

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ, МИНЕРАЛОГИИ И РУДООБРАЗОВАНИЯ  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ ПРИРОДНЫХ  
РЕСУРСОВ УКРАИНЫ  
УКРАИНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ

И. Щербаков

**ПЕТРОЛОГИЯ  
УКРАИНСКОГО  
ЩИТА**



ББК 26.304 (4 УКР)

Щ 61

УДК 552 (477)

Щербаков І.Б.

Щ 61 Петрологія Українського щита. – Львів: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.

ISBN 966-8445-15-5

У монографії схарактеризовані петрологія і геолого-структурне розташування магматичних, ультраметаморфічних і метаморфічних порід, що утворюють мегаблоки Українського щита на всіх вікових рівнях.

Видання призначене для геологів, що працюють у сфері геології докембрія.

ББК 26.304 (4 УКР)

Рецензенти:

член-кор. НАН України Р.Я.Белевцев,  
професор О.Б.Бобров

Відповідальний редактор  
Д.С.Гурський

*Рекомендована до друку вченою радою Інституту  
геохімії, мінералогії і рудоутворення НАН України*

ISBN 966-8445-15-5

© Щербаков І.Б., 2005

© ЗУКЦ, 2005

## СОДЕРЖАНИЕ

Принятые обозначения .....	7
От автора .....	8
Глава 1. Краткая история петрографических исследований Украинского щита .....	9
Глава 2. Эволюция магматизма и некоторые проблемы петрологии Украинского щита .....	16
2.1. Эволюция магматизма УЩ .....	17
2.2. Ранняя кора и генезис эндербитов .....	21
2.3. Генезис гранитоидов .....	26
2.4. Типизация гранитов: s- и i-граниты .....	27
2.5. Прогрессивные и регрессивные граниты .....	29
2.6. Метаморфизм .....	29
2.7. Соотношение гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей .....	30
2.8. Проблема коматиитов .....	32
2.9. Проблема санукитоидов .....	35
Глава 3. Северо-западный район .....	38
3.1. Геологическое строение .....	38
3.2. Метаморфические породы тетеревской серии .....	43
3.2.1. Амфиболсодержащие метаморфические породы .....	43
3.2.2. Глиноземистые породы .....	44
3.2.3. Карбонатные породы и скарноиды .....	45
3.2.4. Новоград-волыньская толща .....	46
3.3. Магматические и ультраметаморфические комплексы .....	47
3.3.1. Нарцызовский комплекс .....	47
3.3.2. Шереметовский комплекс .....	48
3.3.3. Житомирский комплекс .....	50
3.3.4. Фастовский комплекс .....	52
3.3.5. Мухаревский комплекс .....	52
3.3.6. Осницкая вулканоплутоническая ассоциация .....	55
3.3.6.1. Осницкий комплекс .....	55
3.3.6.2. Вулканы лепитовой формации .....	59
3.3.6.3. Вулканы базальт-андезиобазальтовой (порфиритовой) формации .....	61
3.3.7. Букинский комплекс .....	61
3.3.7.1. Букинский массив .....	62
3.3.7.2. Варваровский массив .....	65
3.3.7.3. Шепетовский массив .....	67
3.3.7.4. Смолдыревский массив .....	68
3.3.8. Прутовский комплекс .....	68
3.3.8.1. Прутовское интрузивное тело .....	68
3.3.8.2. Массив Годыха .....	69
3.3.8.3. Массив Железняки .....	71
3.3.8.4. Каменский массив .....	72
3.3.8.5. Прочие мафит-ультрамафитовые массивы .....	73
3.3.9. Городницкий комплекс .....	74
3.3.10. Кишинский комплекс .....	75
3.3.11. Пержанский комплекс .....	77
3.3.11.1. Пержанский массив .....	77
3.3.11.2. Ястребецкий массив .....	79
3.3.12. Коростенский комплекс .....	80
3.3.12.1. Основные породы .....	82
3.3.12.2. Граниты .....	87
3.3.12.3. Щелочные породы плутона .....	89
3.3.12.4. Остривские гранит-порфиры .....	90
3.3.12.5. Лезниковский массив .....	90
3.3.12.6. Редкометальные граниты .....	91
3.3.12.7. Проблемы генезиса пород Коростенского плутона .....	91
3.3.12.8. Дайковые породы Коростенского плутона .....	93
3.3.13. Дайковые комплексы Северо-западного района .....	94
3.3.14. Вулканические породы рифтовых впадин .....	98
Глава 4. ДНЕСТРОВСКО-БУГСКИЙ РАЙОН .....	100
4.1. История исследования .....	100
4.2. Геологическое строение .....	101

Хашчеватос, Антопитево  
Готворон-Завальце

4.3. Стратиграфия и возраст .....	106
4.4. Петрография метаморфических пород.....	108
4.4.1. Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы .....	108
4.4.2. Глиноземистые породы (метапелиты и семипелиты).....	109
4.4.3. Карбонатные породы.....	111
4.4.4. Известково-силикатные породы: скарноиды и скарны.....	114
4.4.5. Железистые кварциты .....	119
4.4.6. Безрудные кварциты.....	120
4.4.7. Гондиты (марганцовистые породы).....	121
4.5. Основные и ультраосновные породы .....	121
4.5.1. Ультраосновные породы. Капитановский и деренюхинский мафит-ультрамафитовые комплексы. ....	122
4.5.2. Основные породы.....	126
4.5.3. Мафит-ультрамафитовые ассоциации Лысянского блока Голованевской шовной зоны. ....	130
4.5.3.1. Павловский массив мафит-ультрамафитовых пород.....	131
4.5.3.2. Мафиты и ультрамафиты Тикичской структуры.....	132
4.5.3.3. Мафиты и ультрамафиты Ядлово-Трактемировской полосы. ....	134
4.6. Гранитоиды .....	136
4.6.1. Гайворонский комплекс .....	138
4.6.2. Бердичевский комплекс .....	140
4.6.3. Литинский комплекс .....	143
4.6.4. Побужский комплекс.....	145
4.7. Субплатформенные интрузивные комплексы.....	147
4.7.1. Проскуровский комплекс.....	147
4.7.1.1. Проскуровский массив щелочно-ультраосновных пород .....	147
4.7.1.2. Антоновский массив щелочноультраосновных пород.....	149
4.7.2. Реутский массив .....	150
<b>Глава V. Росинско-Гикичский район .....</b>	<b>151</b>
5.1. Геологическое строение, стратиграфия и возраст.....	151
5.2. Метаморфические породы.....	155
5.2.1. Основные породы.....	155
5.2.2. Метатерригенные (?) породы .....	158
5.2.3. Лысянская толща .....	159
5.3. Магматические и ультраметаморфические комплексы. ....	160
5.3.1. Юрьевский комплекс.....	160
5.3.2. Жашковский комплекс .....	162
5.3.3. Гайсинский (событовый) комплекс.....	163
5.3.4. Тетиевский комплекс.....	165
5.3.5. Звенигородский комплекс .....	166
5.3.7. Уманский комплекс .....	168
<b>Глава 6. Ингульский район.....</b>	<b>171</b>
6.1. Геологическое строение.....	172
6.2. Стратиграфия .....	177
6.3. Метаморфизм .....	178
6.4. Метаморфические породы.....	181
6.4.1. Гиперстенсодержащие гнейсы.....	181
6.4.2. Глиноземистые гнейсы. ....	183
6.4.3. Амфиболсодержащие гнейсы.....	186
6.4.4. Известково-силикатные кристаллосланцы (скарноиды). ....	186
6.4.5. Люминесценция салических минералов.....	188
6.4.6. Химический состав метаморфических пород .....	189
6.5. Основные и ультраосновные породы.....	190
6.6. Гранитоиды .....	190
6.6.1. Ташлыкский комплекс .....	191
6.6.2. Вознесенский комплекс .....	197
6.6.2.1. Вознесенский массив .....	197
6.6.2.2. Синюхинский массив .....	198
6.6.2.3. Березовская группа гранитов .....	198
6.6.3. Кировоградский комплекс .....	201
6.6.3.1. Кировоградский массив. ....	202
6.6.3.2. Граниты купольных массивов .....	204
6.6.4. Новоукраинский комплекс.....	205
6.6.4.1. Новоукраинский массив .....	205
6.6.4.2. Чигиринский массив .....	211

6.6.4.3. Прочие массивы и проявления пород новоукраинского комплекса. Бассейны рек Верблюжки, Боковеньки и Боковой .....	215
6.6.4.4. Черно кварцевые граниты р. Большая Высь .....	217
6.6.5. Корсунь-новомиргородский комплекс .....	219
6.6.5.1. Корсунь-Новомиргородский плутон .....	219
6.6.5.2. Русскополянский массив .....	225
6.7. Дайковый комплекс .....	228
6.8. Астроблемы .....	230
<b>Глава 7. Среднеприднепровский район .....</b>	<b>231</b>
7.1. Геологическое строение .....	231
7.2. Метаморфические породы фундамента .....	237
7.2.1. Аульская серия .....	237
7.2.1.1. Славгородская апогранулитовая ассоциация .....	237
7.2.1.2. Томаковская толща .....	240
7.2.1.3. Базавлукская свита .....	241
7.3. Зеленокаменные структуры .....	242
7.3.1. Сурская свита .....	243
7.3.2. Чертомлыкская свита .....	246
7.3.3. Алферовская свита .....	246
7.3.4. Соленовская свита .....	247
7.3.5. Белозерская серия .....	247
7.3.6. Тепловская толща .....	248
7.3.7. Метаморфизм пород зеленокаменных структур .....	249
7.4. Криворожско-Кременчугская зона .....	250
7.4.1. Криворожская зона .....	250
7.4.2. Правобережный район .....	254
7.4.3. Кременчугский район .....	257
7.5. Комплексы магматических пород .....	258
7.5.1. Верховцевский комплекс .....	258
7.5.2. Софиевский комплекс (Софиевская вулкано-плутоническая ассоциация) .....	259
7.5.3. Александровский комплекс .....	262
7.5.4. Девладовский комплекс .....	264
7.5.5. Малотерсянский массив нефелиновых и щелочных сиенитов .....	265
7.6. Гранитоиды .....	267
7.6.1. Днепропетровский комплекс .....	267
7.6.2. Сурский комплекс .....	268
7.6.3. Сакаганский комплекс .....	271
7.6.4. Ингулецкий комплекс .....	273
7.6.5. Демуриновский комплекс .....	274
7.6.6. Мокромосковский комплекс .....	275
7.6.7. Токовский комплекс .....	277
<b>Глава 8. Приазовский район .....</b>	<b>278</b>
8.1. Геологическое строение .....	278
8.2. Стратиграфия .....	280
8.3. Петрография метаморфических пород .....	282
8.3.1. Новопавловская ассоциация .....	282
8.3.2. Западноприазовская серия .....	284
8.3.3. Косивцевская толща .....	286
8.3.4. Новогоровская толща .....	288
8.3.5. Осипенковская толща .....	288
8.3.6. Центральноприазовская серия .....	292
8.3.7. Дибровская свита .....	296
8.3.8. Гуляйпольская свита .....	297
8.3.9. Проблема зеленокаменных поясов Приазовья .....	298
8.4. Петрография магматических и ультраметаморфических комплексов .....	302
8.4.1. Гайчурский комплекс .....	302
8.4.2. Добропольский комплекс .....	303
8.4.3. Токмакский комплекс .....	304
8.4.4. Шевченковский комплекс .....	306
8.4.5. Мангуцкий комплекс .....	307
8.4.6. Старобогдановский комплекс .....	309
8.4.7. Обиточенский комплекс .....	309
8.4.8. Осипенковский комплекс .....	311
8.4.9. Анадольский комплекс .....	312

8.4.10. Салтычанский комплекс .....	313
8.4.11. Черниговский комплекс .....	314
8.4.12. Хлебодаровский комплекс .....	318
8.4.13. Южнокальчикский комплекс .....	319
8.4.14. Октябрьский комплекс .....	322
8.4.15. Каменногильский комплекс .....	324
8.4.16. Покрово-киреевский комплекс .....	326
8.4.17. Дайковский комплекс .....	329

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....333**

## Принятые обозначения

### Минералы

Au – авгит

Ab – альбит

Alm – альмавдин

Amf – амфибол

Ans – андалузит

And – андезин

Anr – андрадит

An – анортит

Brk – баркевикит

Bt – биотит

Hed – геденбергит

Hyp – гиперстен

Gr – гранат

Gph – графит

Gs – гроссуляр

Di – диопсид

Fsp – калишпат

Qu – кварц

CPx – клинопироксен

Lab – лабрадор

Mi – микроклин

Mz – монацит

Mu – мусковит

Ol – оливин

Olg – олигоклаз

Or – ортоклаз

OPx – ортопироксен

Pg – пижонит

Px – пироксен

Py – пироп

Pl – плагиоклаз

Hbl – роговая обманка

Str – серпентин

Sil – силлиманит

Sps – спессартин

St – ставролит

Tc – тальк

Fa – фаялит

Fo – форстерит

Phl – флогопит

Zrn – циркон

Sp – шпинель

### Коэффициенты.

Общая железистость пород ( F ) и минералов ( f ):  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ , вес. %

Коэффициент окисления пород ( Fo ) и минералов ( fo ):  $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ , вес. %.

Коэффициент алкаитности ( ag ) :  $\text{K} + \text{Na} / \text{Al}$ , атомн. %.

*Светлой памяти моей жены, петрографа*

*Тамары Григорьевны Щербаковой, посвящается*

## От автора

Изучением петрологии Украинского щита занималось несколько поколений геологов, в том числе такие корифеи отечественной петрологии как В.С.Соболев, Ю.Ир.Половинкина, В.И.Лучицкий, Н.И.Безбородько, Н.П.Семенов, Я.Н.Белевцев, И.С.Усенко и многие другие. Они оставили нам в наследство труды, на которых мы учились познавать природу камня. Прошло время; накопился новый материал, появились новые методы исследования, приборы, сформировались новые идеи и взгляды. Когда иссяк поток бесценной информации вследствие почти прекращения геологоразведочных работ и, особенно, бурения, пришлось обратиться к пересмотру и обобщению материалов, наработанных несколькими поколениями геологов. Так появилась настоящая книга.

Подвести итоги вековой истории изучения петрологии Украинского щита, как хотел автор, оказалось тяжелой задачей. Начиная эту работу, автор надеялся, что она поможет молодому геологу сориентироваться в сложностях петрологии щита и если не получить ответы на интересующие его вопросы, то хотя бы получить выход на соответствующие публикации. Поскольку никто после основоположников петрографии – Н.И.Безбородько и В.И.Лучицкого – не решился выполнить подобную работу, автор самонадеянно рискнул взяться за нее, надеясь на свой полувековой опыт исследования некоторых районов щита.

Автор не добивался исчерпывающей полноты описания многочисленных петрографических подразделений, ограничиваясь ссылкой на первоисточники. По мере возможности он также не углублялся в проблемы геологии, тектоники и стратиграфии докембрия щита, пытаясь остановиться лишь на проблемах петрологии. Излагая взгляды разных геологов на те или иные вопросы, автор старался оценить их максимально объективно, предлагая и свое мнение, если таковое возникало.

Оказался неохваченным безусловно огромный массив знаний по петрологии УЩ, заключенный в фондовой литературе, о чем автор искренне сожалеет. Далеко не все геологи Государственной геологической службы Украины находили время и силы, чтобы опубликовать результаты своих, нередко чрезвычайно интересных исследований. Автор всегда считал, что в геологии не существует разрыва между учеными и практиками. Геолог-съемщик – тот же ученый, занятый конкретным объектом и всегда ограниченный во времени.

Автор готов к тому, что его подходы к некоторым проблемам петрологии будут восприняты отрицательно, однако, даже намстить спорные вопросы, необходимо.

Автор старался не отдалиться от утвержденной Национальным стратиграфическим комитетом корреляционной стратиграфической схемы УЩ. К сожалению, публикации о принятых изменениях и дополнениях появляются редко: последняя датирована 1999 годом [268], хотя после этого было несколько всеукраинских совещаний, на которых высказано достаточно много обоснованных предложений. В самой схеме имеются подразделения, о которых в литературе вообще нет никаких сведений (хмельницкий, сабаровский, ташлыкский и другие комплексы), поэтому некоторые из них остались неосвещенными. Характеристика большинства ультраметаморфических и магматических комплексов не отвечает требованиям, изложенным в «Петрографическом кодексе Украины, да и сам кодекс не принят к исполнению в качестве обязательного документа. Все это – недоработки автора, как председателя Межведомственного петрографического комитета и руководства Национального стратиграфического комитета.

Еще один недостаток предлагаемой книги: при описании не удалось достичь логического единообразия. В одних районах (блоках) УЩ автор исходил из стратиграфической последовательности, в других породы сгруппированы по петрографическому принципу, в третьих – по геологическим структурам, а иногда – по вулcano-плутоническим ассоциациям: в каждом мегаблоке сложились свои геологические традиции. Некоторые ультраметаморфические и магматические комплексы предлагаются к выделению в первые.

Отдавая дань основоположникам отечественной петрографии, при характеристике тех или иных образований автор использовал работы преимущественно авторов последней четверти прошлого века. При этом в списке литературы приведены далеко не все, а только главные работы. Мы надеемся, что авторы не вошедших в список работ с пониманием воспримут это обстоятельство и не будут обижаться.

Некоторые проблемы, затронутые в работе, обсуждались на совещаниях, на петролого-геохимическом семинаре ИГМР НАН Украины и в частных беседах. Автор особенно благодарен известному петрографу Г.Л.Кравченко, который нашел время прочитать раздел по Приазовскому району и сделал ценные критические замечания.

Автор благодарен своим помощникам В.Н.Минеевой и В.В.Рябокню за оформление работы и за то терпение, с которым они вынесли бесконечные его придирки.

Автор глубоко благодарен руководству Украинского государственного геологоразведочного института за финансовую помощь, без которой издание настоящей книги было бы невозможным.

*И.Щербаков*



# Глава 1. Краткая история петрографических исследований Украинского щита

Без преувеличения можно сказать, что петрология Украины изучена лучше, чем любого региона СНГ и мира. Здесь работали выдающиеся исследователи – В.И.Лучицкий, Н.И.Безбородько, Н.И.Свитальский, Н.П.Семененко, Я.Н.Белевцев, Л.Г.Ткачук, И.С.Усенко, братья В.Н. и П.Н.Чирвинские. Была создана всемирно известная петрологическая школа академика В.С.Соболева (Львов). На Украинском щите (УЩ) работали классики петрологии – Ю.Ир. Половинкина, А.А.Полканов, П.И.Лебедев, Л.Ф.Айнберг, А.С.Гинзберг, А.Н.Елисеев, Б.М.Кушлетский, В.П.Костюк и др. Объем петрографической информации, полученной за последние 100 лет, огромен. Достаточно сказать, что только в первой петрографической сводке “Украинский кристаллический массив” приведено свыше 600 наименований петрографических публикаций. Понятно, что нет никакой возможности в одной статье учесть даже главные работы и всех исследователей, трудившихся в разное время в Украине. В настоящем обзоре кратко рассмотрены, в основном, труды ученых старшего поколения. Работы современников, на которых автор основывается в своих выводах, приведены в соответствующих разделах.

Автор надеется, что читатели поймут его, если не найдут в книге чьей-то фамилии: это сделано не нарочно и автор заранее приносит им свои извинения.

Хочу также подчеркнуть, что в Украине никогда не делалось различий между геологами-производственниками и геологами-учеными. Заметим, что первым директором Укргеолкома был В.И.Лучицкий, который еще в 1912 г. защитил докторскую диссертацию и впоследствии возглавил Институт геологических наук (ИГН) АН УССР. Длительное время, вплоть до 1960-х гг., многие ученые-петрографы совмещали производственную, научную и педагогическую деятельность, работая одновременно в Украинском геологическом управлении, ИГН и Киевском университете.

Успехи в изучении петрологии УЩ были predetermined работами ученых-преподавателей Киевского, Харьковского и Одесского университетов. Это был так называемый университетский период. К числу этих ученых относятся известные со школьной скамьи имена – К.М.Феофилактов, К.М.Барбот-де-Марни, В.Блюмель, А.Е.Лагорио, М.Н.Миклухо-Маклай, Г.Оссовский, Р.А.Прендель, П.П.Пятницкий, П.А.Тутковский и др. Позднее выделились труды В.Е.Тарасенко по петрологии западной части УЩ. В.И.Лучицкий считал, что работы В.Е.Тарасенко вполне отвечают содержанию науки “петрология”. Существенный вклад в изучение западной части УЩ внесли польские геологи – С.Грабинка, И.Войцеховский, М.Калинский, А.Мазурек, П.Радзиевский, К.Смуликовский и, особенно, Ст.Малковский и другие.

Интенсивность петрологических исследований резко возросла после 1917 г., прежде всего за счет усилий сотрудников Укргеолкома, где работало много видных ученых. В 1930–1950-е гг. были наиболее известны такие имена: И.А.Морозевич, Н.И.Свитальский, С.В.Бельский, Ю.Г.Гершойг, М.И.Ожегова, А.Н.Козловская, И.В.Дубына, А.Е.Лагорио, В.Д.Лас-карев, Б.Л.Личков, В.Н.Чирвинский, А.Г.Милай, И.Г.Сагайдак, И.И.Танатар, В.П.Амбургер, Ю.Б.Басс, Г.С.Володин, В.Домгер, Г.М.Корвниченко, А.В.Красовский, Н.С.Лаврович, И.Ф.Матковский, В.И.Барташевский, Н.К.Иснадквич-Говорова, Г.К.Фельдман, С.П.Родионов, Д.Н.Соболев и др. Наибольшей популярностью из ученых этого периода несомненно пользуются два основоположника украинской петрологии – В.И.Лучицкий и Н.И.Безбородько.

Владимир Иванович Лучицкий был первым директором Укргеолкома, который создан по его инициативе и непосредственном участии. В 1945–1949 гг. он избран директором Института геологических наук и одновременно – заведующим кафедрой петрографии Киевского университета. В.И.Лучицкий известен, наверное, всем геологам прежде всего как автор курса “Петрография”. Первое издание этого первого в России учебника, названного “Курс петрографии”, вышло в 1910 г., а последнее, шестое – в 1949 г. На второе по значимости место среди его работ поставим капитальный, не имеющий аналогов труд, написанный в соавторстве с Е.А.Кузнецовым, – “Петрографические провинции СССР” (1936), на третье – “Петрографию Украины” (1934), на четвертое – “Украинский кристаллический массив”, на пятое – “Петрографию Крыма” (1939) и так далее. Заметим, что ни одна из книг не потеряла значения до сих пор. Уже перечисленных монографий достаточно, чтобы представить всю интеллектуальную мощь этого ученого, а ведь список его трудов насчитывает свыше 200 наименований! Тематика трудов В.И.Лучицкого поистине поразительна, при том, что большинство работ написано без соавторов. В их числе фундаментальные исследования по гидрогеологии, заложившие фундамент этой науки в Украине, работы по каолинам, графиту, флюориту, по соляным куполам и озерам, керченским железным и серным рудам, хромитам и бокситам Урала, по фосфоритам Украины, марганцевым рудам, цементному сырью, огнеупорным глинам, полевым шпатам и многие др.

С 1923 по 1944 г. В.И.Лучицкий заведовал кафедрой петрографии Московского геологоразведочного института, Украинским отделением Геолкома, работал в Институте геологии АН СССР, одновременно руководил поисками и разведкой каолина, графита, флюорита в ВИМС’е, работал на Урале консультантом “Союзалюминзавода”. Он проводил обширные геологические исследования по всей территории СССР. Еще во время первой мировой войны В.И.Лучицкий принимал участие в работе первой в России военно-геологической организации “ГидроЮЗ”. В период Великой Отечественной войны было создано аналогичное подразделение под командованием С.П.Родионова, в котором служили многие украинские геологи старшего поколения.

Для нас наибольший интерес представляют труды В.И.Лучицкого по украинскому докембрию. В 1910 г., на заре украинской петрологии, он написал небольшую статью “К вопросу о происхождении гранитов юга России”, в которой вполне современно разделил гнейсы на три генетических типа: парагнейсы, ортогнейсы и микстогнейсы. В.И.Лучицкий первым написал о широком развитии в Украине чарнокитов и впоследствии не раз возвращался к этой проблеме. Он является автором

развернутой стратиграфической схемы докембрия УЩ и первый выделил тетерево-бугскую серию (нередко ее так и называют: "тетерево-бугская серия Лучицкого"). В.И. Лучицкий организовал коллектив авторов и сам написал значительную часть поистине энциклопедического на те времена труда – "Український кристалічний масив".

Другой гигант петрологии – Николай Иванович Безбородько (1883–1942). Судьба Н.И. Безбородько типична для многих лучших представителей советского общества того времени. В 1939 г. он был арестован по стандартному обвинению: национализм и сокрытие месторождений полезных ископаемых. После длительных издевательств Н.И. Безбородько "признался", получил срок 12 лет, но через три года умер в концлагере в Архангельской. Автор хорошо помнит те времена, когда геологи, ссылаясь на работы Н.И. Безбородько, не имели права упоминать фамилию автора.

Труды Н.И. Безбородько полностью сохранили свою актуальность. В сфере его научных интересов преобладали граниты. Будучи убежденным магматистом, он большое значение придавал явлениям ассимиляции и гибридизма при формировании магм. Хорошо известна работа Н.И. Безбородько, в которой даны определения динамогранитов, схистогранитов и тенигранитов. Главная его монография – "Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України". Основу петрогенетической карты Н.И. Безбородько составляют типы гранитов, выделенные по признаку структурной, минеральной и петрогенетической индивидуальности. Он выделил и охарактеризовал 15 типов гранитов и 6 – гранодиоритов. Эти граниты и гранодиориты имеют строго ограниченное территориальное распространение. Исключения составляют житомирский, кировоградский и днепро-вский граниты, выделенные в ранге типов. Типы гранитоидов Н.И. Безбородько надолго вошли в петрографическую терминологию. Названия многих из них сохранились за комплексами в стратиграфической схеме УЩ.



Владимир Иванович Лучинский

Особенно важным представляется предложенный Н.И. Безбородько принцип территориальности, в соответствии с которым почти каждый тип гранита приурочен к своему петрогенетическому району. Петрогенетический район, по Н.И. Безбородько, – это область влияния батолита, а гнейсовая толща – остатки его кровли. Среди современных петрологов преобладает прямо обратная точка зрения: гранитная магма, по их мнению, рождается на месте и за счет гнейсовых толщ, а сами граниты в определенной мере наследуют состав этих толщ. Иными словами, господствующая ныне схема гранитообразования является зеркальным отражением схемы Н.И. Безбородько; термин сохраняется, но уже в ином смысле. Таким образом, Н.И. Безбородько принадлежит приоритет в определении понятия, которое позднее вошло в употребление под названием СВК – структурно-вещественного комплекса.

Н.И. Безбородько принадлежит приоритет в выделении вида пород, хорошо известных ныне под названием эндербитов. За три года до публикации статьи С.Тилли о породах Земли Эндерби Н.И. Безбородько предложил по аналогии с чарнокитовой серией Т.Холланда назвать бугитовой серией породы чарнокитового состава, обедненные калием. В зависимости от кремнекислотности и фемичности эти породы были названы катабугитами, мезобугитами и эпибугитами. Особое название получил лейкократовый бугит из Сабаровского карьера на окраине г. Винница – сабаровит. До сих пор украинские геологи используют термин Н.И. Безбородько – винницит – по отношению к гранат-биотитовому мигматиту Подоллии. Следовало бы воскресить еще один термин Н.И. Безбородько – украинит, впервые предложенный им в работах "Монцоніти України" и "Монцонитовый ряд и монцониты Украины". Принципиальная особенность украинита заключается в том, что это – монцонит, в котором пироксен представлен исключительно или главным образом ортопироксеном. Между тем, в любом петрографическом справочнике в составе монцонита указывается только моноклиновый пироксен. Эффузивным аналогом украинита является санукит. Интересно, что Н.И. Безбородько не отождествлял гиперстеновые монцониты, например, букинского типа, с чарнокитами.

Перечисленные термины не единственные из предложенных украинскими петрографами и не признанные за пределами Украины вследствие существования железного занавеса. К ним можно отнести киевит В.И. Лучицкого, базавлукит (бузудукит) Н.П. Семененко, вольнит Г. Оссовского и И.В. Мушкетова, клесовит Ст. Малковского, собит В.Н. Чирвинского. Единственный, пожалуй, принятый за пределами Украины термин – это мариуполит И.А. Морозевича, а из минералов – подолит В.Н. Чирвинского. Н.И. Безбородько был патриотом Украины; многие его работы написаны на украинском языке. Часть геологических терминов тогда еще не имела аналогов в украинском языке, поэтому, введя их, Н.И. Безбородько был новатором и в этой области.



Николай Иванович  
Безбородько

Велик вклад в петрологию Украинского щита Ю.Ир. Половинкиной. Единственный за всю историю и хорошо известный со студенческой скамьи атлас структур и текстур горных пород Ю.Ир. Половинкиной иллюстрирован, в основном, украинскими материалами. Ю.Ир. Половинкина охватила своими работами практически весь щит и везде оставила свой след. Несколько ее книг, изданных в Москве и Ленинграде, удивляют своей современностью. Однако, при характеристике геологических процессов Ю.Ир. Половинкина всегда отдавала предпочтение метасоматозу.

Интересы украинских петрологов несколько искусственно можно сгруппировать вокруг таких проблем: базит-ультрабазиты, граниты, чарнокиты, щелочные породы; формации; метаморфизм, вулканизм: породообразующие минералы (петроминералогия) и чисто региональные – Карпаты, Крым и Донбасс.

Проблема петрогенезиса основных и ультраосновных пород была предметом особого внимания основоположников украинской петрологии – В.И.Лучичко, Н.И.Безбородько, В.Е. Тарасенко и др. Наиболее известен среди исследователей основных и ультраосновных пород УЩ И.С.Усенко. Из серии его работ, посвященных этой проблеме, следует выделить четыре: “Метабазиты Приднепровья”; “Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива”; “Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга”; “Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья”. Еще до открытия коматиитов И.С.Усенко доказал, что докембрийские базиты отличаются от более поздних образований высокой магнезиальностью и очень гордился своим открытием, когда стало известно о находке коматиитов. Он утверждал также, что все минералы древних базитов и ультрабазитов новообразованные – метаморфогенные. Кроме того, Иван Степанович много занимался проблемой никеленосности базит-ультрабазитовых ассоциаций и посвятил ей серию статей.

Петрографии, минералогии, геохимии базит-ультрабазитовых пород много внимания уделили Э.Б.Наливкина, А.Б.Фомин, Б.Г.Яковлев, А.Я.Каневский, З.И.Танатар-Бараш, М.М. Ильвицкий, Л.Ф.Борисенко, А.Я.Древин, Э.В.Мельничук, М.А.Ярошук, В.Л.Бойко, В.А.Ершов, В.Д.Ладиева, С.М.Рябоконе, Г.Л.Кравченко, В.П.Бухарев, Э.А.Никулина, П.И.Слынько, Е.Н.Голуб, В.И.Говышакова и др. Поражает своей фундаментальностью монография по базит-ультрабазитовым формациям Среднего Приднепровья, написанная коллективом авторов под руководством Н.П.Семененко (В.Л.Бойко, С.М.Рябоконе и др.). Ю.Н.Колесник изучал условия формирования мантийных магм.

В 1970-е гг. в базит-ультрабазитовой проблеме выделились два объекта – коматииты и анорогенные интрузии, не связанные с рапакиви. Проблему коматиитов в Среднем Приднепровье разрабатывали в основном ученые львовской школы – А.А.Сиворонов, А.Б.Бобров, Б.И.Малюк и др. Анорогенные интрузии с промышленной никеленосностью в пределах Букинского узла (Прутовский, Железняковский, Годыхинский и другие массивы) изучали В.М. Скобелев, Б.Г.Яковлев, Н.М.Костенко, С.А.Галий, К.В.Когут и др. В результате многолетних исследований базит-ультрабазитовых формаций сложилось вполне определенное мнение об их никеленосности. Установлено, что перспективными на силикатный никель являются древние ультрабазиты альпийского типа, а на сульфидный никель – анорогенные интрузии букинского типа.



Иван Степанович Усенко

Граниты, исключительно разнообразно представленные на УЩ, естественно, привлекли внимание самых первых петрографов. К.М.Феофилактов еще в 1851 г. выделил житомирский, бердичевский и красный граниты. В.Е.Тарасенко и Д.Н.Соболев в конце прошлого столетия дали детальное (по тому времени) описание всех гранитов западной части щита. В 1930-е гг. на территории УЩ было широко развернуто исследование гранитов: Ю.Г.Дубяга изучал саксаганские плагиограниты; А.Н.Козловская – граниты Побужья; И.Л.Личак – Приднепровья; А.Г.Милай – Приазовья; Н.К.Ненадкевич-Говорова – Волины; Ю.Ир.Половинкина – граниты Приингуля. Как видно из “Справочника по петрографии Украины” к началу Великой Отечественной войны были петрографически изучены все доступные наблюдения гранитоиды УЩ. В послевоенные годы опубликованы монографии петрографов старшего поколения. Из них наиболее значительны работы Ю. Ю. Юрка, написанные в добрых традициях ортодоксального магматизма. Полная сводка по гранитам содержится в книге “Геология СССР”, т. V (1958).

Поток региональных монографий ученых послевоенного выпуска приходится на начало 1970-х гг. В это время опубликованы исследования Н.П.Щербака, И.Б.Щербакова, В.И.Орсы, Н.А.Беспалько. Большое место занимает петрография в крупных коллективных трудах по стратиграфии докембрия и критериям прогнозирования месторождений.

К этому же времени относятся многочисленные статьи по петрографии и петрологии гранитоидов почти всех регионов УЩ, написанные Я.Н.Белевцевым, А.Н.Сухининым, И.С.Усенко, И.Л.Личаком, И.Б.Щербаковым, К.Е.Есипчуком, Р.Я.Белевцевым, В.И.Орсой, Т.А.Рокачук, Е.Н.Голуб, Б.З.Берзениным, В.П.Бухаревым, А.Я.Хатунцевой, С.В.Бухаревым, И.Д.Царовским, В.М.Ве-нидиктовым, Г.Л.Кравченко, В.А.Цукановым, Л.С.Галецким, В.Н.Гладким, З.М.Гречишниковой, С.М.Доброхотовым, Е.Б.Глевасским, А.П.Заяц, М.Н.Ивантшиним, А.С.Иванушко, Е.И.Кравцовой, Ф.П.Митрофановым, А.М.Лысаком, В.К.Осадчим, О.М.Струевой, М.Н.Толстым, В.Г.Моляко, В.Н.Троценко.

Разработка проблемы гранитообразования в Украине, разумеется, находилась под влиянием системы взглядов, распространенных в мировой литературе. Так, в довоенные годы господствовала гипотеза мантийного происхождения гранитных магм с их последующей контаминацией и дифференциацией. Трансформистские гипотезы, которые имели большое влияние на западе, среди украинских петрографов не получили широкого распространения. Крайние трансформисты того периода – Ю. Ир. Половинкина и Э. Б. Наливкина – объясняли, например, происхождение бердичевских гранитов и чарнокитов за счет пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. Глубоко верил в определяющую роль метасоматоза в формировании гранитов А.И.Стрыгин.

Большой популярностью, особенно в последние годы, пользовалась теория магматического замещения осадочно-вулканогенных толщ под влиянием глубинных флюидов, насыщенных кремнеземом и щелочами, разработанная Д.С.Коржинским. В настоящее время среди украинских геологов (как и в мировой науке) господствуют гипотезы внутрикорового происхождения гранитов. Впервые такая точка зрения на формирование дошлатформенных гранитоидов была изложена, вероятно, И.С.Усенко с соавторами. Петрографы Украины активно восприняли представления о специфике раннедокембрийского гранитного магматизма, обусловленной его коровым происхождением. Эта специфика проявляется в существовании тесной генетической связи гранитоидов и вмещающих пород во всех ее геологических и петрографических аспектах, а также в подобии вещественного состава гранитоидов и вмещающих пород. За несколько лет до работ Б.Чепела и А.Уайта и одновременно с российским уче-

ным Л.В.Махлаевым, И.Б.Щербаков предложил и обосновал критерии расчленения гранитов на апопелитовую и апобазитовую петрохимические ветви, которые ныне хорошо известны по работам австралийских ученых как s- и i-граниты. Была предложена также идея регрессивно-прогрессивного гранитообразования, усовершенствованная позднее К.Е.Есипчуком. Итогом этих исследований можно считать крупную сводку по гранитоидам УЩ, в которой гранитоиды расчленены по формационно-возрастному принципу и обосновано выделение целого ряда новых комплексов. Позднее почти все эти комплексы вошли в обновленную стратиграфическую схему УРМСК.

Граниты привлекали внимание геологов и в связи с практическим использованием их. Так, В.И.Магидович исследовал граниты как источник керамического сырья. С этой же целью изучали гранитоиды Ю.Ю.Юрк, И.Л.Личак, Н.К.Крамаренко, С.А.Козак и другие геологи. В опубликованных ими работах утверждается, что Украина обладает неограниченными запасами сырья для керамики, и это полностью подтверждает выводы первых исследователей – Н.И.Свистальского и В.И.Лучицкого. Петрофизические исследования гранитоидов проводила большая группа геологов ИГМР НАН Украины совместно с учеными Киевского университета (М.И.Толстой).

Большое внимание исследователей гранитоидов привлекала проблема массивов рапакиви как источника пьезокварцевого сырья, самоцветов, касситерита и россыпей титана. Первые сведения о рапакиви, по свидетельству В.И.Лучицкого, появились в работе Б.А. Попова. Однако мне удалось ознакомиться с толстой папкой конспектов и переводов иностранных статей И.Л.Личака, выполненных со свойственной ему скрупулезностью, из которых следует, что проблема рапакиви появилась в середине прошлого века. Выписки из работ Сегета, К.М.Феофилактова, Галибина, Г.Оссовского, Н.Барбота-де-Марни и многих др., правда, относятся в основном к лабрадоритам, но позволили И.Л.Личаку сделать вывод, что первооткрывателем собственно рапакиви является К.М.Феофилакт. В 1895 г. В.Е.Тарасенко опубликовал результаты исследований Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива. Следующей крупной работой по этой проблеме стала докторская диссертация В.И. Лучицкого “Рапакиви Киевской губернии и породы, его сопровождающие”.

В 1930 – 1940-е гг. изучением рапакиви Корсунь-Новомиргородского и Коростенского плутонов и связанных с ними основных пород занимались М.И.Ожегова, И.Ф.Матковский, Д.Н.Соболев. В результате проведенных работ были открыты уникальные месторождения волыньских камерных пегматитов и иризирующего лабрадорита. Особенно интенсивно работы по изучению Коростенского плутона проводились после организации в 1944 г. Волынской (Житомирской) горно-геологической экспедиции. Над этой проблемой в разные годы много и продуктивно работали Н.И.Безбородько, Л.Г.Ткачук, Т.Н.Агафонова, Г.М.Корвниченко, В.И.Бартошевский, М.И.Ожегова, А.Н.Козловская, Б.А.Гаврусевич, М.Н.Ивагитшин, В.П.Бухарев, Н.В.Череватюк, Н.Г.Донусова, Л.С.Криволап, В.Т.Латыш, Л.С.Калужная, В.М. Ключков, Л.А.Приказчиков и др.

Из огромного количества публикаций, посвященных петрографии и минералогии Коростенского плутона, изданных после работ В.Е.Тарасенко и В.И.Лучицкого, можно выделить три наиболее крупных исследования – А.А.Полканова, В.С.Соболева и И.Л.Личака. В ряде публикаций и в монографии А.А.Полканова рассматриваются в основном структурные особенности массивов лабрадоритов Волыни. Эти классические работы легли в основу разработанного А.А.Полкановым петроструктурного метода. В.С.Соболев особо подчеркивал высокую железистость минералов и высокую калиево-рапакиви, как характерные признаки платформенных гранитов. И.Л.Личак, почти всю жизнь посвятивший изучению Коростенского плутона, очень активно сотрудничал с местными геологами. В последние годы он пришел к выводу об определяющей роли процессов щелочного метасоматоза в формировании многочисленных разновидностей пород плутона. В 1970-е гг. эта гипотеза была диссидентской, автор долго не решался на ее. После неожиданной смерти Ивана Лазаревича осталось огромное количество каменного материала и тщательно обработанных химических анализов пород и минералов. Его друзьям удалось найти рукопись, к сожалению, без результирующей главы. Книга издана в 1982 г.

Другому массиву пород анортозит-рапакивигранитной формации – Корсунь-Новомиргородскому – “повезло” несравненно меньше, вероятно, потому, что камерные пегматиты в нем до последнего времени не были обнаружены. Причина малой продуктивности



Николай Петрович Щербак

Корсунь-Новомиргородского плутона по сравнению с Коростенским заключается, возможно, в том, что нынешний эрозионный срез его находится на более глубоком уровне (гранулитовая и амфиболитовая фации), чем Коростенского плутона (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации).

Проблема чарнокитов давно и глубоко интересовала геологов. Было установлено большое разнообразие их. Генезис этих пород также трактовался по-разному. Первым описал гиперстеновые гранитоиды Волыни А.Е.Лагорио. Породы такого состава на Побужье описали Н.Д.Соболев, В.Е.Тарасенко, А.Н.Козловская. Впервые термин “чарнокиты” использовал В.И.Лучицкий в “Петрографии Украины”, назвав подольские чарнокитоиды “антипертитовыми чарнокитами”. Н.И.Безбородько предложил для них новый термин – “бугиты”. П.И.Лебедев все украинские чарнокитоиды разделил на два ряда: калиевый (вольно-приазовский) и натровый (подольский). В.Н.Чирвинский установил родство чарнокитов и гранитоидов по р. Собь, назвав последние собитами. Л.Г.Ткачук отнес собиты к подольскому чарнокито-норитовому комплексу.

В.И.Лучицкий по наличию в чарнокитах кордиерита, для которого он предложил хорошо известную диагностику по плеохроичным дворикам, и ксенолитов силикатно-карбо-натных пород, относил их к метаморфическим породам, подвергшимся изменениям под воздействием гранитной магмы. Н.И.Безбородько считал, что чарнокиты (бугиты) – породы магматические

с широко проявленными процессами ассимиляции и гибридности. Ю.Ир.По-ловинкина и Э.Б.Наливкина доказывали происхождение чарнокитов за счет метасоматического преобразования двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. И.С.Усенко считал чарнокиты метаморфизованными продуктами разрушения и переноса основных эффузивов. Оригинальную гипотезу образования чарнокитов за счет первичной космической коры в результате самопроизвольного превращения породообразующих элементов предложил О.И. Слензак. Петрологией чарнокитов занимались многие исследователи: О.И.Слензак, И.Б.Щербаков, В.М.Вснидиктов, И.М.Лесная, М.Г.Равич, В.В.Закруткин, Э.А.Никулина; последняя публикация Н.П.Семеновко также посвящена гранулитам и чарнокитам.

Теперь уже стало вполне очевидным, что, подобно гранитам, есть “чарнокиты” и “чарнокиты”, а главным объединяющим для них признаком является парагенезис минералов гранулитовой фации. Пластовые тела чарнокитоидов разного состава, структурно вписанные во вмещающую толщу (гайворонский тип), являются скорее всего метаморфогенными образованиями, возникшими за счет эффузивов либо какого-то перетолженного материала. Массивные средне- и крупнозернистые чарнокитоиды, слагающие небольшие слепые тела в толще пород гранулитовой фации, возникли в результате сочетания процессов метасоматоза и плавления. Массивные чарнокиты литинского типа, выступающие в виде куполов среди менее глубинных пород (бердичевских гранитов), – скорее всего магматические, параавтохтонные образования.



Людмила Генриховна  
Бернадская

Наконец, в последние годы выяснилось, что в составе интрузивов Букинского узла, внедренных в породы амфиболитовой фации, имеется полный набор пород от ультрамафитов до гранитов, но практически во всех обнаруживаются признаки монзонитов или чарнокитов в виде сингенетичного калиевого полевого шпата (Букинский, Варваровский, Железняковский, Годыхинский и другие массивы). Чарнокиты (возможно, правильнее, монзониты) Букинского узла образовались в результате контаминации мантийной магмы веществом типа бердичевских гранитов и содержащихся в них ксенолитов субглиноземистых гнейсов с последующей дифференциацией в промежуточных камерах. Если учесть, что некоторые породы в составе Коростенского плутона еще П.И.Лебедев называл чарнокитами, Н.И.Безбородько – монзонитами, а М.И.Ожегова в мелкозернистых гранитах г. Малин определила кордиерит, то вырисовывается чрезвычайно интересная и требующая осмысления цепь: метаморфогенные чарнокитоиды Побужья – чарнокиты ятранского типа – чарнокиты литинского типа – монзониты Букинского узла – монзониты Коростенского плутона – граниты рапакиви.

Щелочные породы на УЩ стали известны в 1930-е гг. благодаря работам И.А.Морозевича и Л.Ф.Айнберг, проведенным в Приазовье, когда был открыт знаменитый Октябрьский массив. Позднее этот массив изучали П.И.Лебедев, В.И.Лучицкий, Н.А.Елисеев с коллегами, С.Г.Кривдик и А.Н.Донской. Особо следует отметить публикации

И.Д.Царовского, посвященные щелочным породам: в свое время он считался одним из ведущих щелочников Со-юза. В 1960–1970-е гг. был открыт целый ряд новых массивов щелочных пород – Мало-терсянский карбонатитовый, Проскуровский, Березовая Гать, Антоновский, Городницкий. Их исследованием занимались И.Д.Царовский, А.Д.Тимошенко, Г.В.Жуков, П.Ф.Брацлавский, С.Г.Кривдик, З.М.Лапицкий, Н.П.Семеновко, С.Н.Цымбал, И.Б.Щербаков. Сиениты, связанные с массивами рапакиви, исследовали В.С.Соболев, Л.Г.Ткачук, В.И.Бартошинский, С.Г.Кривдик, В.И.Орса, В.П.Брянский, В.И.Ткачук и др. Наиболее полно щелочные породы УЩ охарактеризованы в монографиях Е.Б.Глевасского, С.Г.Кривдика и В.И.Ткачука. Они доказали, что все щелочные породы щита укладываются в две формации: щелочно-ультраосновную возрастом 2 млрд лет и габбро-сиенитовую – 1,7 млрд лет. Не решен принципиальный вопрос: почему щелочные породы УЩ древнее, чем в других регионах?

Основы формационного анализа докембрийских образований заложены в трудах корифеев украинской петрологии – В.Е.Тарасенко, Н.И.Безбородько, В.И.Лучицкого, Л.Г.Ткачука и др. Наибольшую популярность идеи формационного анализа в Украине приобрели в 1960-е гг., особенно после публикации известной монографии Ю.А.Кузнецова. Первоначально формационные исследования на УЩ проводились коллективами под руководством И.С.Усенко (И.Л.Личак, И.Д.Царовский, Л.Г.Бернадская, И.Б.Щербаков) и Н.П.Семеновко, а также Г.И.Каляевым. Они опубликовали свыше 25 работ по проблеме формационного анализа. Одновременно, в конце 1960-х гг. в г. Львов возник второй формационный центр под руководством Е.М.Лазько (В.П.Кирилук, А.А.Сиворонов, Г.М.Яценко и др.). Известны также работы по формациям Ю.Ир.Половинкиной, Э.Б.Наливкиной и В.В.Жданова.

Как известно, сформировались два противостоящих подхода к формационному анализу: парагенетический и генетический. Представитель генетического подхода в украинской геологии – Г.И.Каляев, впервые выделивший вулканогенно-осадочные формации Криворожского рудного района. Н.П.Семеновко вместе с большим коллективом сотрудников расчленил осадочно-вулканогенные формации Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Они в ряде фундаментальных монографий охарактеризовали ультрабазитовые, метабазитовые, кератофировые и железисто-кремнистые формации и определили их место в геодинамической эволюции района.

Е.М.Лазько и его сотрудники вслед за Н.С.Шатским пропагандируют “парагенетическое” направление в формационном анализе. Они провели тщательное исследование обнажений метаморфических пород большинства районов УЩ и впервые выявили ритмично-слоистое строение многих формаций. Эти исследователи классифицируют формации по современному вещественному составу и отводят им определенное стратиграфическое положение.

И.С.Усенко и его последователи также руководствуются “парагенетическим” принципом выделения формаций, но считают, что по мере углубления наших знаний о генезисе горных пород все большее значение должен приобретать принцип генетический. Исходя из такого положения они выделяют первичные и вторичные формации. Геологи этой школы считают, что классификации подлежат, собственно, вторичные формации – метаморфические, ультраметаморфические и метасоматические. Они предложили классификации для всех типов горных пород, но особенно детальные – для гранитоидов. И.Б.Щербаков, К.Е.Есипчук и В.И.Орса для определения места гранитоидов в стратиграфической схеме разработали формационно-возрастной принцип.

Метаморфические горные породы изучали в той или иной мере все украинские геологи, но исследование метаморфических процессов в их современном понимании началось только в 1960-е гг. Однако, нужно заметить, что начало развитию теории метаморфизма в Украине было заложено уже до войны Н.И.Свитальским. Николай Игнатьевич Свитальский (даже инициалы его иногда приводятся неправильно) – один из тех крупных ученых, чья роль в украинской науке искусственно занижалась. По сведениям Д.Е.Макаренко, Н.И.Свитальский после открытия в 1933 г. в Киевском университете геологического факультета читал там лекции по петрографии, минералогии и рудным месторождениям. В 1926 г. он стал заместителем директора Геолкома при ВСНХ (Москва). Еще в 1930 г. Н.И.Свитальский был избран действительным членом ВУАН по специальности “Петрология, петрография и полезные ископаемые”. В 1934 г. Н.И.Свитальский – директор УНИГИ ВУАН, с 1935 г. – член Президиума и вице-президент УАН, председатель комиссии по присуждению ученых степеней. Даже когда его арестовали как “врага народа”, ему отвали важную роль руководителя украинской контрреволюционной организации. Расстреляли Н.И.Свитальского в день вынесения приговора – 15 сентября 1937 г. На фоне фундаментальных трудов Н.И.Свитальского по геологии рудных месторождений скромно выглядит его небольшая монография “Происхождение кристаллических сланцев и метаморфических горных пород (исторический очерк)”. Автору этих строк в давние годы удалось ознакомиться с содержанием книги и надо сказать, что название в скобках не вполне определяет суть. В действительности, это – анализ существовавших в то время представлений о метаморфизме с комментариями автора. Книга была задумана Н. И. Свитальским как введение в его труд по метаморфизму, которому не суждено было появиться.

В послевоенные годы развитие метаморфических исследований связано прежде всего с именем академика Н.П.Семененко. Уже в 1947 г. в известной монографии “Украинский кристаллический массив” он дал развернутую схему метаморфических превращений горных пород Криворожского бассейна. Главные из трудов Н.П.Семененко по теории метаморфизма – “Парагенетический анализ и систематика метаморфических пород” и, конечно же, “Метаморфизм подвижных зон”. Н.П.Семененко был убежденным противником и критиком теории регионального метаморфизма глубинных поясов Грубенмана – Ниггли. Он доказывал, что метаморфизм возможен только в активных зонах земной коры в связи с обширным притокосом восходящих флюидов, и выделил такие типы метаморфизма: динамотермальный, термоконтактный, плутонометаморфизм, метасоматический и гидротермальный при разной роли воды, щелочных и других породообразующих элементов. Н.П.Семененко же выделил изохимические ряды метаморфических пород и предложил пользующийся большой популярностью метод петрохимических пересчетов для установления исходного состава горных пород.

Есть много сторонников метаморфизма подвижных зон, но еще больше противников. Истина, вероятно, находится посередине: есть метаморфизм и метаморфизм, т. е. в разной геодинамической обстановке могут превалировать те или иные факторы метаморфизма. Мощным импульсом для разработки вопросов регионального метаморфизма в Украине послужили идеи Д.С.Коржиянского, в частности разработанный им метод парагенетического анализа. Первым исследователем, использовавшим этот метод, стал В.П.Костюк. Широко применял и пропагандировал на специальных семинарах метод парагенетического анализа И.С.Усенко. Примером творческого применения этого метода может служить его монография “Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья” и целый ряд работ его учеников – Р.Я.Белевцева, Л.Г.Бернадской, И.Б.Щербакова, Т.Г.Хмарук, В.И.Орсы, Г.Л.Кравченко, а также Р.И.Сироштана и Н.И.Половко. Нужно заметить, что в 1960-е гг., когда в ведущих научных центрах Советского Союза начинало развиваться учение о метаморфизме, украинские петрографы также не были среди отстающих. Они в числе первых применили и метод парагенетического анализа, и особенности породообразующих минералов для определения фациальной принадлежности вмещающих их пород. Результаты метаморфических исследований обобщены в монографиях. С позиций зонального метаморфизма эта проблема разработана Р.Я.Белевцевым.

Когда началась эпоха составления метаморфических карт, украинские петрографы также приняли в этом активное участие. Карты метаморфизма УЩ (Р.И.Сироштан, И.Б.Щербаков) вошли составной частью в метаморфическую карту Европы (издательство “Пергамон-пресс”) и карту метаморфических поясов СССР. Совместно с учеными “Геопрогноза” (И.М.Этингоф) была составлена карта метаморфизма УЩ в масштабе 1:500000. Эта карта в мас-штабе 1:1000000 была издана к 27-й сессии Международного геологического конгресса (Москва, 1984). Особенность метаморфических карт Украины заключается в том, что для их составления была использована целая сеть опорных точек, подкрепленных большим количеством химических анализов породообразующих минералов.

Проблемы метаморфизма не могут быть решены без использования особенностей породообразующих минералов, вызванных условиями их образования. В свое время В.Мармо предложил для этой отрасли петрографии название “петроминералогия”. В довоенной литературе нам не удалось найти ни одного химического анализа биотита, хотя по словам современников, Н.И.Безбородько умел выделять совершенно чистую слюду методом потряхивания на бумаге. Массовый анализ породообразующих минералов начался после организации при ИГН АН УССР по инициативе академика Н.П.Семененко обогатительной лаборатории под руководством энтузиаста этого метода Г.Я.Терец.

Первые анализы породообразующих минералов появились, вероятно, в монографии В.П.Костюка, затем в работах И.С.Усенко, И.Б.Щербакова, Т.Г.Хмарук, В.И.Орсы и др. Одновременно с ведущими центрами СССР в Украине начинается работа по реги-

ональному обобщению химических анализов породообразующих минералов. Вслед за монографией И.С.Усенко, И.Б.Щербакова и А.П.Заяц "Биогиты докембрия" выходит серия публикаций по гранатам и пироксенам. Монография И.С.Усенко, Т.А.Рокачук, Н.К.Крамаренко "Ще-лочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита" (1980) не имеет аналогов в мировой литературе. Из специальных монографий по породообразующим минералам следует отметить работы Н.К.Крамаренко по плагиоклазам, Р.И.Сироштана с соавторами по минералам карбонатных пород, Г.В.Легковой с соавторами по роговым обманкам Приднепровья, Т.А. Рокачук по люминесценции полевых шпатов, Ю.Р.Даниловича по минералам пород фундамента Карпат, Б.Г.Яковлева и А.Ф.Карпенко по вермикулиту. Фациальные особенности породообразующих минералов широко использованы в монографиях Б.И.Горошеникова, Н.П. Щербака, И.Б.Щербакова, Р.Я.Белевцева, В.И.Орсы, В.А.Цуканова, И.Л.Личака, К.Е.Есипчука, В.М.Скобелева, С.Г.Кривдика, В.И.Ткачука. Ценная информация по породообразующим минералам содержится в статьях И.Б.Щербакова, Н.А.Беспалько, Т.Г.Хмарук, С.М.Доброхотова, В.М.Венидиктова, В.П.Куца, С.В.Нечаева, А.П.Заяц, Е.Н.Голуб и др.

Украинские ученые постоянно работали над совершенствованием методов палеотермометрии (Ю.П.Мельник, Ю.Н.Колесник, В.А.Курепин, Б.Г.Яковлев, Р.Я.Белевцев, В.М. Венидиктов). Разработанных ими палеотермометры получили признание в мировой литературе. Ю.П.Мельник, Р.Я.Белевцев и А.А.Дроздовская изучили физико-химические условия железистых кварцитов. Фазовые соотношения в разных силикатных системах исследовали Г.Т.Остапенко, Б.М.Мицюк, Л.И.Горогоцкая и др.

Историю исследования вулканических и дайковых пород УЩ и его обрамления, Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса в хронологическом плане очень подробно изложил Н.А.Савченко в книге "Палеовулканизм Украины". Исследованием вольтинских базальтов в прошлом веке занимались А.К.Тышецкий, В.Блюмель, И.В.Мушкетов, И.А.Морозевич, а в начале нынешнего века — В.Д.Ласкарев, П.А.Тутковский, С.Малковский, М.Каменский и др. В 1950-е гг., после работ И.С.Усенко, Л.Г.Бернадской и Ф.И.Котловской, вулканические породы Вольтыно-Подоллия были определены как позднпротерозойские. В 1957 г. Е.П.Брукс выделила эффузивную толщу в вольтинскую свиту. Интерес к изучению вулканитов в этом районе как со стороны украинских, так и белорусских геологов подогревался находками минералов-спутников алмазов, а также и самих алмазов. Большим энтузиастом поисков алмазов, свято верившим в неизбежность открытия на склонах щита кимберлитов и лампроитов, был Н.А.Савченко. Он опубликовал много работ по этому району.

Петрографическими исследованиями вулканитов Северо-Западного склона УЩ, включая Припятский вал, занимались Л.Г.Бернадская и многие другие геологи. Результаты их исследований составили такие сборники, как "Вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита", "Петрология докембрия Русской платформы", "Припятский вал" и др.

Днепровско-Донецкую впадину изучали в связи с ее нефтегазоносностью, но поскольку почти 2,5 км ее разреза сложены вулканическими породами, крупные петрографические публикации имеются и по этому району. Следует назвать монографии Л.Г. Бернадской, З.М.Ляшкевич и Т.В.Завьяловой "Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины", З.М.Ляшкевич "Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта" с четко выраженным формационным подходом. О вулканизме и вулканических породах Донбасса писали такие известные геологи, как Н.И.Безбородько, Б.Ф.Мейферт, В.И.Соколов и особенно много — Н.В.Бутурлинов, В.И.Гоньшакова, И.С.Усенко и Г.А.Макухина; были статьи Б.С.Панова, А.Н.Зарицкого, В.К.Куликовского, В.С.Гладких, С.В. Нечаева, Н.А.Савченко и др.

Детальное петрографическое исследование даек УЩ, обычно с радиологическим определением их возраста, проводили И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская, Ю.Ир.Половинкина, Н.П.Семеновко, Н.В.Бутурлинов, В.Л.Бойко, В.П.Бухарев, И.Л.Личак, В.А.Слипченко, В.Н.Бугаенко. Л.Г.Бернадская систематизировала данные многочисленных определений радиоизотопного возраста даек и выделила среди них древнейшие платформенные породы, а также дайки среднего и позднего протерозоя, позднего докембрия и палеозоя. Новейшие исследования по проблеме даек принадлежат Н.Н.Шаталову, С.Г.Кривдику и С.Н.Цымбалу.

После организации в 1969 г. Института геохимии и физики минералов (с 1993 г. ИГМР), обладающего сильной аналитической базой, резко возрос поток силикатных анализов пород и минералов. Попытки наладить учет, сбор и публикацию этих анализов на общественных началах не увенчались успехом, зато некоторым энтузиастам в порядке личной инициативы удалось издать несколько каталогов. Первым из них был каталог анализов В.М. Сидорова и лишь в 1993 г. вышел еще один справочник по гранитоидам, который включал уже все виды анализов пород и минералов из гранитоидов. Исключительно полезен, особенно для начинающих геологов, "Справочник по петрографии Украины" (И.С.Усенко, К.Е.Есипчук, И.Л.Личак, В.А.Цуканов). Недавно опубликованы еще два справочных пособия: по дайковым и вулканогенным породам и по ультрабазитам (В.Н.Бугаенко, М.Е.Стеценко и др.). Усилиями большого коллектива ученых подготовлена сводка "Региональная петрография Восточно-Европейской платформы" в двух томах: архей и ранний протерозой (до этого издание мыслилось как "Петрография СССР" в 9 томах). Окончательно отредактированные рукописи покоятся в издательствах Киева и Москвы. Более того, Петрокомитет Российской Федерации принял странное решение: рукописи вообще не публиковать, так как в них не заложены принципы тектоники плит.

Наши знания о петрологии Украинского щита получены в значительной мере благодаря труду многих геологов производственных геологических организаций. Автор уверен, что огромный и бесценный геологический материал до сих пор закрыт для научной общественности тем более, что теперь он уже приобрел коммерческий интерес.

## Глава 2. Эволюция магматизма и некоторые проблемы петрологии Украинского щита.

Украинский щит (УЩ) образует юго-западный угол Восточно-Европейской платформ (ВЕП) и вместе с Воронежским кристаллическим массивом составляет Сарматский сегмент этой платформы. УЩ простирается в северо-западном направлении от г. Таганрог на юге до г. Ровное на севере на расстояние почти 1000 км при ширине порядка 400 км. Площадь щита около 250 тыс. кв. км и он примерно в семь раз меньше Балтийского щита. Как впервые отметил С.В.Обручев [584], для углов платформ характерны выступы наиболее глубинных пород. Такой выступ в юго-западной части УЩ образует дуга, сложенная породами гранулитовой фации и ограниченная с севера линейamentом «Б» [690]. Примечательно также, что Подольская часть УЩ – гипсометрически самый высокий его район с отметками 250-300 м [213]. Современный рельеф щита начал формироваться в юре. Со всех сторон УЩ ограничен разломами, по которым он ступенчато погружается в сторону Днепроовско-Донецкой и Причерноморской впадин [357].

Основы территориально-петрогенетического районирования щита были заложены Н.И.Безбородько [35].

В настоящее время Украинский щит разделяется на шесть районов (блоков): Северо-западный, Днестровско-Бугский, Росинско-Тикичский, Ингуло-Ингулецкий, Среднепри-днепровский и Приазовский (рис. 2.1). В настоящее время обсуждается вариант районирования щита, предложенный А.С.Дранником с соавторами [249], хотя аналогичные предложения высказывались ранее и другими геологами [354, 356, 962]. Предлагается Северо-западный район именовать Волинским, Ингуло-Ингулецкий (Кировоградский) – Ингульским, а Днестровско-Бугский блок расчленить на два блока: Подольский и Бугско-Росинский. Поскольку ко времени издания настоящей книги нет соответствующей официальной публикации, автор пользовался традиционным районированием, лишь поменяв кое-где названия блоков.

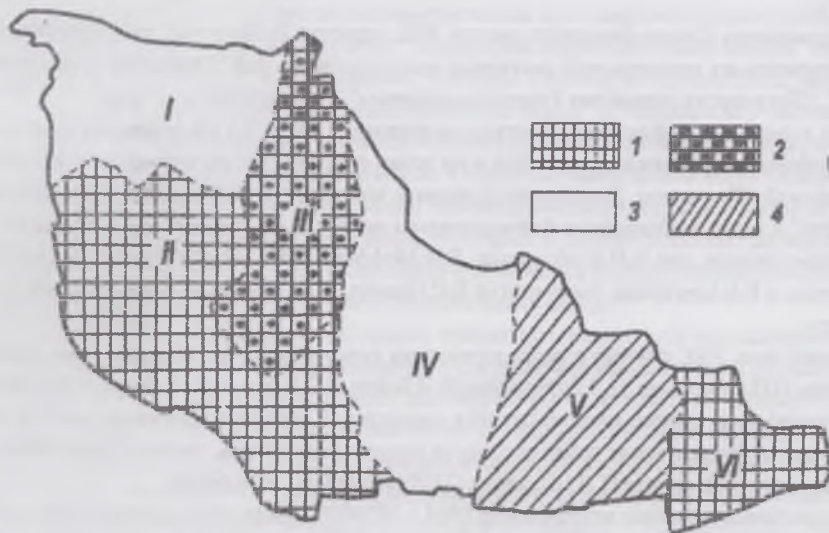


Рис. 2.1. Блоковое районирование Украинского щита. Блоки: 1 – гранулитогнейсовые; 2 – апогранулитовый; 3 – амфиболито-гнейсовые; 4 – гранит-зеленокаменный. Мегаблоки щита: I – Северо-западный (Волинский); II – Днестровско-Бугский; III – Росинско-Тикичский; IV – Ингуло-Ингулецкий (Ингульский); V – Среднеприднепровский; VI – Приазовский.

Новое и весьма своевременное предложение авторов [249] – выделить шовные зоны – Голованевскую, Ингулеcko-Криворожскую и Орехово-Павлоградскую. Все шовные зоны имеют субмеридиональное простирание. В настоящей работе автор предлагает выделить еще одну шовную зону – Волинскую – на северо-западе щита,

имеющую северо-восточное простирание, совпадающее с простиранием Волинско-Двинского пояса. Зона документируется проявлениями анорогенного магматизма и резким утолщением земной коры с характерным коромантийным слоем [702]. Волинская зона является швом между Сарматским и Фенноскандийским сегментами ВЕП.

Роль шовных зон в структуре земной коры щита, если рассматривать их с позиций глубинного строения, значительно шире, чем это представляется по их проявлению на поверхности. Так, в разрезе по геотраверсу IV [702] в своей корневой части утолщения занимают лишь ненамного меньше места, чем остальная, сравнительно тонкая часть коры, причем утолщения созданы главным образом за счет коро-мантийной смеси. Этот факт можно рассматривать как доказательство того, что коро-мантийная смесь сложена веществом верхней мантии (перидотитами) совместно с породами базальтового слоя нижней части коры. Из признания этого факта, в свою очередь, вытекает необходимость признания погружения части земной коры в верхнюю мантию, а это – уже элемент плитовой тектоники.

Значение шовных зон в формировании УЩ, вероятно, намного важнее, чем просто переходных зон между мегаблоками. Если сопоставить их мощность с мощностью остальной части коры, то окажется, что в архейское время щит был растянут в широтном направлении почти в полтора раза больше, чем в настоящее время. Время растяжения и разрыв сплошности фундамента можно, вероятно, оценить по времени рифтинга в зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья – около 3,1 млрд лет, а время смыкания блоков и заложения Приингульского рифтогенного пояса – около 2 млрд лет.

Образования коро-мантийной смеси в основании шовных зон УЩ установлены сравнительно недавно [702]. Их существование логичнее всего объяснить, по мнению автора, погружением стыкующихся участков блоков вследствие торошения коровых плит. Нет коро-мантийной смеси только под Орехово-Павлоградской зоной и это говорит не в пользу ее шовного характера. Значительное утолщение коры здесь – до 55 км, – однако, имеется.



Картирование шовных зон всегда представляло трудности для геологов, поскольку в них сочетаются стратиграфические подразделения соседних блоков. В Голованевской шовной зоне соседствуют свиты бугской и ингуло-ингулецкой серий, в Западно-Ингулецкой зоне – ингуло-ингулецкой и криворожской серий, в Орехово-Павлоградской зоне представлены толщи зеленокаменных и гранулитовых ассоциаций.

Выделенные блоки можно объединить в более крупные структуры. Так, Бугско-Росинский и Подольский блоки, представляют собой, в сущности, единый блок, сложенный в разной степени эродированными гранулитовыми блоками. Дополнительное основание для их объединения – отсутствие между блоками шовных зон. Второе возможное объединение – Среднеприднепровского и Приазовского блоков. Основание для этого – общий гранулитовый фундамент и отсутствие слоя коро-мантийной смеси в основании Орехово-Павлоградской зоны, хотя ряд авторов указывает на погружение Среднеприднепровского блока под Приазовский [200, 204]. Таким образом, весь щит можно представить как состоящий из двух структур, между которыми находится буферный Ингульский блок. Крайние северо-западная и юго-восточная окраины щита испытали тектоно-магматическую активизацию.

## 2.1. Эволюция магматизма УЩ

Историю развития УЩ принято делить на три крупных этапа: дозеленокаменный (3,65-3,2), зеленокаменный (3,2-2,8) и постзеленокаменный (2,8-1,7 млрд лет) [958]. Эволюция магматизма в пределах незеленокаменных и зеленокаменных блоков принципиально разная: первые продолжили свою докембрийскую историю до времени 1,75 млрд лет, вторые закончили развитие на рубеже 2,8 млрд лет.

В докембрийской истории незеленокаменных блоков щита особо выделяются два мощных всплеска эндогенной активности [898]. Первый этап мантийной активности имел место в начале 500-600 млн лет после образования Земли [26], когда произошло фракционирование вещества мантии, удаление из нее литофильных элементов и формирование первичной коры, сложенной средними и кислыми породами существенно натрового состава. На втором этапе – 2000±100 млн лет – во всех докембрийских регионах осуществлялись мантийный и коровый магматизм в связи с гигантским привнесом калия в верхнюю часть коры. Второй этап, вероятно, также был обусловлен фракционированием мантии, но более глубинных, еще не истощенных ее горизонтов (нижняя мантия). Эти два этапа преимущественно гранитоидного наполнения фиксируют два важнейших эпизода развития Земли и связаны, возможно, с ее расширением.

Более детально в эволюции земной коры незеленокаменных блоков УЩ можно выделить пять возрастных рядов магматических и ультраметаморфических комплексов: 1) базит-ультрабазит-эндербитовый (3650-3400 млн лет), мантийный, с которым связано становление древнейших эндербитовых комплексов (новопавловский, гайворонский, славгородский) и базит-ультрабазитовых ассоциаций (новопавловская, славгородская); 2) чарнокит-плагιοгранит-гранодиоритовый (2800-2600 млн лет), коровый, с комплексами тетиевским, токмакским, шевченковским, обиточненским и др.) и вторым этапом внедрения базит-ультрабазитовых ассоциаций (Среднебугская, Росинско-Тикичская и Мангушская); 3) гранодиорит-гранитовый (2100-2000 млн лет), коровый, с комплексами уманским, бердичевским, житомирским, кировоградским и др.; 4) мантийно-коровый, габбро-монцонит-гранитовый и щелочноультрасосновный (2000-1950 млн лет) с комплексами букинским, новоукраинским, хлебодаровским, проскуровским, черниговским и др.; 5) этап платформенной активизации (1950-1750 млн лет) с комплексами оснишким, пержанским, октябрьским, коростенским и др. Особенно широко представлен мантийный и мантийно-коровый магматизм на рубеже около 2000 млн лет. Обычно возраст комплексов 4 и 5 этапов находится вне пределов разрешающей способности радиоизотопных методов, что особенно затрудняет их расчленение.

Таким образом, магматизм УЩ эволюционировал от мантийного к коровому и далее – к мантийно-коровому.

К настоящему времени для ряда комплексов отсутствуют или имеются недостаточно надежные радиоизотопные определения возраста по породам базит-ультрабазитовых ассоциаций типа капитановско-деренюхинской и мангушской. Нет данных по сабаровскому, славгородскому, ташлыкскому, девладовскому, юрьевскому комплексам, мало надежных данных по дайковым комплексам, по метаморфическим породам володарско-белоцерковской, лысянской толщ, ингуло-ингулецкой и аульской серий.

Северо-западный район (Вольнский блок) в целом и особенно его северо-западная часть (Осницкий блок) – это совершенно особая зона протоплатформенной активизации. Блок находится на стыке Сарматского и Фенноскандийского сегментов Восточно-Европейской платформы, что и определило специфику его магматизма. Подобно аналогичным структурам Балтийского щита Вольнский блок можно рассматривать как зону отраженной свекофеннской активизации, связанной с формированием Вольско-Двинского вулканоплутонического пояса. Особенности района подчеркиваются наличием здесь шовной зоны, которая, в отличие от других аналогичных зон УЩ, имеет северо-восточное простирание. Результатом активизации является чрезвычайно разнообразный, нередко продуктивный магматизм и высокая вулканическая активность. Выделяется, по крайней мере, пять возрастных уровней вулканитов: в составе васильевской свиты (метабазиты), новоград-вольнской толщи, клесовской, топлильнянской и овручской серий. Петрохимическая особенность района – субщелочной характер многих магматических образований.

Весь комплекс пород Вольнского блока протерозойский и залегает на архейском гранулитовом фундаменте. Самыми ранними магматическими образованиями являются метавулканиты васильевской свиты (2600-2400 млн лет), слагающие метаморфизованную базальт-андезиобазальтовую формацию субщелочного характера [142]. Толща вулканитов представляет собой разнообразные амфиболиты и вмещает мафит-ультрамафитовую вулканоплутоническую ассоциацию, которую предлагается выделить в качестве нарцызовского магматического комплекса [392, 393]. Породы васильевской свиты секутся жилами первых протерозойских гранитоидов – плагιοгранитов шереметовского комплекса (2450 млн лет). Продукты следующего эндогенного

этапа – кислые адулканыты. Они слагают новоград-волинскую толщу и представлены слабо измененными дацитами, риодацитами и шлагриодацитами со щелочным уклоном. Возраст вулканытов принимается равным 2,2 млрд лет [193].

Следующий этап – развитие по толщам тетеревской серии ареальных мигматытов и гранитов житомирского комплекса, которые датируются возрастом 2,08-2,04 млрд лет [882]. Выделены многочисленные разновидности гранитов с местными названиями. Среди них преобладают автохтонные массивы, но некоторые из них, например быстревские граниты, слагают аллохтонные массивы. Порфиридные граниты мухаревского комплекса с голубым кварцем отличаются от житомирских гранитов тем, что образуют массивы, несогласные с вмещающими гнейсами тетеревской серии и не образуют собственных мигматытов. Их возраст меньше – 1965 млн лет [193]. Возможно, это – первые проявления коллизионного магматизма, связанного с заложением Волинско-Двинского пояса. Более очевидна такая связь для пород Осницкой вулкано-плутонической ассоциации (ВПА). В состав ассоциации входят догранитовые породы – вулканыты – диабазовые и трахиандезитовые порфириты, дацитовые и риолитовые порфиры. Плутоническую составляющую слагают полифациальные габбро-гранодиорит-гранитовые массивы. Граниты содержат ха-рактерный голубой кварц. Особенность осницких гранитов – отсутствие связанных с ними мигматытов. Вместо обычных мигматытов выступают образования, которые можно назвать «мегамигматытами». Суть их в том, что многочисленные жильные тела гранитов расчленяют вулканыты на блоки, сходные с агматытами. Возраст осницких гранитов оценивается датой 1950 млн лет. Осницкую ВПА можно определить как надсубдукционную.

Проявление мантйно-корового магматизма этапа активизации фиксируется внедрением интрузий Букинской ультрамафит-мафит-монцонитовой плутонической ассоциации в составе букинского и прутовского комплексов. Цепь интрузий этой ассоциации располагается субпараллельно простиранию Волинско-Двинского пояса. Разделение ассоциации на комплексы, по нашему мнению, произведено формально. Вся разница в том, что мантйная магна, вероятно, трахиандезитового состава, в одних случаях провоцировала коровое породообразование в низах гранулитовой фации, а в других, в одифференцированном виде внедрялась в верхнюю кору. Состав пород в разных массивах очень разный – от ультрамафитов до монцонитов и грандиоритов. Все породы Букинской ассоциации являются чужеродными, относительно вмещающих житомирских и бердичевских гранитов, анорогенными образованиями, сами оказывают на них горячее воздействие и не подвергнуты метаморфизму. По составу, геодинамической позиции и генезису некоторые массивы ассоциации родственны санукитоидам Канадского и Балтийского щитов. Возраст пород Букинского массива, согласно последним данным, 1999 млн лет [882].

Одновременно с Букинской ассоциацией произошло внедрение пород ийолит-якупирангитового ряда Городницкой гипабиссальной интрузии.

Граниты кишинского комплекса прорывают житомирские граниты. Это – лейкократовые граниты, типичные для зон тектоно-магматической активизации. Их возраст 1950 млн лет. Пержанские субщелочные редкометальные лейкограниты, в отличие от предыдущих, формировались *in situ*: они образуют постепенные переходы во вмещающие породы. Пержанские граниты определяются как палингенно-метасоматические апограниты [180]. Согласно радиоизотопным данным (1760-1730 млн лет) пержанские граниты внедрились одновременно с Коростенским плутоном.

Коростенский анортозит-рапакивигранитный плутон завершает субплатформенный этап развития Волинского блока. Плутон является сложным мантйно-коровым образованием. Предполагается, что начало плутону положено внедрением высокоглиноземистой андезибазальтовой магмы, которая инициировала коровый гранитный магматизм. Плутон развивался длительное время – с 1800 до 1740 млн лет в стабильной субплатформенной обстановке.

Северо-западный район – единственный на УЩ, где есть пологозалгающие покровы вулканытов. Они приурочены к Белокоровичской, Вильчанской и Овручской впадинам и представлены андезитовыми и диабазовыми порфиритами, базальтами, риолит-порфирами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами и другими вулканытами с субщелочным уклоном. Волинский блок также изобилует дайками докоростенского, коростенского и посткоростенского возраста [396]. Выделяются пять комплексов даек и каждый из них фиксирует один из этапов растяжения блока.

Эволюция магматизма в Днестровско-Бугском районе начинается с формирования первичной андезито-дацитовой коры, возраст которой определяется образованием эндербитов гайворонского комплекса – 3,65-3,4 млрд лет назад [882]. Дальнейшая история блока связана главным образом с переработкой первичной гранулит-эндербитовой коры во время второго грандиозного в истории Земли этапа гранитообразования около 2,1-2,0 млрд лет назад, когда формировались ультрамагматические гранитоиды бердичевского, литинского и побужского комплексов. К перерыву между этими двумя актами, в течение которых по сути была создана современная континентальная кора, относится внедрение пород Среднебугской базит-ультрабазитовой ассоциации. Породы этой ассоциации развиты преимущественно в пределах Голованевской шовной зоны, где они внедрены в толщи бугской серии. Максимальная концентрация мафит-ультрамафитовых тел установлена в южной части зоны, где они выделены в объеме деренюхинского и капитановского комплексов возрастом 2,7-2,3 млрд лет, позже объединенных в один комплекс. Возрастные данные указывают на неоднократное повторение базит-ультрабазитового магматизма. Массивы этих пород маркируют всю Голованевскую шовную зону вплоть до северной окраины щита. В дальнейшем допускается возможность добавить к капитановско-деренюхинскому комплексу еще ряд комплексов, например, ядлово-трактемировский перидотит-пироксенитовый, павловско-тикичский пироксенит-габбровый, павловский перидотит-габбро-риолитовый. Ряд небольших базит-ультрабазитовых массивов в последние годы обнаружен в пределах Подольской части района [815, 816].

Согласно схеме НСК, магматизм в Днестровско-Бугском блоке начинается с внедрения ультрабазитов сабаровского комплекса. Комплекс выделен по предложению автора, по аналогии с новопавловским комплексом Приазовья, в надежде, что для него будут получены древние даты. Теперь автор считает, что сабаровский комплекс не обоснован ни геологически, ни радиоизотопными методами. Все ультрабазиты входят в состав Среднебугской ассоциации.

Формирование бердичевского, литинского и побужского комплексов происходило близко-одновременно, но на разных глубинных уровнях и за счет разных пород днестровско-бугской серии. Автохтонные граниты бердичевского комплекса формировались на месте и за счет гранат-биотитовых плагиогнейсов безезинской толщи. Согласно последним данным [702], возраст бердичевских гранитов 2,08-2,04 млрд лет. Чарнокитоиды литинского комплекса формируют небольшие ультраметагенные куполы, обрамленные винничидами, которые, по нашему мнению, прорывают вышележащие бердичевские граниты. Это частично подтверждается и возрастом литинских чарнокитоидов – 2,043 млрд лет. Заметим, что в схеме НСК для литинского комплекса принят другой возраст – 2,8 млрд лет. Последняя дата, по нашему мнению – это возраст циркона исходных эндербитов. С литинским комплексом, вероятно, однообразны лейкократовые граниты побужского комплекса.

В последние десятилетия сформировалось мнение, что хорошо известные двупироксен-плагиооклазовые кристаллосланцы Побужья, в значительной мере представляют собой дайковые образования возрастом около 1,9 млрд лет и, тем не менее, метаморфизованы в гранулитовой фации. Для Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского районов, особенно для последнего, характерно почти полное отсутствие в их пределах неизменных даек.

Субплатформенные образования представлены проскуровским комплексом пород щелочно-ультраосновной формации (Проскуровский и Антоновский массивы) и Реутским массивом субщелочных гранитов. Последний сопоставляется с Коростенским плутоном. Все три массива залегают среди бердичевских гранитов и прорывают их. Для щелочных массивов известна дата по циркону 1940 млн лет, что вполне типично для щелочных пород УЩ. Реутский массив не датирован.

Архейская история Росинско-Тикичского блока зашифрована в результате обширного проявления процессов гранитообразования в протерозойское время. Гранулитовый фундамент проявился только местами в виде пород володарско-белоцерковской толщи, сильно диафторированных. Все гранитоиды этого блока, по нашему мнению, являются продуктом преобразования первичной гранулитовой коры.

К производным наиболее древнего магматизма можно отнести биотит-амфиболовые плагиогнейсы (андезибазальты и андезиты), датированные Л.М.Степанюком [705], который получил для них Sm-Nd методом возраст 3,3-3,0 млрд лет. По нашему мнению, это вполне могут быть диафторированные эндербиты соответствующего состава. К таким же апоэндербитовым породам, возможно, принадлежат древнейшие гранитоиды тетиевского комплекса возрастом 2650 млн лет [193]. Их происхождение за счет более глубинных пород подтверждается высокими реликтовыми температурами, достигающими 680-700°С. Породы небольших массивов Росинско-Тикичской базит-ультрабазитовой ассоциации (юрьевский комплекс) по составу и, вероятно, по возрасту, вполне аналогичны породам Среднебугской базит-ультрабазитовой ассоциации. Они, подобно побужским аналогам, внедрились в ранее существовавший гранулитовый фундамент, поскольку подверглись воздействию более поздних тетиевских гранитоидов. Это подтверждается их возрастом – 2600 млн лет (Л.М.Степанюк, устное сообщение).

Последующий гранитоидный магматизм исключительно коровый. За счет переработки гранулитового фундамента на рубеже около 2,0 млрд лет формируются сначала натриевые гранитоиды звенигородского комплекса (2140 млн лет) [193], затем, возможно, за счет наложенной на них калишпатизации, гранитоиды гайсинского, ставищенского и уманского комплексов.

Хотим еще раз обратить внимание на то, что в Росинско-Тикичском районе полностью отсутствуют неизменные дайковые породы, хотя метаморфизованные дайки диабазового состава описаны Б.А.Батиевским и др. [32]. В какой-то мере это является подтверждением первично гранулитовой природы Росинско-Тикичского блока.

Ингульский район представляет собой буферную зону, расположенную между двумя разнородными жесткими блоками – Бугско-Росинским на западе и Среднеприднепровским гранит-зеленокаменным – на востоке. Не смотря на определенное сходство с Волыньским блоком по возрасту и набору метаморфических и магматических пород, Ингульский блок существенно отличается тем, что здесь не проявилась протерозойская активизация. В структурном отношении блок рассматривается как проторифтогенная система синклинорного строения. Структура земной коры блока двухъярусная: верхняя часть коры сложена особенно мощным здесь гранито-гнейсовым слоем, нижнюю часть образует гранулитовый фундамент [690]. Предполагается, что на западе и на востоке, по крайней мере, верхняя часть коры Ингульского блока обдукционно надвинута на соседние блоки. Другая особенность структуры земной коры блока – наличие двух горизонтов гранулитовой фации: в фундаменте (“древняя” или “нижняя” гранулитовая фация) и в верхней части коры (“молодая” или “верхняя” гранулитовая фация).

В качестве древнейших вулканитов можно принять гиперстеновые плагиогнейсы (метаандезиты) спасовской свиты и двупироксеновые кристаллосланцы (метабазальты) каменно-костоватской свиты.

Древнейшими гранитоидами Ингульского блока являются ультраметагенные чарнокитоиды ташлыкского комплекса, выделенного в свое время по предложению автора исключительно благодаря их внешнему сходству с эндербитами Побужья. В схеме ташлыкские эндербиты располагаются на одном уровне с эндербитами гайворонского комплекса. К сожалению, радиоизотопных данных, подтверждающих древний возраст эндербитов ташлыкского комплекса, до сих пор не получено. Петрологические исследования этих чарнокитоидов показали, что они заметно отличаются от побужских эндербитов. Кроме того, они развиты по метаморфическим породам спасовской свиты, возраст которой палеопротерозойский, и поэтому никак не могут быть древнее. В стратиграфической схеме ташлыкский комплекс должен размещаться на уровне около 2100 млн лет.

Граниты Ингульского блока – коровые и мантийно-коровые образования.

Среди гранитов нормального ряда мы считаем наиболее древними и наиболее глубинными граниты вознесенского комплекса. Комплекс представлен порфиридовидными гранитами Вознесенского (Трикратского) массива, образующего нечетко выраженный купол на юге Братского синклинория и несколько небольших массивов на его северном продолжении. Массив сформировался на месте и за счет гнейсов преимущественно рощаховской свиты, содержит их ксенолиты и подчиняется общей метаморфической зональности Братской структуры.

К Кировоградскому комплексу принадлежат многочисленные массивы порфировидных гранитов и их мигматитов возрастом 2065–2020 млн лет [861]. Граниты сформировались в условиях амфиболитовой фации за счет пород чечелевской свиты. По химическому составу – это типичные  $s$ -граниты коллизионных зон. Кировоградские граниты нередко образуют совместные массивы с гранитоидами новоукраинского комплекса, наиболее полно представленного в Новоукраинском полифазном плутоне. Плутон приурочен к осевой части Ингульского блока, к линейменту Херсон-Смоленск. Он сложен чернокварцевыми-ми трахитоидными, гиперстенсодержащими, гранат-биотитовыми гранитами и монцонитами. Предполагается, что очаг гранитообразования возник в основании корово-астеносферного слоя в пределах гранулитовой фации и инициирован внедрением основной или трахиандезитовой мантийной магмы. Основная масса чернокварцевых гранитов кристаллизовалась в гипабисальных условиях. Согласно данным Л.М. Степанюка (в печати), все разновидности гранитов Новоукраинского плутона формировались одновременно – в интервале 2034–2037 млн лет. По аналогии с Букинским массивом, прорывающим житомирские граниты, мы считаем гранитоиды новоукраинского комплекса более глубинными и более молодыми в сравнении с кировоградскими гранитами.

Ко времени 1750 млн лет относится внедрение Корсунь-Новомиргородского анортозит-рапакивигранитного плутона. Подобно Коростенскому плутону, он прорывает все образования Ингульского блока и вмещает Русскополянский массив редкометалльных гранитов.

Ингульский блок насыщен неизменными дайками, которые группируются в три пояса разного направления. Наиболее широко дайки развиты в пределах Новоукраинского плутона. В дайках представлены почти все разновидности пород – от пикритов до сиенитов. Отмечены слюдяные кимберлиты и лампроиты.

В Приазовском районе многие магматические события, рассмотренные в других районах УЩ, повторяются. Здесь в пределах Орехово-Павлоградской шовной зоны установлены самые древние на щите и, вероятно, на Восточно-Европейской платформе эндербиты с обычными сопутствующими компонентами – габбро-перидотитовыми интрузиями, железистыми кварцитами и другими породами. В меньших масштабах аналогичные образования в виде сильно удлинённых полос распространены по всему Приазовью. Возраст некоторых из них свыше 3300 млн лет [882]. По нашему мнению, они представляют собой мегаскиалиты гранулитовых пород (см. ниже, глава 8). Эти структуры секутся древнейшими плагиогранитоидами гайчурского и добропольского (3,3 млрд лет) комплексов.

Эндербиты, переходящие в черноэндербиты и чернокиты (токмакский комплекс) известны по всему Приазовью. Значительных массивов они не образуют, а выступают в виде скиалитов. Прямое сопоставление приазовских эндербитов с побужскими не проводилось, однако по нашим данным [800] и по данным В.В. Васильченко с соавторами [155], выделяются, по крайней мере, два структурно-возрастных типа эндербитов. Полосчатые эндербиты по всем признакам отвечают эндербитам гайворонского типа. Хотя их возраст 2735 млн лет, авторы работы [155] отмечают полное сходство циркона из этих и аналогичных пород новопавловской толщи и допускают более древний возраст приазовских эндербитов. Лидинский массив равномернозернистых массивных эндербитов может сопоставляться с эндербитами литинского комплекса Побужья. Относительно молодой возраст эндербитов можно объяснить двумя причинами: более высокой степенью диафореза пород Приазовья в целом или, как считает Н.П. Щербак [865], неодновременным развитием гранулитового фундамента.

Трondьсемиты шевченковского комплекса выступают, по данным К. Е. Есипчука [264], также в виде останцов среди гранитов анадольского комплекса. По возрасту (2845–2780 млн лет) и химическому составу они не отличаются от токмакских эндербитов и являются, вероятно, регрессивными образованиями по ним. Согласно последним данным [20], близкий возраст имеет обиточненский диорит-тоналитовый комплекс (2909–2820 млн лет). Обиточненские диориты и тоналиты носят явно интрузивный характер. Возможно, обиточненский комплекс близок к выделяемому нами в Росинско-Тихичском районе [34] и мало изученному жашковскому комплексу диоритов и кварцевых диоритов. Не имеет аналогов в других блоках старобогдановский сиенит-граносиенитовый комплекс возрастом 2820 млн лет [8]. Геологическая особенность салтычанского и анадольского комплексов нормальных гранитов с возрастом около 2,0 млрд лет заключается в том, что они находятся непосредственно в глубинной зоне гранитообразования – в гранулитовом слое.

Хлебодаровский комплекс по набору пород (габбро, сиениты, монцониты, граниты), структурному положению и возрасту (2040 млн лет) является аналогом новоукраинского и букинского комплексов. Подобно этим двум комплексам его массивы содержат ксенолиты пород гранулитового фундамента и имеют четкие контакты с вмещающими породами. Начало формирования комплекса положено внедрением андезибазальтовой магмы с последующими прогревом, ассимиляцией и контаминацией.

Породы Мангушской базит-ультрабазитовой ассоциации (мангушский комплекс) внедрены в толщи центральноприазовской серии и датируются возрастом около 2,8–2,7 млрд лет.

В тектоническом плане Приазовский район, особенно его восточная часть, имеет некоторое сходство с Северо-Западным блоком. Молодой магматизм Северо-западного района связан с формированием Волынского-Двинского пояса. Еще более молодой магматизм Приазовского (1800 млн лет), представленный южнокальчикским субщелочным, черниговским и октябрьским щелочными комплексами, каменноогильским комплексом редкометалльных гранитов, по всей вероятности обусловлен платформенной активизацией, связанной с формированием другого вулканоплутонического пояса – Тамбовско-Калачского, южное продолжение которого близко подходит к Приазовью. Разнообразный дайковый комплекс Приазовского района связан со становлением Днепровско-Донецкой впадины.

Магматизм Среднеприднепровского гранит-зеленокаменного блока отличается своим самым ранним коровым гранитным магматизмом и обширным проявлением базит-ультрабазитового мантийного магматизма в зеленокаменных структурах. Блок пережил краткую историю – всего около 1 млрд лет, то есть почти в два раза меньшую в сравнении с другими блоками. Возможно, этим объясняется малая мощность коры блока. Ко времени около 3,2 млрд лет назад он был уже кратонизирован, а в период 3,0–2,6 млн лет претерпел повторную активизацию и затем был кратонизирован повторно.

Среднеприднепровский блок имеет двухслойное строение. Фундамент сложен породами гранулитовой фации, в том числе эндробитами, диафторированными в результате активного гранитообразования, как это показано на схеме А.Б.Боброва и А.А.Сиворонова [97] (рис. 2.2).

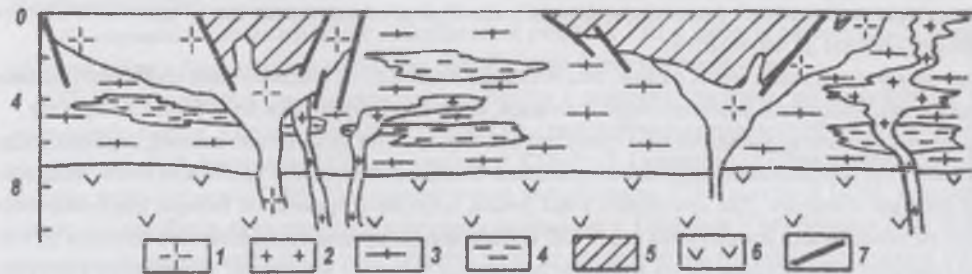


Рис. 2.2. Принципиальная схема глубинного строения Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области [97]

1 – тоналит-плагิโอгранитная формация; 2 – тела метаморфизованных тоналитов ранней генерации; 3 – гранито-гнейсы аульского комплекса; 4 – суперкрупные формации аульского комплекса; 5 – зеленокаменный комплекс; 6 – гранулитовый комплекс 7 – разломы.

О происхождении фундамента Среднего Приднепровья у автора не сложилось однозначного мнения. Первый вариант: фундамент изначально был гранулитовым, а затем в своей верхней части диафторирован до амфиболитовой фации и, следовательно, современная аульская серия изначально представляла собой славгородский комплекс. Второй вариант: породы амфиболитовой фации (“серые гнейсы”) были таковыми изначально, тогда аульская серия представляет собой самостоятельное стратиграфическое подразделение. Для решения этих вопросов нет данных и прежде всего радиоизотопных. Ввиду крайне сложной истории первичные возрастные метки не сохранились [865]. Мы можем только предполагать, по аналогии с Приазовским и Среднебугским блоками, что возраст первичных исходных пород не менее 3,65 млрд лет.

Супракрупный этаж слагают осадочно-вулканогенные толщи зеленокаменных структур.

Благодаря работам В.И.Орсы, Б.З.Березянина, А.Б.Боброва и других геологов [85, 97, 594], подкрепленным радиоизотопным датированием геохимиков школы Н.П.Щербака, стало окончательно ясно, что в Среднем Приднепровье развиты дозеленокаменные и послезеленокаменные гранитоиды, а среди последних – как плаггиоклазовые, так и более молодые двуполевоштитовые.

К настоящему времени наметилась такая последовательность наиболее крупных магматических событий в Среднем Приднепровье, млн лет: эндробиты (славгородский комплекс) – до 3400; дозеленокаменные мигматиты тоналит-грондьемитового состава (днепропетровский комплекс) – древнее 3200; зеленокаменные вулканоплутонические ассоциации – 3150-3050; послезеленокаменные гранитоиды тоналит-грондьемитового состава (сурский комплекс) – 3140; гранитоиды гранодиорит-гранитового состава (саксаганский и демуриновский комплексы) – 3000-2900; нормальные граниты (мокроемский и токовский комплексы) – 2800; базит-ультрабазитовый магматизм (девландовский и александровский комплексы) – 2800.

Принципиальной особенностью гранитоидного магматизма Среднеприднепровского района является четко выраженный интрузивный характер послезеленокаменных массивов. Примером может служить Еленовский плаггиогранитоидный массив, внедрившийся в Сурскую структуру [88]. Даже в шифах послезеленокаменные граниты Среднего Приднепровья выделяются среди прочих анатектических гранитоидов щита типичными магматическими микроструктурами. Магма гранитоидов района отличалась высокой температурой кристаллизации, следовательно, большой сухостью. Так, по расплавленным включениям в минералах даже двуполевоштитовых гранитов мокроемского и токовского комплексов температура составляет 760–800 и 820–900°C соответственно [95].

Вулканы зеленокаменных структур слагают главным образом конкскую свиту. Вулканизм этот представлен тремя сериями – коматитовой, толеитовой и известково-щелочной. В одних случаях вулканы связаны с палеовулканами (Аполлоновский, Чкаловский), а в других – входят в состав вулканоплутонических ассоциаций [88, 98].

К периоду 3,1-3,0 млрд лет относится магматизм александровского и софиевского комплексов. Хотя их радиоизотопный возраст установлен достаточно надежно, геологические данные с ним не вполне согласуются. Так, породы александровского комплекса явно прорывают саксаганские граниты, которые по одним данным имеют возраст 2800 млн лет [594, 643], а по другим 3135 млн лет [6]. Удивительно, что постмагматические изменения в породах александровского комплекса имеют явно автометасоматический характер. Еще менее ясно возрастное положение даек девландовского комплекса, который в схеме НСК расположен на уровне 2,8 млрд лет. Эти дайки имеют перидотитовый состав и вообще не изменены.

Единственный молодой интрузив (2080 млн лет), сложенный нефелиновыми и щелочными сиенитами, приурочен к зоне счленения Приазовского и Среднеприднепровского блоков.

Магматизм Среднего Приднепровья трудно коррелируется с магматизмом других районов щита. В период, когда в архейской Среднеприднепровской платформе осуществлялся активный рифтинг, в других районах все еще происходили эндогенные процессы в условиях гранулитовой фации и, возможно, базит-ультрабазитовый магматизм. До времени 2800 млн лет назад Среднеприднепровский район составлял, вероятно, одно целое со щитом, о чем можно судить по совпадению возраста нормальных гранитов этого района с приазовскими (шевченковский, старобогдановский комплексы).

## 2.2. Ранняя кора и генезис эндробитов

Свой вклад в проблему формирования ранней коры, конкретно – чарнокитоидов, – внесли и украинские ученые. Взгляды на генезис чарнокитов детально рассмотрены в ряде публикаций, например [34, 680]. С самого начала были предложены

противоположные гипотезы происхождения чарнокитов: магматическая (Н.И.Безбородько, В.И.Лучицкий, Д.Г.Ткачук и др.) и метасоматическая (Ю.Ир.Половинкина, Э.Б.Наливкина и др.). В 1950-е годы, да еще и сейчас, благодаря работам Ю.Ир.Половинкиной и Э.Б.Наливкиной была особенно популярна схема образования чарнокитоидов путем метасоматической переработки двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцев с последовательной сменой метасоматических зон от кристаллосланцев через антипертитовые чарнокиты (ятранские) до чарнокитов.

Взгляды современных украинских ученых также очень разные. Мы остановимся только на рассмотрении проблемы генезиса древнейших эндритов, поскольку с них начинается эволюция чарнокитоидов, которая продолжалась до рубежа 2,0 млрд лет.

В.П.Кирилук [342, 347] предложил гипотезу формирования гранулитовой коры за счет разрушения земных, вероятно, первично-коровых пород. Автор предполагает определенное сходство современной Венеры и Земли на ее архейском этапе. Исходными послужили данные советских станций «Венера». Для архейского этапа Земли, подобно современной Венере, предполагается безводная атмосфера, температура на поверхности значительно выше 100 °С. Перенос материала осуществлялся золотым путем. Главный вывод – осуществление гранулитового метаморфизма в приповерхностных условиях вследствие эндогенного разогрева без промежуточных стадий низкого метаморфизма. Гипотеза В.П.Кирилука привлекает тем, что объясняет повсеместное развитие мощного гранулитового слоя. Автор, однако, не отвечает на вопрос о составе и генезисе доэндритовой коры. Что касается отсутствия догранулитовых низких фаций, то это действительно принято за аксиому многими докембристами. Мы, однако, попытаемся показать, что отдельные признаки восходящей ветви догранулитового метаморфизма все же существуют.

А.А.Сиворонов и Б.И.Малюк [663] разработали модель чарнокитов в качестве первичной континентальной коры. По их расчетам, источник первично-осадочного вещества, давшего начало чарнокит-гранулитовым комплексам, имел космическое происхождение в результате конденсации протопланетного облака. Предложенная ими модель позволяет объяснить главные особенности геологии гранулитовых комплексов: огромную мощность, глобальную выдержанность состава и планетарный характер развития.

Р.Я.Белевцев с соавторами [55] предложили плутоническую, как они ее называли, гипотезу формирования земной коры. По их мнению, господствующая ныне осадочно-вулканогенная конценция не объясняет целый ряд фактов, например, такие.

Гнейсы, преобладающие в составе земной коры, лишены калия, имеют состав трондьемитов, а не глин. В составе коры очень мала роль карбонатных и глиноземистых пород. Железистые кварциты, обычно принимаемые в качестве эталона осадочных пород, могли формироваться путем интрузии силикатно-железистого расплава. Суть интрузивной гипотезы авторов [55] состоит в следующем.

На ранних этапах развития Земли литосфера находилась в расплавленном состоянии («магматический океан»). В процессе остывания от 1200 до 700 °С и магматической дифференциации водосодержащей тоналит-перидотитовой магмы верхняя часть магмосферы приобрела трондьемитовый состав. После кристаллизации и дегазации магмы возникла первичная трондьемитовая кора. Магмосферный этап закончился 4,0-3,8 млрд лет тому назад, поскольку метеоритная бомбардировка (4,4-3,8 млрд лет) осуществилась еще при расплавленном состоянии поверхности Земли. После формирования трондьемитовой коры, сопровождавшейся уменьшением ее объема на 5-10%, происходили аутометасоматическая переработка пород коры, внедрение мафит-ультрамафитовых магм и излияние вулканитов. Мощный парниковый эффект замедлял остывание, вследствие чего температура поверхности снижалась до 200-100 °С только ко времени 2 млрд лет. Образование гидросферы началось, однако, еще в архее, причем океан покрывал всю Землю, препятствуя осадкообразованию.

Самая оригинальная гипотеза формирования ранней и вообще континентальной коры предложена О.И.Слензаком [680].

Олег Игоревич Слензак (1931-2002), блестящий петролог, геолог и тектонист, отличался неординарным мышлением. Для многих явлений природы – от генезиса чарнокитов до предсказаний землетрясений и аварий в шахтах, – он находил свои необычные решения. Их непросто было принять и трудно опровергнуть.

Генезис чарнокитов О.И.Слензак определяет следующим образом: «... чарнокитовые породы образовались в твердом состоянии за счет основных и ультраосновных пород... однако исходные породы... рассматриваются нами как первичная, космическая кора... Формирование космической земной коры происходило путем наращивания верхних слоев за счет падающего метеоритного вещества.» [680]. В возникающих таким образом ультраосновных породах под воздействием космической радиации, излучений при распаде радиоактивных элементов, а также благодаря самопроизвольному превращению стабильных изотопов накапливались новые химические элементы такие, как Al, Na, K с последующей метаморфической дифференциацией в твердом состоянии. Гранитизация, по представлениям О.И.Слензака, является твердофазным, энергетически выгодным, спонтанным физико-химическим превращением первичной земной коры (симы), которое происходит по типу распада твердых растворов и сопровождается расширением и образованием побочных продуктов (вода и др.). Самое уязвимое звено в гипотезе О.И.Слензака – самопроизвольный распад стабильных изотопов; тем не менее, один из оппонентов по его кандидатской диссертации, физик по специальности, принципиальных возражений не нашел. Однако, за свои взгляды О.И.Слензак был жестоко наказан высшими геологическими авторитетами того времени – академиками Д.С.Коржинским, В.С.Соболевым и Н.П.Семениченко, что выразилось в двукратной защите каждой из его диссертаций.

Обычно полагают, и это важно подчеркнуть, что первичная кора, будучи продуктом плавления мантии, неизбежно должна иметь базитовый состав. Ее раскисление могло осуществляться двумя путями. Один путь – привнос литофильных элементов из той же мантии, заведомо обедненной ими. Второй путь – последовательная дезинтеграция базитов, осадочный процесс и рециклинг, в результате которых кора, проходя через стадию граувакков, раскислялась, приобретала состав андезитов и далее дацитов и плаггиориолитов. Процесс вполне реальный, поскольку наблюдается в современных условиях. Имеются однако, по крайней мере два возражения. Где-то должны были сохраниться хотя бы реликты первичной коры. Второе: неизбежен вынос ряда элементов: MgO, FeO, CaO, MnO и других, которые должны были сохраниться в огромных количествах, несоизмеримых с имеющимися проявлениями.

Существует убеждение [384], что древняя эндрбитовая кора имеет бимодальный состав. Выделяются основной и кислый члены коры с содержанием  $\text{SiO}_2$ , соответственно, 50,6 и 69,7%. Согласно подсчетам многих авторов, объем основного члена по гранулитовым поясам всех щитов составляет около 10%. Считается, что кислый член имеет преимущественно тоналит-трондьемитовый состав.

На основании опыта изучения эндрбитовых разрезов УЩ и анализа литературных данных [255] можно утверждать, что представления о бимодальном составе не соответствуют действительности.

Состав эндрбитов (эндрбитоидов) колеблется в широких пределах: по химическому составу – от андезибазальтов до лейкотрондьемитов, а по минеральному составу от – гиперстеновых плагиогнейсов до лейкоэндрбитов (сабаровитов). Согласно подсчетам В.В.Закруткина [288], на участке р. Ю.Буг – г. Гайворон – г. Первомайск, эндрбиты занимают 28-33% разреза, а средние чарнокитоиды – 38%. Петрохимические исследования Т.Э.Плоткиной [620], выполненные в локалитетском районе развития эндрбитов гайворонского комплекса на участке г. Гайворон – штт Завалье дали близкие результаты. Оказалось, что примерно половина изученных этим автором проб по химическому составу представляет собой андезиты, а вторая половина – дациты (тоналиты). На классификационной диаграмме фигуративные точки состава эндрбитов образуют непрерывный ряд. Имеются редкие отклонения до андезибазальтов и трондьемитов. Особо следует отметить, что на дискриминационных диаграммах всех авторов составы эндрбитоидов располагаются в полях магматических пород.

По подсчетам Ю.П.Егорова [255], средний состав гранулитового слоя УЩ с учетом основного компонента, отвечает андезиту (табл. 2.1), а гранито-гнейсового слоя – гранодиориту, что еще раньше утверждали классики петрографии – Н.И.Безбородько, В.М. Гольдшмидт и другие. Валовый состав земной коры УЩ также не выходит за пределы андезита. С.Р.Тейлор и С.М.Мак-Леннон [728] рассчитали валовый состав континентальной земной коры исходя из соотношения: архейская кора – 75%, постархейская – 25% (“андезитовая” модель). По их расчетам валовый состав коры еще более основной, а нижней коры – вообще почти базальтовый (табл. 2.1). Большинство авторов считает, что состав первичной коры более кислый, чем базальт. Более реальны расчеты Ю.П.Егорова при том, что земная кора УЩ вполне типична для докембрийских районов. В книге [728] приведены данные расчетов валового состава континентальной коры многих авторов и вся она по содержанию  $\text{SiO}_2$  находится в пределах 58-62%, то есть не выходит за границы андезитового состава. К.С.Хейер [794] считает, что типичные гнейсы гранулитовых комплексов Викан (Северная Норвегия) и Скаури (Шотландия) имеют химический состав средних пород.

Таким образом, древняя кора незеленокаменных районов УЩ, как, вероятно, и других районов Земли, имеет андезитовый состав. В протерозойском Ингульском блоке к андезитам относятся биотит-гиперстеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы, слагающие почти половину площади блока в составе спасовской свиты. К модели бимодального состава значительно ближе состав фундамента гранит-зеленокаменных поясов, основной член которых представлен амфиболитами и амфиболовыми кристаллосланцами аульской серии, а кислый – гранитоидами. Несомненно бимодальным, как полагают, был вулканизм зеленокаменных структур: для них установлен разрыв по андезитам [774]. Однако, и для них имеются исключения. Например, в чертомлыкской свите А.А.Сивороновым и др. [87] выделена метадацит-андезит-толеитовая формация.

Распределение РЗЭ в эндрбитах очень разное, как и состав эндрбитов.

Тем не менее, и содержание, и распределение РЗЭ достаточно близки породам «андезитовой» модели. Например, эндрбит Тикичской структуры (см. табл. 4.16) по распределению РЗЭ практически полностью совпадает с валовым составом коры, базирующимся на андезитовой модели [728]. По содержанию РЗЭ эндрбиты ближе всего к типу I К.Конди, который характеризуется невысоким содержанием легких РЗЭ (до 50 хондритовых уровней) и очень низким – тяжелых РЗЭ. Особенности эндрбитов Побужья как гайворонского, так и литинского комплек-

Валовый состав коры по данным разных авторов.

Оксиды	1	2	3	4	5	6
$\text{SiO}_2$	57.4	67.89	69.6	54.4	66.0	57.3
$\text{TiO}_2$	1.02	0.51	0.86	1.0	0.5	0.9
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.0	14.86	14.96	16.1	15.2	15.9
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3.12	1.57	2.64			
FeO	5.92	3.12	5.06	10.6	4.5	9.1
CaO	5.66	2.69	4.75	8.5	4.2	7.4
MgO	5.08	1.60	4.01	6.3	2.2	5.3
$\text{Na}_2\text{O}$	2.74	3.40	2.94	2.8	3.9	3.1
$\text{K}_2\text{O}$	1.86	3.10	2.24	0.28	3.4	1.1

Примечание. 1 – гранулит-гнейсовый слой УЩ; 2 – гранито-гнейсовый слой УЩ; 3 – Средний состав коры УЩ; 4 – валовый состав нижней континентальной коры; 5 – состав верхней континентальной коры; 6 – валовый состав континентальной коры. 1-3 – по [255], 4-6 – по [667].

состав является наличие четко выраженной европиевой положительной аномалии. Надо заметить, что выделение К.Конди трех типов андезитов не имеет никакого генетического обоснования; границы между ними размываются при малейших признаках чарнокитизации. Можно допустить, что обогащение эндрбитов европием обусловлено выносом крупноионных литофильных элементов в связи с формированием калиевых гранитов за счет плавления гранулитовых андезитов [728]. И.М.Лесная [499] отмечает также, что по содержанию Rb (30-40 г/т) и Sr (300-500 г/т) эндрбиты гайворонского комплекса вполне сопоставимы с андезитами и дацитами островных дуг. Автор старался показать, что древнейшая гранулитовая кора УЩ почти наполовину сложена андезитами. В этом ее сходство с островодужными формированиями, в которых андезиты составляют 60% объема.

Как утверждают С.Р.Тейлор и С.М.Мак-Леннон [728], андезитовый вулканизм в орогенных областях – наиболее эффективное проявление магматической активности. Континентальные площади разрастались в основном в результате поступления андезитов и ассоциирующих с ними известково-щелочных пород. Для архея, по их мнению, андезитовый магматизм не характерен.

Часть эндрбитоидов слагают породы, отвечающие по составу дацитам. Доля двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев (толеитовые базальты и пикробазальты) незначительна. Они неоднородны как по составу, так и по возрасту, а по отношению к эндрбитам генетически независимы. Правда, В.Р.Ветрин [170] и Д.С.Мурбат [553] допускают, что исходными для двупироксеновых кристаллосланцев могли быть кумуляты родоначальных андезитовых и дацитовых магм.

И.М.Лесная выделяет на Побужье как минимум два типа основных кристаллосланцев. Один тип – двупироксен-роговообманковые кристаллосланцы, более древние по возрасту (2100 млн лет), недифференцированные по распределению РЗЭ и слагающие вместе с эндрбитами бимодальную серию. Второй тип – молодые дайковые образования (1950 млн лет), внедрившиеся в сформированную жесткую кору. Они отличаются дифференцированным распределением РЗЭ за счет повышения содержания легких РЗЭ. Эндрбиты отличаются от ассоциирующих с ними кристаллосланцев более низкими содержаниями РЗЭ и, что удивительно, более высокими содержаниями Sr – 300-500 г/т против 100-250 г/т в кристаллосланцах. Эндрбиты гайворонского комплекса обеднены РЗЭ: их сумма составляет всего 27-46 г/т, тогда как в двупироксеновых кристаллосланцах сумма РЗЭ 40-120 г/т [499]. Поскольку содержания Sr и РЗЭ коррелируются с возрастом, то уже этих данных достаточно, чтобы считать эндрбиты более ранними образованиями. Согласно радиоизотопным данным кристаллосланцы значительно моложе эндрбитов и к ранней коре не принадлежат. Следовательно, до внедрения даек доля основного члена была вообще ничтожной. Мафит-ультрамафитовые интрузии, железистые, карбонатные и глиноземистые породы слагают бугскую серию неогархей. Эти породы, как полагают [926], образуют синклиналильные структуры на эндрбитовом фундаменте и в состав ранней коры также не входят. По химическому составу двупироксеновые кристаллосланцы сопоставимы с базальта-ми островных дуг и с океаническими базальтами. Л.С.Бородин [125] на основании петрохимического анализа, также пришел к выводу, что основные и кислые породы фундамента Среднеприднепровского блока являются генетически разнородными образованиями.

Есть, таким образом, основания утверждать, что древнейшую кору УЩ слагают известково-щелочные породы дацит-андезитового состава и базальты океанического типа, то есть породы, наиболее характерные для островных дуг. По мнению Б.Ф.Уиндли [749], плотные тепловые потоки в равной мере свойственны и гранулитовым поясам, и островным дугам. Величина теплового потока ко времени 3,0 млрд лет тому назад была в пять раз выше современного [485]. Многие петрохимические и геохимические характеристики архейских пород совпадают с таковыми для островодужных серий. Это не значит, однако, что можно ставить знак равенства между гранулитовыми поясами и островными дугами.

Как считают многие авторы, ко времени 3,8 млрд лет тому назад архейская кора уже существовала. Об этом свидетельствуют даты, достигающие 4,2 млрд лет. Более того, существовали уже и осадочные породы, в том числе и такие хорошо дифференцированные образования как кварциты. Исходными для кварцитов Маунт-Нарриер, Австралия, в которых обнаружены обломки незонального циркона с возрастом 4150 млн лет, были кислые породы. Следовательно, метеоритной бомбардировке (4,3-3,9 млрд лет) подвергалась сформированная жесткая кора, но следы ее, как отмечают Р.Я.Белевцев с соавторами [56], нигде не установлены. Мощность архейской коры оценивается в 20-25 км и, по разным источникам, составляла от 30-60 до 75% объема современной континентальной коры [774]. Более того, ко времени 3,8 млрд лет уже существовали такие специфические образования как зеленокаменные структуры, сложенные супракrustальными породами и лежащие на еще более древнем гранитоидном фундаменте [3]. Для супракrustальных пород определена величина  $\epsilon_{Nd} = -2$ , характерная для осадочных пород с краткой предысторией.

Одна из древнейших на Земле структур – Исуа окружает купол, сложенный кварц-полевошпатовыми (тоналит-грондьемитовыми) гнейсами Амитсок [3]. Для гранитоидов определен Rb/Sr возраст в 3980 млн лет и  $^{87}Sr/^{86}Sr=0,699$  [820]. Считается, что супракrustальные толщи Исуа, в отличие от более поздних зеленокаменных структур, не являются синклиналию, обрамляющей купол. По другим данным [384], супракrustальные породы выступают в качестве реликтов среди гранитоидов Амитсок тоналит-грондьемитового состава. Породы толщи представлены метавулканитами – амфиболитами, местами в виде подушечных лав, кремнистыми и карбонатсодержащими биотит-мусковитовыми сланцами с фрагментами метариолитов, тальковыми сланцами с реликтами дунитов, амфибол-альбит-хлоритовыми сланцами со сноповидной структурой (коматииты?). Среди осадочных пород – полосчатые железистые и безрудные кварциты, конгломераты, карбонатно-кремнистые и карбонатные породы, биотитовые и гранат-ставролитовые сланцы, скарноиды (метамергели). Метаморфизм определен уровнем от амфиболитовой до зеленосланцевой фации [384]. Метаморфизм по характеру прогрессивный. Есть также мнение, что метаморфизм регрессивный до зеленосланцевой фации [3]. Метаморфизм пород группы Акилиа того же района Западной Гренландии, которые коррелируются с гнейсами Исуа, определяется гранулитовой и амфиболитовой фациями. Значит, первый гранулитовый метаморфизм проявился уже ко времени 3,8 млрд лет. Породы супра-кrustальной толщи Исуа, в отличие от гнейсов Амитсок, мигматизированы слабо, но залегают на гранито-гнейсовом фундаменте, который частично реактивизирован. С более поздними зеленокаменными поясами толщу Исуа объединяет тектоническая стабильность, прогрессивный, хотя и более глубокий метаморфизм, слабая гранитизация, наличие мафит-ультрамафитов, железистых и графитсодержащих пород, конгломератов. Отличия: толщи Исуа значительно более древние, не сопровождаются обрамляющими гранитоидами, форма структуры не характерная, есть признаки слабой мигматизации. Важная особенность блока Исуа: после рубежа 3,75 млрд лет, подобно более поздним гранит-зеленокаменным поясам, он оставался стабильным. Полных аналогов Исуа на УЩ нет; возможно, к ним близок фундамент Среднего Приднепровья.

Наиболее популярна в настоящее время гипотеза формирования первичной земной коры через стадию «магматического океана». Предполагается, что магматический океан сформировался на месте современной верхней мантии после аккреции Земли, ее разогрева, отделения ядра и нижней мантии. Затем следуют, по мнению Д.М.Шоу [848] дифференциация и кристаллизация мантии с образованием приповерхностного слоя. Протокора в своей верхней части имела основной (анортозитовый) состав, а в нижней части представляла собой слой мощностью 14 км, по составу аналогичный современной континентально



коре. Формирование участков легкой кислой коры сопровождалось их всплыванием и образованием возвышений. Ко времени 3,9 млрд лет происходят конденсация воды, фриборд (возвышение континентов над океаном) и осадкообразование, о чем свидетельствует наличие железисто-кремнистых пород в древнейших зеленокаменных структурах Гренландии [848].

На самых ранних стадиях развития Земли мантия была уже деплетирована, следовательно, существовала и производная этой деплетации – кора. Произошел огромный вынос вещества, который мог реализоваться не иначе как в виде коры. Реликтовый возраст 4,2 млрд лет, вероятно, и характеризует эту кору, которая уже к тому времени имела кислый состав. По расчетам Я.В.Федорина [774], мантия деплетирована в разных районах Земли от 0,33 до 0,85%, в среднем – наполовину. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  на момент образования Земли составляло 0,69898, а в наполовину деплетированной мантии – уже 0,7029, как и в современных океанических базальтах. Разный объем деплетированности мантии в разных районах позволяет допустить, что процесс формирования земной коры был неодновременным в разных частях Земли. Деплетации подверглась только верхняя мантия до глубин около 670 км. Нижняя мантия сохранила свой состав неизменным, поскольку, как полагают [774], она не испытала силошного плавления. Возможно, нижняя мантия и была источником шлюмов, за счет которых впоследствии обеспечивалось поступление в земную кору некогерентных элементов. В связи с быстрым ростом коры скорость рециклирования также была кратковременной. Предполагается, что в архейское время в условиях агрессивной атмосферы рециклирование проходило за 50-100 млн лет или менее, о чем свидетельствуют низкие отрицательные величины  $\epsilon_{\text{Nd}}$  в частности, гранитоидов гранит-зелено-каменных областей [774]. Объем рециклированного материала оставался постоянным, но за счет пополнения ювенильным материалом объем коры постоянно увеличивался. Обратный процесс вследствие эффекта гравитации, вряд ли возможен, если, конечно, не учитывать действия плитового процесса.

Тем или иным путем Земная кора сформировалась за счет мантийного источника. Ее архейская составляющая имеет ювенильное происхождение. По отношению  $I_{\text{Sr}}$  все архейские гнейсы укладываются в интервал 0,700-0,702 [553]. Образование архейских гнейсов путем превращения ранее существовавшей коры невозможно, поскольку все первичные  $I_{\text{Sr}}$  отношения архейских гнейсов располагаются на линии развития верхней мантии, для которой это отношение равно 0,699-0,703. Для признания существования пракоры не найдено никаких доказательств стратиграфического характера. Если эта кора и существовала, то была пассивной и не могла служить источником для образования магматических пород. С.Р.Тейлор и С.М.Мак-Леннан [728], ссылаясь на эксперименты П.Дж. Уайли, утверждают, что тоналитовые составы не могут быть генерированы при внутрикоровом плавлении. Источник этих пород мог быть только мантийным.

Если исходить из существования сразу после выделения ядра “магматического океана”, то следует допустить, что самыми ранними дифференциатами должны быть средние и кислые породы. В случае частичного плавления верхней мантии первые выплавки также должны быть средними и кислыми. По разным источникам, 30%-е плавление может дать тоналиты [212]. Процесс мог иметь стадийный характер: при 20-30%-е плавлении перидотитового слоя могли возникать базальты, при плавлении базальтов – тоналиты, а при 20%-м плавлении тоналитов – калиевые граниты [4]. Однако, и граувакии при 20-50%-м плавлении могут дать граниты. Известно, что архейская кора при мощности 20-30 км, составляет всего 3-5% от мощности верхней мантии (670 км). Даже при половинном деплетировании, этого объема вполне достаточно, чтобы создать слой средних-кислых пород. Деплетацию мантии как раз и можно связывать с формированием кислой коры. Этому есть, однако, противоречащий момент.

Как полагают [848], в процессе деплетации мантии происходил вынос некогерентных элементов, в первую очередь калия и ЛРЗЭ, то есть формировалась современная континентальная кора. Примечательно, что калий и сопутствующие элементы не остановились в нижней части коры, а проследовали в ее верхнюю часть. Это предположение никак не согласуется с тем общепризнанным фактом, что калиевые граниты в огромном большинстве случаев более молодые, чем тоналиты и трондьемиты. Раннеархейские гранитоиды всегда натриевые и обеднены легкими РЗЭ. Обогащение названными элементами происходит позже и фиксирует кратонизацию блоков. В гранит-зеленокаменных областях калий появляется на рубеже 2,8-2,9 млрд лет, в зеленокаменных еще позднее – 2 млрд лет тому назад. Геохимическая особенность раннеархейских гранитоидов – обогащенность Eu и Sr, что обусловлено плагиоклазовым составом этих гранитоидов. Другой особенностью архейских пород являются небольшие отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Иногда их связывают с выносом калия в верхний слой коры. С.Р.Тейлор и С.М.Мак-Леннан [728] считают, что гнейсовые комплексы с положительным значением этой величины сформировались из деплетированного вещества мантии, а с отрицательным – из недеплетированного. Например, гнейсы Уивак Лабрадора возрастом 3,6-3,7 млрд лет, аналог гранито-гнейсов Амитсок, образовались из слабо деплетированной мантии с короткой коровой предысторией.

Собственное мнение автора настоящей работы по поводу генезиса архейских эндербитов гранулитовой области Среднего Побужья следующее.

Эндербиты являются древнейшими магматическими, неоднократно метаморфизованными породами андезит-дацитового состава, что подтверждается их петрохимическими характеристиками, изотопией кислорода ( $\delta^{18}\text{O}=6-7\%$ ) и стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,701-0,709$ ). Первичное вещество эндербитов Побужья отделилось от частично истощенной мантии 3,9 млрд лет назад (DM) [705]. Для эндербитов Побужья, как и всего мира, характерны низкие отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , что говорит о короткой их предыстории или прямом выходе из мантии.

Интереснейшие данные получены Л.М.Степанюком [705], позволяющие по-иному посмотреть на генезис эндербитов. Им установлено, что в кристаллах коричневого и серого магматического циркона возрастом 3,65 млрд лет находятся включения биотита с  $\text{TiO}_2=1,9-2,8\%$ ,  $f=55\%$  и роговой обманки с  $f=35-49\%$ . Это – минералы амфиболитовой фации из пород диорит-тоналит-трондьемитовой серии, кристаллизовавшиеся в РТ-условиях амфиболитовой фации. Значит, уже тогда формировались магматические породы нормального гранитного состава. Гранулитовый метаморфизм по отношению к этим породам был более поздним, наложенным. Это однозначно подтверждается включениями в цирконе возраста 3,1 млрд лет гиперстена с  $f=42\%$  и высокотитанистого биотита с  $\text{TiO}_2=4,7-4,9\%$ ,  $f=30\%$ .

Кроме эндробитов гайворонского комплекса, в Ингульском блоке УЩ выделяются эндробиты ташлыкского комплекса. В стратиграфической схеме НСК они занимают одинаковое положение в палеоархее, но ассоциируют с совершенно разными стратиграфическими подразделениями. Эндробиты гайворонского комплекса ассоциируют с породами палеоархейской днестровско-бугской серии (3,5 млрд лет), а ташлыкского комплекса – со спасовской свитой палеопротерозоя (2,2 млрд лет). Радиоизотопный возраст Гайворонского комплекса 3,65 млрд лет, ташлыкского – не датирован. К.С.Хейер [794] считает, что четких различий между архейскими и протерозойскими гранулитам нет. Химический состав: гайворонские эндробиты натриевые, в ташлыкских эндробитах часты переходы к плагиоcharнокитам и charнокитам. Общая железистость пород одинаковая – 62-82%. В Гайворонских эндробитах ортопироксен ( $f=34-44\%$ ) и биотит ( $f=28-49\%$ ) менее железистые, чем в ташлыкских. В гайворонских эндробитах гиперстен сингенетичный, в ташлыкских – наложенный. Средние содержания элементов-примесей близкие, кроме стронция: в гайворонских эндробитах содержание Sr намного выше – 400 г/т, чем в ташлыкских – 65 г/т. Это связано со степенью метаморфизма. Распределение и содержание РЗЭ примерно одинаковое. Характер метаморфизма принципиально разный: в гайворонских – ареальный региональный, в ташлыкских – зональный прогрессивный. Степень метаморфизма гайворонских значительно выше:  $T=900-960^{\circ}\text{C}$ ,  $P=7-8$  кбар, ташлыкского –  $T=650-700^{\circ}\text{C}$ ,  $P=5,0-5,5$  кбар.

Нерешенным остается вопрос: почему литофильные элементы, давшие начало эндробитам, не сопровождался калием, а также легкими РЗЭ, Nb и другими, – которые в грандиозных масштабах проявились на рубеже 2 млрд лет? Причина, возможно, в том, что верхняя мантия к началу процесса корообразования была не только не истощена, но и не дифференцирована. Возможно также, что постушение калия было обеспечено процессом метасоматического преобразования верхней мантии за счет постушения вещества из нижней мантии.

Формирование первичной земной коры в разных секторах Земли происходило неодновременно. Различия во времени достигали 500 млн лет [865]. Эти различия можно связывать с миграцией магнитных полюсов геоида, с изменениями в ротационном режиме, а также с разной степенью дифференциации мантии ко времени формирования первичной земной коры.

Если в самые ранние этапы развития Земли функционировали главные корообразующие процессы – магматизм и осадкообразование, то следует допустить развитие и сопровождающего их процесса – рудообразования. Следует допустить, что какая-то часть рудных концентраций формировалась до главных этапов метаморфизма, как предполагает Р.Я.Белевцев [55]. Соответственно, надо внести поправки в принципы прогнозирования месторождений.

### 2.3. Генезис гранитоидов

Земная кора УЩ со всеми ее разнообразными гранитоидами и вулканогенно-осадочными толщами является продуктом дифференциации мантии. Земная кора сформировалась в два этапа. В течение первого, раннеархейского или доархейского этапа за счет вещества мантии либо непосредственно, либо вследствие рециклирования мантийных пород образовался гранулитовый фундамент УЩ, в том числе первые гранитоиды – эндробиты. В течение второго этапа осуществлялась переработка продуктов предыдущего этапа, за счет которых возникли и терригенно-осадочные толщи, и разнообразные гранитоиды, иногда с участием нового мантийного вещества. Время проявления процессов гранитообразования второго этапа было разным. В гранит-зеленокаменной области Среднего Приднепровья второй этап проявился вскоре после образования гранулитового фундамента и был растянут на период 3,4-2,8 млрд лет. Среди гранитоидов Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области выделяются существенно плагиоклазовые граниты днепропетровского и саксаганского комплексов, являющиеся продуктом переработки гранулитового слоя, и калишлатовые граниты мокромосковского и токовского комплексов как продукт переработки предыдущих плагиогранитов. Особое место занимают граниты сурского комплекса. Они слагают, как выясняется в последнее время, характерные только для Приднепровья вулканоплутонические ассоциации и являются гипабиссальными, возможно, мантийными образованиями. В незеленокаменных блоках процесс гранитообразования во времени осуществлялся более компактно – на рубеже около 2,0 млрд лет. В промежутке времени до 2,0 млрд лет зафиксированы отдельные эпизоды гранитообразования, например, на рубежах 2,4 и 2,8 млрд лет, роль которых в формировании коры незначительна.

Предполагается, что архейская кора имела двухслойное строение [192]. Верхняя кора – до 10-12 км, была жесткой, нижняя – до 28-30 км, – частично расплавленной вследствие высокого теплового потока, почти в 6 раз превышавшего современный. Нижняя кора покоилась на жесткой подкоровой литосфере. Она рассматривается как источник корового магматизма, как корово-астеносферный или астенотинзовый слой. Предполагается, что коровая астеносфера представляла собой область всплывания куполов. По нашему мнению, гранитное вещество куполов формировалось как в гранулитовом, так и в амфиболитовом слоях.

Сравнительное изучение гранитоидов незеленокаменных блоков УЩ позволяет выделить среди них такие генетические типы: 1) залегающие на месте своего образования на уровне гранулитовой или амфиболитовой фаций; 2) перемещенные с места своего образования на основе купольного механизма; 3) смешанные мантийно-коровые плутоны.

К числу перемещенных относятся эндробиты гайворонского, токмакского и ташлыкского комплексов. При этом, если гайворонские и шевченковские эндробиты представляют собой, вероятно, первичную кору, то эндробитоиды ташлыкского комплекса сформировались по гранулитовому слою, но лежащему выше архейского фундамента. К числу гранитоидов, возникших и залегающих в зоне амфиболитовой фации, относятся широко распространенные на щите граниты, которые всегда обобщенно именовались как кировоградско-житомирские. К ним относятся комплексы собственно житомирский, уманский, ставищенский, салтычанский, обиточненский и др. Гранитоиды амфиболитовой фации формировались при невысоких тем-

пературах, порядка 650°C, и при давлении порядка 2 кбар. Давление препятствовало реализации купольного механизма и поэтому многие массивы являются автохтонными. Некоторые комплексы, однако, включают параавтохтонные купольные массивы. Их проявление можно связывать с декомпрессией, обусловленной местными тектоническими условиями.

В условиях гранулитовой фации сформировались, например, чарнокитоиды литинского комплекса и граниты Вознесенского массива, образующие купольные структуры. Такие массивы возникают обычно в условиях общего воздымания блоков и при восходящих потоках в мантийной ячее [192].

Более сложный вариант представляют собой массивы, в которых ассоциируют граниты новоукраинского и кировоградского типов, например, в Ингульском блоке. Ясно, что первоначально – это разноглубинные образования, к тому же перемещенные на разные уровни. Если кировоградские граниты перемещены незначительно в пределах амфиболитовой фации, то новоукраинские переместились из низов гранулитовой почти в амфиболитовую фацию. Это подтверждается тем, что новоукраинские граниты и связанные с ними монцонитоиды содержат ксенолиты гранулитов верхнего гранулитового слоя. Как полагают [860], родоначальные расплавы для монцонит-сиенитовых интрузий могло дать палингенное плавление тоналитового субстрата (серых гнейсов) под влиянием базальтовых расплавов и флюидов. Таким образом, генезис монцонит-сиенитовых плутонов, подобных Новоукраинскому, рассматривается, в сущности, как мантийный. Породы фундамента (нижняя гранулитовая фация) в формировании гранитов принимали участие лишь частично, что выражается в наличии пород с  $T=1000^{\circ}\text{C}$ . Температура кристаллизации от гиперстеновых к гранатовым гранитам понижается с 780°C до 650°C. Это означает, что если гранат-биотитовые граниты кристаллизовались при давлении свыше 2 кбар, что отвечает глубинам 8-10 км, то магма гиперстеновых гранитов должна была возникать в условиях существенной декомпрессии, при давлении менее 2 кбар, то есть в почти гиабиссальных условиях. Это свидетельствует о перемещенном генезисе Новоукраинского, Букинского и Хлебодаровского массивов. Можно допустить, что сначала формировались легкоплавкие гранат-биотитовые граниты и лишь затем, по мере нарастания теплового потока, очаг гранитообразования перемещался глубже, вовлекая в плавление все более низкие горизонты. Для некоторых массивов, в частности, букинского комплекса, как мы пытаемся показать ниже, провоцирующей гранитообразование могла быть магма высокомагнезиальных трахиандезитов санукитоидного типа.

При участии мантийного вещества формировались и рапакивигранитные комплексы. Провоцирующая магма, была, вероятно, высокоглиноземистой базальтовой или андезитовой со щелочным уклоном. Вероятно, ко времени 2,0-1,8 млрд лет завершилась повторная дифференциация мантии, вследствие чего ее верхние горизонты обогатились некогерентными крупноионными элементами. Осуществилось грандиозное поступление калия в земную кору как метасоматическим, так и магматическим путями.

#### 2.4. Типизация гранитов: s- и i-граниты

Решение проблемы минералого-петрохимической типизации гранитоидов, которая позднее получила известность как проблема s- и i-гранитов, впервые было предложено автором на примере гранитоидов Украинского щита [892]. Тогда гранитоиды были расчленены на апопелитовую и апобазитовую серии и разработаны критерии их разделения, которые, по мнению автора, полностью сохранили свое значение до сих пор. Лишь наличие «железного занавеса» и отсутствие интернета в то время не позволили разработанному методу выйти за пределы Советского Союза, поэтому к украинским геологам эти идеи пришли с запада. Почти одновременно с автором Л.В. Махлаев и Н.И. Коробова [529] выделили в докембрийской гранитной серии Таймыра «литогенные серии» гранитов. Позже аналогичную работу, но по расчленению уже девонских интрузий складчатого пояса Лачлан провели австралийские геологи Б.Чепел и Э. Уиттен [953, 954, 980]. Именно они вслед за нами выделили «свить» s- и i-гранитов, а затем довели число свит до десяти, включив в них ряд экзотических разновидностей гранитов. В докладе на 27-й сессии Международного геологического конгресса, где, кстати, был зачитан и наш с Л.В.Махлаевым доклад на эту тему [530]. Э.Уиттен сообщил, что идея гранитных свит будет использована при составлении металлогенических карт районов развития гранитоидов. Таким образом, идея гранитных свит вышла за пределы докембрия. Ш.Ишихара [961] значительно позже Б.Чепела и Э.Уиттена повторил эти исследования, выделив для фанерозойских гранитов магнетитовую и ильменитовую серии гранитоидов, то есть, в сущности те же апобазитовые и апопелитовые граниты. Вероятно, он же обосновал металлогеническую нагрузку выделенных гранитов. Г.Б.Ферштатер подтвердил расчленение гранитов на безмагнетитовую и магнетитсодержащую серии, а А.Т.Хитрунов, исходя из состава биотита, разделил граниты по щелочнометалльности [795].

Выделяя гранитные серии первоначально под названиями «апоамфиболитовые» и «апопелитовые», автор исходил из представлений об унаследовании гранитами состава исходных пород. Эта унаследованность особенно четко проявляется в докембрии, в месте зарождения гранитоидов всех последующих геологических эпох и где есть возможность определить исходные породы. Известно, что среди метаморфических пород резко преобладают породы двух петрохимических типов – богатые СаО плагиогнейсы и кристаллосланцы и бедные СаО метапелиты и семипелиты. Естественно предположить, что и среди гранитоидов также будут породы, унаследующие петрохимические и минеральные особенности этих главных типов пород [769]. Кроме того, существует обширная группа пород промежуточного состава – это обычные биотитовые граниты, а в гранулитовой фации – гиперстеновые граниты (чарнокиты). Однако и такие гранитоиды успешно расчленяются на апопелитовые и апобазитовые разновидности. Кстати: существует мнение, что под i-гранитами (igneous) авторы классификации имели в виду магматические исходные породы. Это не совсем так. В действительности под магматическими породами подразумевались разнообразные амфиболиты и амфиболитовые плагиогнейсы и кристаллосланцы, для которых магматический генезис не всегда является бесспорным.

Прямыми признаками принадлежности гранитоидов к апопелитовому или апобазитовому ряду являются типоморфные минералы: гранат, силлиманит, кордиерит или мусковит для апопелитовых, роговая обманка, клиноспироксен и эпидот – для апобазитовых. Химический состав апопелитовых и апобазитовых гранитов близок (табл. 2.2) [954], поэтому предложенная этим автором диаграмма для различения s- и i-гранитов по химическому составу не работает. Достаточно хорошо, по нашему мнению, граниты различаются лишь по содержанию CaO – в апопелитовых гранитах его содержание не превышает обычно 2,5 %, в апобазитовых гранитах выше 3,5-4%. В апопелитовых гранитах акцессорные минералы образуют циркон-монацитовые парагенезисы с ильменитом или циркон-апатитовые с низким содержанием магнетита.

Таблица 2.2.

Средний состав s- и i-гранитов [954]

Оксиды	i-тип	s-тип
SiO <sub>2</sub>	69,1	70,5
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,8	14,6
FeO	3,78	3,97
MgO	1,78	1,86
CaO	3,85	2,54
Na <sub>2</sub> O	3,00	2,24
K <sub>2</sub> O	3,11	3,70

В апобазитовых гранитах резко преобладают циркон-апатит-магнетитовые ассоциации, нередко со сфеном и ортитом. Весьма чутким индикатором серийной принадлежности гранитов является состав биотита. Гранитоиды двух серий неплохо различаются уже по внешнему виду биотита в шлифах: в апопелитовых гранитах он красновато-бурый или ярко-бурый, в апобазитовых гранитах – зеленовато-коричневый или коричневый. Установлено, что в процессе гранитообразования состав биотита несколько изменяется, но не настолько, чтобы утратить первичные особенности состава. При этом биотит наследует важные особенности состава – глиноземистость и титанистость, что и позволило нам предложить «биотитовый метод» расчленения гранитоидов. Глиноземистость отражает исходную породу, а титанистость – температуру образования гранитоидов. На диаграммах, связывающих Al<sub>вр</sub>, Ti, Si и Fe в составе биотита фигуративные точки биотита из гранитов все располагаются в полях биотитов метаморфических пород (рис. 2.3).

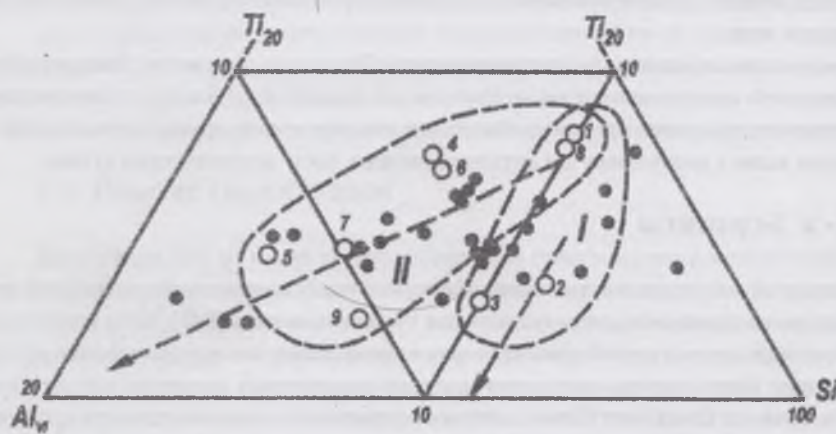


Рис. 2.3. Средний состав биотита из разных петрохимических групп метаморфических пород и гранитов некоторых комплексов.

Белые кружки – 1-3 – биотиты из metabазитов: 1 – гранулитовой, 2 – амфиболитовой, 3 – эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. 4 – биотиты из высокоглиноземистых метапелитов гранулитовой фации, 5 – то же, из амфиболитовой фации. 6 – биотиты из умеренно глиноземистых метапелитов гранулитовой фации, 7 – то же, амфиболитовой фации. 8 – биотиты из нормально глиноземистых пород гранулитовой фации, 9 – то же, из амфиболитовой фации. Черные кружки – средние составы биотита разных комплексов гранитов УЩ.

При этом на диаграмме очень ограничено поле неопределенности. Те немногие фигуративные точки средних составов биотита отдельных гранитных комплексов, которые попадают в поле неопределенности, имеют свое объяснение: они отражают усредненный состав биотита гранитных массивов, имеющих сложный состав.

Апопелитовые и апобазитовые граниты различаются по режиму кислорода. Нами показано [745], что апобазитовые гранитоиды кристаллизуются в режиме повышенной активности кислорода, а апопелитовые – пониженной. Границей раздела является, по-видимому, буфер Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>+SiO<sub>2</sub>/Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> или даже буфер Ni/NiO. Для T=600-750°C давление – lgfO<sub>2</sub> на границе раздела определяется величиной 17-14 атм. В соответствии с активностью кислорода, биотиты апобазитовых гранитов менее железистые, чем биотиты апопелитовых гранитов, поскольку часть железа углизируется в магнетите.

Трудности при определении типа гранитов заключаются в том, что почти половина всех комплексов и массивов является сложной либо вследствие того, что субстратом послужили породы разного состава, либо в составе комплексов имеются ранние дифференциаты другого состава. Если массив неоднородный, то говорить можно лишь о типе гранита конкретной пробы или проводить минералогическое картирование. При детальном изучении Уманского гранитного массива с помощью биотитового метода удалось откартировать участки, сложенные апопелитовыми и апобазитовыми гранитами. Оказалось, что такие участки чередуются полосовидно, согласно с общим простираем гранитов. Таким образом, биотитовый метод позволяет с высокой долей вероятности расчленять даже такие «безликие» граниты, как биотитовые.

Распространенность апопелитовых и апобазитовых гранитов в разных блоках щита неодинаковая. Наиболее насыщены апопелитовыми гранитами Днестровско-Бугский (Подольский) и Ингульский блоки, а апобазитовыми гранитами – Росинско-Тикичский (Бугско-Росинский), Среднеприднепровский и Приазовский блоки. Конкретное распределение типов гранитов в разных блоках следующее.

Северо-западный район: s-граниты – шереметовский, житомирский, мухареvский, кишинский и пержанский комплексы; i-граниты: букинский и фастовский комплексы, Шепетовский и Смольдывевский массивы; сложные – осницкий комплекс. Днестровско-Бугский район (Подольский блок): s-граниты – бердичевский комплекс; сложные комплексы – гайворонский, ли-

тинский, побужский. Росинско-Тикичский (Бугско-Росинский): s-граниты – ставищенский комплекс; i-граниты – тетиевский комплекс, сложные – гайсинский, уманский, звенигородский комплексы. Ингульский район: s-граниты – кировоградский, вознесенский, сложные – новоукраинский, ташлыкский. Среднеприднепровский район: s-граниты – мокромосковский, токовский; i-граниты – днепропетровский, сурский комплексы; сложные – demuрийский, саксаганский, ингулецкий комплексы. Приазовский район: i-граниты – гайчурский, добропольский, обиточненский, осипенковский; сложные – токмакский, шевченковский, анадольский, салтычанский.

Четкое определение сериальной принадлежности гранитоидов необходимо для установления их геодинамической позиции. Обычно принимают, что апелитовые граниты – коллизионные, а апобазитовые – субдукционные.

Надо отметить еще один аспект проблемы расчленения гранитоидов – металлогенический. Поскольку при ультраметаморфизме наследуются особенности химического и минерального состава исходных пород, то природа последних не может не влиять на металлогеническую специализацию гранитоидов. Это направление очень важно и перспективно, но изучено еще слабо. Известно, что с фанерозойскими апелитовыми гранитами связаны проявления олова, редких земель, а с апобазитовыми – вольфрама, молибдена, фосфора [961].

## 2.5. Прогрессивные и регрессивные граниты

Определяя соотношения гранитоидов с субстратом, мы использовали такие понятия как «прогрессивные» и «регрессивные» граниты.

Прогрессивные граниты – синоним анатектических гранитов. Прогрессивное гранитообразование осуществляется в условиях складчатой области с постепенным нарастанием РТ-параметров вплоть до тех пределов, когда за счет предварительно метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ через стадию инъекционных гнейсов и мигматитов возникают граниты. Этап возникновения инъекционных гнейсов при формировании гранитов, вероятно, обязательный. Например, ксенолиты инъекционных гнейсов в бердичевском граните можно наблюдать, например, на станциях киевского метрополитена. Это – обычный ультраметаморфический процесс гранитообразования, осуществляющийся в условиях амфиболитовой фации. Таким путем возникают как апелитовые, так и апобазитовые – s- и i-граниты, но в плане щита несколько преобладают апелитовые граниты. Важной особенностью апелитовых гранитов является небольшой разрыв во времени формирования гранитов и исходных для них толщ. По возрасту подавляющее число гранитов, особенно нормальных гранитов амфиболитовой фации незеленокаменных областей, являются раннепротерозойскими, формируясь на рубеже около 2 млрд лет.

Регрессивными гранитами мы называем породы, возникшие путем диафорической переработки пород более высокотемпературных, как метаморфических, так и гранитоидов. От палингенных гранитов регрессивные граниты отличаются тем, что формируются не только по более ранним гранитам, но и по метаморфическим породам гранулитовой фации с четким понижением РТ-условий. Пример – чарнокитоиды подольского комплекса, формирующиеся за счет эндрбитов гайворонского комплекса. Регрессивные граниты фактически не имеют вмещающих толщ, поскольку являются преимущественно автохтонными, образовавшимися на месте и за счет этих толщ. Для формирования таких гранитов необходима декомпрессия – выход на уровень амфиболитовой фации. Происходит переработка гранулитогнейсовых блоков в амфиболито-гнейсовые. Такими представляются процессы гранитообразования в Росинско-Тикичском и дозеленокаменном фундаменте в Среднеприднепровском районе. Регрессивные гранитоиды могут быть как позднеархейскими, так и раннепротерозойскими. Особенность регрессивных гранитов – существенный разрыв во времени между формированием пород субстрата и гранитоидов. В Днестровско-Бугском районе этот разрыв составляет свыше 1,5 млрд лет (3,5 млрд лет – эндрбиты гайворонского комплекса и 2,0 млрд лет – чарнокитоиды побужского комплекса), в Росинско-Тикичском районе – около 0,7 млрд лет (2,7 млрд лет – гранитоиды тетиевского комплекса и 2,0 млрд лет – граниты уманского комплекса).

Доказательство регрессивного происхождения гранитов базируется главным образом на составе ксенолитов исходных пород. Т.А.Рокачук [635, 633] разработала оригинальный метод различения прогрессивных и регрессивных гранитов на основе рентгеновской термолюминесценции полевых шпатов. Она доказала, что калишпаты прогрессивных гранитов имеют только один максимум на кривых термовысвечивания, свидетельствующий об одноактности гранитов. Такими являются, например, граниты житомирского комплекса. В калишпатах регрессивных гранитов проявляются два и более максимумов на кривых термовысвечивания, что говорит, вероятно, о нескольких термальных эпизодах в процессе формирования гранитов.

## 2.6. Метаморфизм

Породы УЩ метаморфизованы в условиях ареального и зонального (локального) регионального метаморфизма. Ареальный метаморфизм УЩ определяется как кольский тип (серия умеренного давления), а зональный – как ладожский тип (серия низкого давления). По направленности метаморфизм как прогрессивный, так и регрессивный. Известны породы всех фаций метаморфизма – от зеленосланцевой до высокой гранулитовой фации. В экзоконтактах рапакиви-гранитных плутонов установлены явления контактового метаморфизма.

Ареальный метаморфизм развит в гранулитовых Днестровско-Бугском и Приазовском, а также в апогранулитовых Росинско-Тикичском и Среднеприднепровском блоках.

Максимум ареального регионального метаморфизма УЩ установлен в Гайворон-Завальевском районе Среднего Побужья. Б.Г.Яковлев [914, 918] в пределах гранулитовой фации определил здесь три фазы метаморфизма со следующими параметрами:

1)  $T=910-960^{\circ}\text{C}$ ,  $P=700-800\text{ МПа}$ ; 2)  $T=810-890^{\circ}\text{C}$ ,  $P=640-760\text{ МПа}$  (высокотемпературная гидратация); 3)  $T=860^{\circ}\text{C}$ ,  $P=600\text{ МПа}$  (дегидратация роговой обманки). По нашему мнению, максимум глубинности метаморфизма определяется образованием граната за счет роговой обманки и плагиоклаза, что означает начало процесса эклогитизации. Эклогитоподобные породы установлены только в Среднебугском районе УЩ. По расчетам В.А.Курепина [461], эрозионный срез в Гайворон-Завальевском районе Среднего Побужья составляет 34 км.

Среди геологов существует убеждение, что признаки прогрессивной ветви метаморфизма распознаются только в пределах гранулитовой фации: до уровня гранулитовой фации восходящая ветвь или вообще отсутствует, или уничтожена в условиях регрессивного метаморфизма. Считают, что хорошо просматривается и документируется на основе последовательного замещения минералов только регрессивная ветвь процесса. Автор, как и многие другие петрографы, всегда был сторонником такой точки зрения, но теперь ряд фактов позволяет задуматься в справедливости подобных убеждений. Приведем некоторые из них.

На схеме распространения реликтов пород володарской (гранулитовая фация) и белоцерковской (высокая амфиболитовая фация) толщ в Росинско-Тикичском районе, составленной Б.А.Батиевским [32] непосредственно по материалам бурения и совершенно независимо (см. ниже, рис. 5.3), вполне определенно устанавливаются признаки метаморфической зональности. Исходя из наблюдений в шпифах, можно сделать вывод, что первичный метаморфизм белоцерковской толщи не регрессивный, а прогрессивный. Иное дело – породы обеих толщ испытали более поздний наложенный регрессивный метаморфизм под влиянием процессов гранитообразования. В метапелитах белоцерковской толщи обнаружен ставролит, законсервированный в кристаллах граната и кордиерита. Первичный парагенезис ставролита с андалузитом замещен более высокотемпературным парагенезисом граната с силлиманитом и кордиеритом, что является прямым признаком прогрессивного метаморфизма [540].

Ниже (гл. 5) описано регрессивное преобразование пород гранулитовой фации Голованевской шовной зоны в тектоническом контакте с Росинско-Тикичским блоком. Однако, в меридиональном направлении, в пределах Голованевской шовной зоны с юга на север наблюдается постепенная смена пород гранулитовой фации через зону куммингтонитовых амфиболитов до амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Установленная здесь метаморфическая зональность всегда считалась регрессивной. Чтобы подвергнуть сомнению эту точку зрения, приведем такие данные.

Роговые обманки гранулитовой фации, как показали Г.М.Другова и С.Г.Скублов [251], уверенно различаются по величине суммы редкоземельных элементов (РЗЭ). Сумма РЗЭ в роговых обманках гранулитовой фации около 180 г/т, а амфиболитовой фации – порядка 30-40 г/т. Установлено, что при регрессивном метаморфизме величина суммы РЗЭ в роговой обманке остается неизменной. По имеющимся у нас данным, содержание суммы РЗЭ в роговых обманках амфиболитов бассейна рек Тикичей составляет 30-50 г/т, тогда как роговая обманка из гранодиорита собитового ряда, для которого предполагается образование за счет регрессивной переработки чарнокитоидов, содержит сумму РЗЭ, равную 147 г/т. Следовательно, амфиболиты бассейна Тикичей никогда не были в гранулитовой фации. Заметим, что эти амфиболиты относятся к лысянской толще, которую мы не считаем относящейся к Росинско-Тикичскому району.

Приведенные факты важны также тем, что свидетельствуют о существовании прогрессивной ветви более низкотемпературного догранулитового, метаморфизма.

Можно указать и на другие примеры наличия прогрессивной ветви ареального метаморфизма. Трудность заключается в том, что на толще прогрессивного метаморфизма обычно наложена вуаль регрессивных амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, связанных с процессами гранитообразования.

Зональный метаморфизм проявился в Ингульском и Северо-западном протерозойских блоках, а также в зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья.

Наличие прогрессивной метаморфической зональности в Ингульском блоке впервые обосновал Р.Я.Белевцев [49, 50].

## 2. 7. Соотношение гранулитовых и гранит-зеленокаменных областей

Каждый из шести традиционно выделяемых на УЩ районов глубоко индивидуален, однако все они имеют одну принципиальную особенность – наличие общего гранулитового фундамента, который поставил материал для коровых магматических процессов или, в зависимости от его реологического состояния, служил фильтром для мантийных магм.

В Северо-западном районе гранулитовый фундамент установлен геофизическими методами на глубине 15-17 км. Мегаксенолиты гранулитового фундамента также вынесены магмой Коростенского и Букинского интрузивов. В Росинско-Тикичском районе исходный гранулитовый состав пород подтверждается наличием эрозионных окон (мегаскиалитов, останцов) гранулитовых пород в виде володарской толщи. В Ингульском районе древние гранулиты установлены методом ГСЗ. Гранулиты спасовской, каменно-костоватской и роцаховской свит, занимающие почти половину площади Ингульского блока, относятся нами к молодым протерозойским образованиям. В Среднеприднепровском районе апогранулитовый генезис дозеленокаменного фундамента подтверждается наличием эрозионных окон в виде славгородской и томаковской толщ, а также ксенолитами, вынесенными внутривозлекарными интрузиями, например, Софиевским плутоном. Днестровско-Бугский и Призовский районы почти полностью гранулитовые, частично диафорированные до амфиболитовой фации в результате активной гранитизации.

В настоящее время земную кору УЩ принято делить на три слоя: верхний – гранитовый ( $v$  до 6,3 км/с), промежуточный – диоритовый ( $v=6,3-6,8$  км/с) и нижний – базальтовый ( $v=6,8-7,2$  км/с) [975]. Обычно базальтовый слой определяется как гранулитовый. Разумеется, разделение это, особенно с петрографической точки зрения, весьма условное. Так, гранулиты Бугско-Росинского мегаблока интерпретируются на профиле ГСЗ как гранитовый слой, а граниты Осницкого блока – как диоритовый слой. Зарубежные геологи ограничиваются разделением коры на верхнюю и нижнюю части.

Наиболее древние породы УЩ, как и во всем мире, установлены в гранулитовых толщах. Возможно, гранулитовые пояса вообще представляют собой доархейские образования [853]. Палеоархейская базит-ультрабазит-эндербитовая (дозеленокаменная) ассоциация, включающая полосчатые эндербиты гайворонского типа, надежно датирована Н.П.Щербаком с коллегами [971] по породам новопавловской толщи Приазовья. Ее возраст порядка 3650-3400 млн лет; максимальный возраст эндербитов Среднего Побужья 3650 млн лет [948]. Самарий-неодимовый возраст эндербитов Среднего Побужья составляет 3800-3500 млн лет. Это говорит о том, что эндербиты произошли либо непосредственно из мантии, либо период рециклинга был чрезвычайно коротким. Столь же древний возраст можно предположить для гранулитовой коры в прочих районах УЩ. Следует, однако учесть мнение Н.П.Щербака, О.А.Богатикова и других исследователей, согласно которому формирование древнейших пород, в частности их метаморфизм, могли происходить неодновременно в разных сегментах коры с разрывом до 500 млн лет и в этом, возможно, заключается причина отсутствия на УЩ доархейских пород. В каждом конкретном случае оказывается, что зеленокаменные породы покоятся на фундаменте более высокометаморфизованных пород. Это доказано для древнейших структур типа Исуа и постоянно подтверждается для молодых зеленокаменных структур с возрастом древнее 2,5 млрд лет.

На примере многих архейских регионов Земли можно показать, что гранулитовые, амфиболито-гнейсовые и гранит-зеленокаменные области пространственно взаимосвязаны. Имеется определенная зональность в виде достаточно постепенных переходов от гранулитовых областей к гранит-зеленокаменным поясам. Существуют, как правило, переходные зоны разной ширины, представленные амфиболито-гнейсовыми поясами с широкими проявлениями мигматизации и гранитообразования. Достаточно постепенно изменяется и мощность земной коры – от 40-50 км в гранулитовых до 30 км в зеленокаменных поясах.

В огромной Родезийской провинции Южной Африки гранит-зеленокаменный пояс к югу постепенно, через амфиболито-гнейсовую область, вмещающую мегаскиалиты гранулитов, переходит в гранулитовый пояс Лимпопо. Южнее последнего, в пределах Каапваальской провинции зональность повторяется, но в обратном порядке. В кратоне Йилгарн, юго-западная Австралия, гранит-зеленокаменные пояса провинции Мурчисон и Истерн-Голдфилдс на юго-западе переходят в гранулитовую субпровинцию пояса Уит. По мере приближения к последнему исчезают зеленокаменные структуры, а диафорированные гранулиты в виде амфиболитов частично прослеживаются в гранит-зеленокаменном поясе. Промежуточный амфиболито-гнейсовый пояс известен также в районе Калгурли, расположенном на юге провинции Йилгарн между двумя гранит-зеленокаменными поясами; он одновозрастный с гранулитовым поясом. В кратоне оз. Верхнего, Канада, гранит-зеленокаменный пояс переходит через промежуточную зону амфиболитовой фации в гранулитовый пояс. В районе Фискенессет (Западная Гренландия) установлена метаморфическая зональность, которая считается прогрессивной [316]. Кратон Карнатака, Южная Индия, в своей северной части сложен гранит-зеленокаменным поясом, в южной – гранулитовым, а между ними существует переходная зона шириной 20-35 км, представляющая собой амфиболито-гнейсовую область, к которой приурочено известное золоторудное месторождение Колар [4]. При этом геологические структуры юга продолжают в гранит-зеленокаменный пояс севера. Р.Шеклтон [912] доказывает, что зоны высоко- и низкометаморфизованных пород поясов Майсур и Лимпопо представляют собой разноглубинные сечения одних и тех же тектонических комплексов, между которыми имеется непрерывная метаморфическая зональность. Как правило, высокометаморфизованные области приурочены к резкому увеличению мощности земной коры. Это – общая для всех щитов закономерность, в том числе и для УЩ.

В то же время имеются данные, что структуры дарварской толщи Индии срезаются чарнокитоидами Восточных Гат, субмеридиональный пояс Лимпопо срезает субширотные структуры Родезийского и Каапваальского кратонов [839]. Сам пояс Лимпопо окружен зоной интенсивных деформаций [338].

Неоднократно высказывалось мнение, согласно которому зеленокаменные структуры (ЗС) – это те же гранулитовые пояса, но менее метаморфизованные. Одним из возражений против прямого сопоставления гранулитовых и зеленокаменных поясов является принципиальное отличие слагающих их формаций [749]. Нигде в гранулитовых поясах нет таких мощных толщ мафит-ультрамафитовых эффузивов. Так, в составе зеленокаменных структур барбертонского типа базиты и ультрабазиты резко преобладают. В ЗС йилгарнского типа метабазитов больше, чем метаультрабазитов, причем обязательно присутствуют коматиты. В ЗС третьего типа (Дарвар, Бабабудан) базит-ультрабазитов вообще нет, но есть мощные толщ кислых эффузивов. Состав толщ ЗС отчетливо бимодальный: существует разрыв между основными и кислыми породами благодаря почти полному отсутствию андезитов. Этим они отличаются от островодужных структур, в которых андезиты занимают около 60% объема [774]. Гранулитовые и зеленокаменные структуры коренным образом отличаются и по направленности и степени метаморфизма.

Рифтовые зоны, к которым относятся зеленокаменные структуры, отличаются повышенными значениями теплового потока и подстилаются аномальной мантией [774]. Аномальная мантия под ЗС разуплотнена и обладает высокой теплопроводностью. Она является также генератором флюидов. Контуры слоя аномальной мантии значительно шире, чем зеленокаменные структуры. Ее влияние охватывает не только зеленокаменную структуру, но гораздо более обширные сегменты раздвигающейся коры. Рифтогенные ЗС – открытые системы, дренирующие мантию. Низкий метаморфизм обусловлен высокими скоростями теплопотерь.

Данные радиоизотопного возраста по многим щитам Земли однозначно свидетельствуют о более древнем возрасте пород фундамента зеленокаменных структур. Так, если возраст новопавловской гранулитовой толщи Приазовского блока достоверно определен в 3,65 млрд лет, то возраст зеленокаменных структур Приднепровья находится в интервале 3,3-2,9 млрд лет [970]. В провинции Йилгарн возраст гранулитового пояса 3,4-3,3 млрд лет, зеленокаменных структур – 2,9-2,6 млрд лет. В кратоне Карнатака, Южная Индия, возраст чарнокитов 3,4 млрд лет, реликтов гранулитов в зеленокаменной области – 3,26 млрд лет, в амфиболито-гнейсовой области Колар – 3,4 млрд лет, а зеленокаменных структур – всего лишь 2,9 млрд лет. Древнейшие образования Мира – гнейсы Амитсок в Гренландии с возрастом 3,98 млрд лет метаморфизованы в гранулитовую – амфиболитовую

фациях, гнейсы Уйвак с возрастом 3,62 млрд лет метаморфизованы в амфиболитовой фации. Возраст серых гнейсов Лимпопо 3790 млн лет [338]. Самые ранние гранулитовые пояса датированы возрастом 3,7-3,5 млрд лет. В них уже есть разнообразные и хорошо отифференцированные морские осадки.

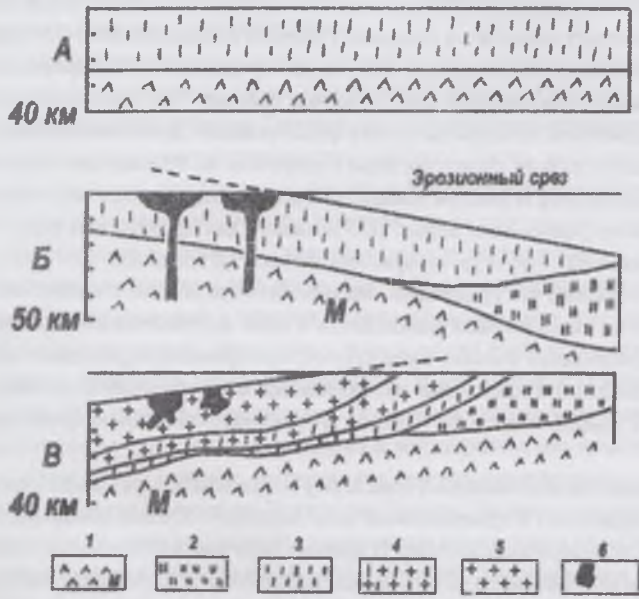


Рис.2.4. «Качельная» модель соотношения высоко- и низкометаморфизованных областей.

1 – верхняя мантия; 2 – высокая гранулитовая фация; 3 – низкая гранулитовая фация; 4 – переходная амфиболитово-гнейсовая зона; 5 – гранитоиды; 6 – зеленокаменные структуры.

Схему соотношения высоко- и низкометаморфизованных областей можно представить в виде механизма «качелей» (рис. 2.4)

Один конец блока первичной гранулитовой коры с возрастом около 3,9 млрд лет (рис. 2.4, А) в результате столкновения плит погружается в направления верхней мантии. Степень метаморфизма слагающих блок пород возрастает до высокой гранулитовой или даже эклогитовой фации. Противоположный конец блока воздымается, эродируется и испытывает рифтинг с формированием зеленокаменных структур (рис. 2.4, Б). В позднем архее знаки вертикальных движений меняются на противоположные. При этом эродируется уже гранулитовая часть блока («качели») и на поверхности обнажаются высокометаморфизованные породы (рис. 2.4, В). Зеленокаменная часть «качели» возрастом 2,9 млрд лет испытывает перерождение в зеленосланцевой фации метаморфизма, затем – обильное гранитообразование и гранитный метаморфизм гранулитовой фации. Осью качания служит переходная амфиболитово-гнейсовая зона.

Зеленокаменная часть «качели» возрастом 2,9 млрд лет испытывает перерождение в зеленосланцевой фации метаморфизма, затем – обильное гранитообразование и гранитный метаморфизм гранулитовой фации. Осью качания служит переходная амфиболитово-гнейсовая зона.

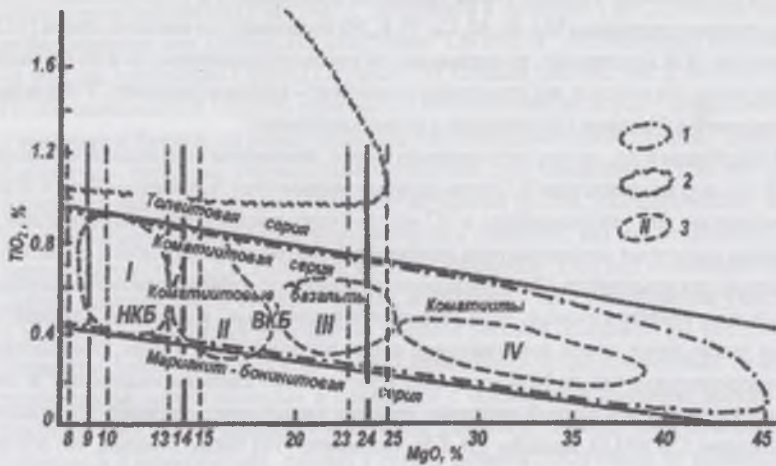
## 2.8. Проблема коматиитов.

Термин «коматиит», как известно, введен в литературу братьями Морисом и Робертом Вильюнами в 1969 г. Они описали породу с высоким MgO, низким Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и необычно высоким отношением CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Первоначально были выделены две разновидности коматиитов: перидотитовые и базальтовые, составляющие единую коматиитовую серию. Р.В.Несбит дал название своеобразной закалочной структуре – «спинифекс», которая и ранее под разными названиями была известна геологам. Эта структура может быть оливнинового или пироксенового (клинопироксенового) типов. Первое описание коматиитов в нашей литературе по материалам Кольского полуострова принадлежит С.Н.Суловой [722]. Двумя годами позже Е.М.Крестин [438] опубликовал статью о коматиитах ВКМ, считая свою находку первой в СССР. На международном уровне первое обобщение по коматиитам представляет книга «Komatiites» (1982). Пенроузская конференция (Канада, 1979) определила коматиит как вулканогенную ультрамафическую породу с содержанием MgO свыше 18% (в пересчете на сухое вещество). Минимальный рубеж коматиитовой серии определен по предложению К.Брукса и С.Р.Харта в 9% MgO. Породы с содержанием MgO 9-18% предложено именовать коматиитовыми базальтами. В.С.Куликов [383], основываясь на статистических расчетах, предлагает разграничивать основные и ультраосновные коматииты по рубежу 24% MgO. Он также предложил диаграммы TiO<sub>2</sub>-MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> для выделения пород коматиитовой, бонинитовой и толеитовой серий (рис. 2.5).

Согласно экспериментальным данным [645], повышенное содержание CaO при CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> больше 1,0 приводит к ликвидусной кристаллизации клинопироксена. Отношение (Fe+Mg)/Ca уменьшается с понижением давления. Ресит при выплавлении такой магмы имеет состав гардбургита – оливин + ортопироксен. Минеральный состав типичных коматиитов – оливин (f=10-30%), клинопироксен (пижонит, авгит), часто плаггиоклаз (№№ 50-70). Следовательно, одна из главных особенностей коматиитов – повышенная в сравнении с типичными пикритами роль CaO, обусловленная видом пироксена – клинопироксеном, и содержанием основного плаггиоклаза. К.Конди [384], суммируя взгляды разных авторов на природу коматиитов, приходит к выводу, что этот термин должен применяться к высокомагнезиальным архейским вулканическим породам с четко проявленной закалочной структурой и отношением CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> выше 0,8.

В украинской литературе проблему коматиитов, вероятно, впервые подняли А.Б.Фомин, О.С.Егоров и К.В.Когут [783], причем в качестве коматиитов были названы породы гранулитовой фации. Гранулитовый комплекс Среднего Побужья ими рассматривался как протоофиолитовый. Тела ультрамафитовых коматиитов, по описанию авторов [783], характеризуются пластовой формой залегания, небольшой мощностью, большой протяженностью и постоянной ассоциацией с базальтовыми коматиитами. В статье есть упоминание о наличии структуры спинифекс, сложенной оливином. По химическому составу мафит-ультрамафиты Среднего Побужья, Ядлово-Трактемировской полосы и Мариупольского железорудного месторождения отвечают перидотитовым, пироксенитовым и базальтовым коматиитам. На диаграмме MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO фигуративные точки пород располагаются в пределах полей типичных коматиитов Африки, Австралии и Канады. Вместе с тем, коматииты гранулитового комплекса





заметно отличаются от типичных коматиитов повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и более высокой железистостью.

Рис. 2.5. Схема классификации высокомагнезиальных вулканитов [383].

1 – контур полей коматиитовых серий; 2 – контур полей толейтовых (пикрит-толейтовых) серий высокомагнезиальных полей группы Онвервахт; I – Барбертон; II, III – Гелук; IV – Комати.

Когда речь идет об основных породах, автор никогда не забывает отметить, что еще в 1958 г., за десять лет до открытия коматиитов, И.С.Усенко впервые доказал, что метавулканиды гранулитовой фации Среднего Побужья

по химическому составу вполне своеобразны. От базитов последующих эпох они отличаются меньшей кремнекислотностью (среднее содержание  $\text{SiO}_2$  – 47%), более высокой мафичностью (сумма  $\text{FeO} + \text{MgO}$  – 15-20%), меньшей железистостью и более низкими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$ . Он считал, таким образом, что предвидел открытие коматиитов.

С критикой авторов статьи [783] выступили И.С.Усенко, Б.Г.Яковлев и Э.А.Никулина [772]. Главное их возражение касается текстурно-структурных признаков коматиитов. Авторы считают, что химической характеристики недостаточно для идентификации коматиитов. Для определения коматиитов как вулканических пород необходимо наличие структуры спинифекс, зоны закалки, расслоенности в потоках и т.д. Дендритоподобные вкрапленники оливина или клинопироксена являются признаком сверхбыстрого охлаждения лавы и могут возникать только при отсутствии конвекционных потоков и деформаций. Сохранение вкрапленников в условиях гранулитового метаморфизма совершенно нереально. Описанные А.Б.Фоминим и др. вкрапленники имеют по мнению И.С.Усенко и др., метаморфическое происхождение.

Другое возражение И.С.Усенко и др. заключается в том, что непосредственные данные о первичной природе древнейших мафитов-ультрамафитов отсутствуют ввиду того, что региональный метаморфизм протекал с существенным изменением состава этих пород. Отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , которое является характеристическим параметром для распознавания коматиитов, задается составом метаморфогенной чермакитовой роговой обманки, имеющей состав:  $\text{CaO}$  – 11,3-13,0;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12,0-12,3%.

Формационная приуроченность коматиитов к «истинным» зеленокаменным структурам, исключает, по нашему мнению, возможность их нахождения в гранулитовых толщах. Здесь уместно вспомнить один имевший место эпизод. Автор настоящей книги проводил экскурсию для участников XXVII Международного геологического конгресса в районе г. Винница. В составе группы был и Р.Вильюн (кстати, он представился как Вильюн, а не как Вильджоен). По завершении экскурсии, в комнате-музее ИГМР, к Р.Вильюну обратились И.С.Усенко и А.Б.Фомин с просьбой посмотреть шлифы по Побужью на предмет их принадлежности к коматиитам. Р.Вильюн высказался примерно так: возможно, это коматииты, но в высокометаморфизованных областях он не работал.

Впервые о наличии коматиитов в зеленокаменных структурах Украинского щита почти одновременно заговорили Л.Г.Данилович [230], Н.П.Щербак с соавторами [866] и львовские геологи [668, 669]. Однако, еще раньше Н.Л.Семененко и его сподвижники утверждали, что геологическое положение ультраосновных пород в структуре синклиналией позволяет относить их как к излившимся, так и к интрузивным образованиям. Эффузивы дают шластообразные тела, а интрузивные породы – массивы и линзообразные залежи.

Л.Г.Данилович впервые доказала, что наряду с перидотитами, пироксенитами и пикритами в ЗС значительная часть ультрамафитов по химическому составу может быть отнесена к коматиитам. На диаграмме  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$  составы ультрамафитов отчетливо улеглись в соответствующие поля коматиитов разного типа. Наибольшее число составов ультрамафитов во всех ЗС относится к базальтовым коматиитам типа Джелук, несколько меньше – к перидотитовым коматиитам гипов Комати и Сэндспреит. По мнению Л.Г.Данилович, от перидотитов и пикритов эти породы отличают низкие содержания  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  и щелочей. По нашему мнению, из этой диаграммы следует главное отличие коматиитов – преобладание  $\text{CaO}$  над  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Их отношение выравнивается лишь в области базальтовых составов. Минералогически это выражается в преобладании клинопироксена над ортопироксеном и в участии «базальтового компонента». Отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет 0,8-1,5 для перидотитовых и 0,6-1,4 для базальтовых коматиитов. Л.Г.Данилович считает наличие коматиитов в зеленокаменных структурах бесспорным фактом. К сожалению, она недостаточно обосновывает отличие коматиитов от пикритов и не дает никаких указаний на наличие структур спинифекс, установленных позже [666].

Н.П.Щербак и др. [866] впервые для УЩ в составе ЗС выделили в низах конкской серии коматиитовую (перидотиты-базальты), толситовую (базальты-андезиты, пикриты) и известково-щелочную (андезиты-риолиты) серии. Согласно их данным, отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  в породах типично коматиитовое и изменяется для перидотитовых коматиитов в пределах 0,8-1,9, для базальтовых коматиитов – 1,2-2,5. Авторы сравнивают породы ЗС с островодужными сериями и выделяют протоофиолитовые формации.

Идею существования офиолитовой формации в Приднепровье значительно позже поддержал Я.И.Бондаренко [122]. Он считает, что метаморфизованная офиолитовая формация образовалась на ранней стадии развития геосинклинали в условиях активизации островодужных структур. Повторяется мысль А.Б.Боброва: ультрабазитовые комплексы коррелируются по возрасту с вулканитами пикрит-базальтового, риодацит-пикрит-базальтового и риодацит-пикрит-базальтового формационных типов. Среди

ультрамафитов по составу преобладают гарцбургиты и лерцолиты. Указаны также бониниты и марианиты и это, вероятно, первое упоминание о таких породах на УЩ. Относительно низкие содержания Mg, Si, Al, Ca, Ti, K, Na позволяют, по мнению автора [122], считать породы производными деплетированной мантии. Я.И.Бондаренко, по-видимому, не признает комагиты, но и не приводит существенных доказательств для отнесения их к пикритам. Он считает, что структуры спинифекс – метаморфические. Утверждает также, что поиски сульфидных никелевых месторождений в Среднем Приднестровье бесперспективны.

Почти одновременно с Л.Г.Данилович и Н.П.Щербаком и др., но все же несколько позже, комагиты определили львовские геологи [86, 91, 96, 100, 101, 664, 668, 669, 671]. С тех пор комагитами ЗС очень активно занимаются А.А.Сиворонов, А.Б.Бобров, Г.М.Яценко, Б.И.Малюк и другие. Они утверждают, что ультрамафиты в ЗС всегда будут представлены комагитами, а основные породы – толеситовыми базальтами, причем щелочные представители основных и ультраосновных пород полностью отсутствуют. Предложена оригинальная номенклатура для комагитов. Так, выделяются габбровые, габброноритовые, норитовые, пироксенитовые и перидотитовые (соответственно, гарцбургитовые, лерцолитовые и верлитовые) комагиты. Однако, на диаграмме  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$  авторов [664] подавляющее число точек пород комагитовой серии располагается в поле, отвечающем величинам 0,8-1,2 отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Авторы утверждают, что на Приднестровье преобладают клинопироксеновые и двупироксеновые комагиты. Это не совсем так. Например, в приведенной авторами таблице химических анализов комагитов Конкского, Сурского и Белозерского районов отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  меньше 1,0. Г.В.Артемюк [10] также показал, что это отношение для приднестровских комагитов меньше 1,0, следовательно, эти комагиты, по терминологии авторов [664], скорее габброноритовые или даже норитовые, то есть производные не примитивной магмы, а частично деплетированной мантии. Авторы отмечают также характерную особенность Среднеприднестровских ЗС – возрастание роли ультраосновных пород вверх по разрезу (антидромная схема).

Публикации Л.Г.Данилович [230], Б.И.Малюка и А.А.Сиворонова [522] по комагитам Среднего Приднестровья, затем А.Б.Фомина, О.С.Егорова и В.К.Когута [80] по высокомагнезиальным породам Побужья вызвали дискуссию о наличии комагитов на УЩ [582, 772]. Особенно эмоциональным было выступление О.М.Струевой [713], затем ее же публикация в обширной статье [714].

Аргументы О.М.Струевой – отсутствие в комагитах Приднестровья структуры спинифекс и несовершенство петрохимических данных. В основном ее критика сторонников комагитового генезиса имеет петрохимическую направленность. Она справедливо отмечает, что, согласно петрохимическим диаграммам Вильюнов, в Приднестровье, нередко в пределах одной толщи, обнаруживаются все пять выделенных Вильюнами формационных типов комагитов. Фигуративные точки многих, приведенных в работе [520], анализов ложатся в разные поля комагитов или вообще вне их. О.М.Струева изучила материал по Алферовскому участку Верховцевского района и утверждает, что структура спинифекс в эффузивах полностью отсутствует, а петрохимические исследования не дают никаких оснований для признания комагитов. За структуру спинифекс, по ее мнению могла быть принята структура спутанно-иглочатых тремолитов. Тремолиты обнаружены И.С. Солонинко и др. [695] на Алферовском участке Верховцевской структуры. Они приурочены к мощной – до 940 м, – интрузии, сложенной внизу серпентинитами, сверху – амфиболитизированными габброидами. Зона интенсивного гидротермального преобразования приурочена к лежащему боку габброидной части интрузии. Наложенные процессы – альбитизация, окварцевание, карбонатизация, биотитизация, лиственизация. Порода состоит из тончайших иголок тремолита, спутанных в волокнистый агрегат. В основной массе равномерно рассеяны зерна карбоната (доломита) и ильменита. Авторы называют эту породу нефритоподобным тремолитом. По их описанию, структура породы совершенно не похожа на спинифекс. Между тем, валовый химический состав тремолитов удивительно близок к составу комагитов. Он отличается высокой магнезиальностью, низкими содержаниями  $\text{TiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , близким к 1,0 отношением  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . В то же время этот состав вполне отвечает нефритам из разных месторождений СНГ.

А.А.Сиворонов и Б.И.Малюк вступили в дискуссию [664], дав ответ на статью О.М. Струевой [713]. Они совершенно справедливо отметили, что после появления термина «комагит» в понимании геологов он стал расплываться. Сами авторы считают структуру спинифекс не обязательным атрибутом комагитов, так как она, по их наблюдениям, может проявляться и в краевых частях ультрамафитовых интрузий. Они приводят, в частности, описание классических базальтовых комагитов, выполненное Вильюнами, в котором фигурирует порода, сложенная тремолит-актинолитом, олигоклазом, хлоритом, цоизитом, эпидотом, карбонатом и кварцем. Порода имеет вид крупнокристаллического амфиболита с гигантскими иглами актинолита, развитого по клинопироксену. Дискутируя с О.М.Струевой, которая отстаивает термин «пикрит», они считают, что все нижне-докембрийские ультрамафитические излившиеся породы нормального ряда следует называть комагитами. Ссылаясь на мнение известных петрографов, авторы [664] утверждают, что термин «пикрит» применим только к гипабиссальным породам и напоминают, что еще Н.П.Семенов в Приднестровье были известны эффузивные ультрамафиты. Однако геологам, работавшим с Н.П.Семеновым, также было хорошо известно, что он называл эти породы пикритами и всегда решительно не принимал термина «комагит». Авторы [664], в сущности не отрицают, что в петрохимическом отношении термины «пикрит» и «комагит» равнозначны: «...сходство химических составов комагитов, типичных перидотитов и пироксенитов позволяет считать эти породы комагматичными образованиями» [521].

В специальной работе А.А.Сиворонов и Б.И.Малюк [662] обсудили роль отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  в классификации комагитов. Представленные ими диаграммы, однако, допускают неоднозначное толкование. Так, при возрастании температуры, согласно их расчетам, кальций-алюминиевое отношение непрерывно растет. Из другой диаграммы –  $\text{CaO}-\text{T}_2\text{O}_3$  видно, что кальциевость магмы с повышением температуры уменьшается. Они отмечают, что с увеличением степени плавления известковистость выплавки уменьшается. В применении к комагитам это, очевидно, должно означать: чем более магнезиальные комагиты, тем менее они известковистые. Быть может, объяснение состоит в том, что  $\text{CaO}$  вместе с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в составе «базальтового» компонента покидают мантийный субстрат раньше? На всех диаграммах М. и Р.Вильюнов, особенно на первой, для всех типов

коматиитов отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  находится в пределах 1,0-3,0, то есть порода должна иметь состав, близкий к верлиту, клиношироксениту или габбро. На диаграмме  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , составленной авторами, попадающее число точек также располагается на участке отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  около 1,0. Однако, авторы, как и многие другие геологи, считают этот факт второстепенным. Не обосновываются отличия коматиитов от родственных пород – марианитов и бонинитов. По химическому составу бониниты и коматииты близки, но резко различны по геодинамической позиции. Если коматииты – породы зеленокаменных структур, то бониниты – типичные образования островных дуг. Коматииты – продукт выплавления легкоплавкой части мантии, тогда как бониниты, имея существенно ортопироксеновый состав, формировались за счет деплетированной мантии. Подобно коматиитам, бониниты имеют своих плутонических аналогов, как это показано, в частности, нами на примере палеоостровной дуги Черного моря [843]. Л.С.Галецкий и С.М.Доброхотов [182] под названием апобонинитов рассматривают хлорит-актинолитовые сланцы верхней свиты конкской серии, конкретно – на Кирпотинском участке Конкской ЗС. Они сложены хлоритом, альбитом и актинолитом, который замещается зеленой роговой обманкой. На построенных этими авторами диаграммах видно, что апобониниты действительно существенно отличаются от апотолситовых базитов, однако, и от типичных бонинитов их отличия значительны: «апобониниты» в сравнении с бонинитами содержат значительно меньше  $\text{SiO}_2$  (49 против 55%), отличаются более высоким  $\text{CaO}$ , более низким отношением  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  и более высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ . Было бы уместно сравнить «апобониниты» и с коматиитами, однако в статье авторов [182] о них не упоминается. Впрочем, позже [183] они признали наличие коматиитов в Конкско-Белозерском поясе.

Что касается гипабиссального характера пикритов, то, действительно, таковым его считал А.Н.Заварицкий и некоторые другие петрографы. Однако, в основополагающей книге коллектива авторов «Классификация и номенклатура магматических горных пород» (1981) написано, что в настоящее время отвергается тезис классической петрографии гласящий, что ультраосновные породы не имеют эффузивных представителей. В ней написано следующее: «Термин «пикрит» несмотря на некоторое изменение его первоначального содержания, заложенного Г.Чермаком, является традиционным и привычным для обозначения ультраосновных вулканических и гипабиссальных пород» (стр.39). Утверждая отличия пикрита от меймечита (эффузивного аналога богатого оливином перидотита), они пишут, что пикрит в отличие от меймечита обязательно содержит «базальтовый компонент» – плагиоклаз (нормативный или модалный), амфиболы, часто – слюду. Авторы считают, что это «главная минералогическая особенность пикритов и перидотитовых коматиитов» и далее не делается никаких различий между этими породами: «пикриты и перидотитовые коматииты петрохимически являются эффузивными и гипабиссальными аналогами плагиоклазовых лерцолитов и верлитов» (стр. 41). В классификации, приведенной в цитируемой книге, главным признаком вида «коматиит» служит структура «спинифекс»: «Термином перидотитовый коматиит (или просто коматиит) обозначаются ультрамафитовые лавы и гипабиссальные породы с очень своеобразной структурой «спинифекс» (стр. 41). В классификационной таблице, приведенной в книге, единственным петрохимическим отличием коматиитов от пикритов является более высокое в коматиитах отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Заканчивая обсуждение коматиитовой проблемы, авторы цитируемой книги приходят к выводу, что для выделения коматиитов, кроме наличия структуры спинифекс необходимо учитывать специфику формационного положения этих пород в зеленокаменных структурах. Таким образом, на первый план выходит формационное положение коматиитов, а не петрографические признаки. «Коматиит» – термин, прежде всего, формационно-геологического наполнения. Если это так, то львовские геологи правы, определяя ультрамафиты ЗС как коматииты.

Членами коматиитовой серии, по нашему мнению, следует именовать производные неистощенной мантии – вулканические высокомагнезиальные низкокалиевые и низкотитанистые породы с отношением  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  в пределах 0,8-1,5, обычно с выраженными структурами спинифекс, развитыми исключительно в зеленокаменных структурах.

А.А.Сиворонов и Б.И.Малюк [662] предложили рациональный, по нашему мнению, вариант классификации коматиитов путем детализации существующего разделения коматиитов на перидотитовые и базальтовые. Они предлагают к термину «коматиит» добавлять в качестве определения название их интрузивного аналога. Например, «гарцбургитовый коматиит», «верлитовый коматиит» и т.д. Остается вопрос: как же быть с термином «пикрит»?

## 2.9. Проблема санукитоидов.

Термин «санукит», впоследствии расширенный до «санукитоидов», ввел Э.Вейн-шенк в 1881 г. по названию местности Сануки на остров Шодо Шима в юго-западной Японии, где расположен островодужный вулканический пояс Сетоучи с возрастом 12 млн лет. В 1916 г. эти породы изучал Б.Като, а в последние годы – И.Тацуми и К.Ишизака [980]. Эти два автора называли санукитоидами стекловатые высокомагнезиальные бронзитовые и авгит-оливиновые андезиты и ассоциирующие с ними толеитовые базальты. Целью их исследований было определить, являются ли андезиты и базальты производными одной и той же базальтовой магмы.

Химический состав санукитоидов Тацуми и Ишизака ограничивают следующими параметрами:  $\text{SiO}_2$  – 55-63,  $\text{MgO}$  – 3,5-7,7,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,8-2,6%. При этом авгит-оливиновые и амфибол-оливиновые андезиты содержат  $\text{SiO}_2$  – 55-59,  $\text{MgO}$  – 5,6-7,5%, а бронзитовые андезиты являются более кремнекислыми и менее магнезиальными:  $\text{SiO}_2$  – 62,  $\text{MgO}$  – 3,5-4,7%. Железистость оливина – 10-28, авгита – 23-28, бронзита – 12-21%. Авторы отметили сходство санукитов с лишенными вкрапленников плагиоклаза вулканиитами острова Бонин – бонинитами. Они пришли к выводу, что андезиты не могут быть дериватами базальтовой магмы, а являются автономным продуктом частичного плавления верхней мантии. Кстати, этот вывод авторы распространяют на генезис всех андезитов Земли. К такому же выводу, в основном, присоединяются все геологи, изучавшие санукитоиды.

Согласно «Петрографическому словарю», санукит – андезит гиперстеновый, а по [352] – синоним бонинита. Ни то, ни другое определения неприемлемы, поскольку не учитывают важнейшего признака санукитов – обогащенности калием. По той же причине неверно сопоставление санукитоидов с ашинитами – породами меланодиоритовой серии. От шошинитов санукиты отличаются повышенной магнезиальностью.

За последние 20 лет понимание термина «санукитоид», как это нередко бывает в геологии, существенно расширилось, причем сам термин «санукит» вообще выпал из употребления. Санукитоидами стали именовать серию (свиту, по терминологии зарубежных авторов) высокомагнезиальных калийсодержащих пород начиная от состава диорита до гранодиорита. Иногда серию расширяют в обе стороны по кремнекислотности – до ультрамафитов и гранитов. Со временем критерии возраста, механизма формирования (вулканиты или интрузии), минерального состава (преобладание ортопироксена) и другие особенности санукитов потеряли свое классификационное значение. Термин «санукитоид» приобрел смысл только как «химический» термин [975], что дает более широкие возможности для его использования.

Из работ Р.Штерна и Г.Хансона [975], Стевенсона и К.Гариеши [976], В.П.Чекулаева [822] и других петрологов следует, что главные особенности санукитоидов такие: отвечающий монцониоидам минеральный состав, обогащенность крупноионными литофильными элементами (КЛЭ) – калием, барием, стронцием, легкими РЗЭ, а также хромом и никелем, высокомагнезиальный состав монцониоида. В качестве генетического признака санукитоидов принимается формирование за счет частичного плавления предварительно метасоматизированной перидотитовой мантии. Первый признак – обогащенность КЛЭ, как настаивают авторы [975], является определяющим.

Особенность геодинамической позиции молодых санукитоидов – приуроченность к современным островным дугам. Массивы архейских санукитоидов, возрастом около 2,7 млрд лет, расположены в пределах гранит-зеленокаменных поясов, где они, по-видимому, маркируют окраины стабильных блоков (Карелия) [822], границы архейских и протерозойских блоков или зоны коллизии (провинция Сьюпириор).

Наиболее хорошо изученные массивы санукитоидов на юго-западе провинции Сьюпириор, Канада [975, 976] представляют собой посткинematические интрузивы монцодиоритового состава. Петрографически санукитоиды этой провинции определяются как диориты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты, монциты и гранодиориты. Их минеральный состав следующий: клинопироксен (салит до авгита), амфибол (эденит, магнезиальная роговая обманка, актинолит), биотит, плагиоклаз, кварц, калишпат; ортопироксен присутствует не всегда. Иногда массивы санукитоидов имеют концентрически-зональное строение от диоритов в центре до гранодиоритов на периферии. В качестве отдельных фаз массивы могут включать габброиды, пироксениты, сиениты и даже нефелиновые сиениты. Вокруг интрузивов – и это важно подчеркнуть, – иногда наблюдаются зоны фенитизации. Обычно же интрузивы представляют собой сложные тела, в которых породы неупорядоченно чередуются как в пределах тел, так и в масштабе одного обнажения. Вмещающими для санукитоидов служат крупнозернистые роговообманково-биотитовые тоналиты и грано-диориты. Массивы санукитоидов обычно секутся дайками лампрофиров.

Все авторы приходят практически к единому мнению: санукитоиды являются магматическими породами. Исходная для них магма была продуктом частичного плавления деплетированной, метасоматизированной и обогащенной КЛЭ перидотитовой мантии на сравнительно малых глубинах, отвечающих давлению 10-15 кбар. Предполагается, что метасоматирующие флюиды были обогащены кремнекислотой, стронцием, барием и легкими РЗЭ. Для кислых членов санукитоидной серии, учитывая отрицательные значения  $E_{Nd}$ , допускается контаминация коровым материалом. Все геологи сходятся во мнении, что интрузии санукитовой магмы осуществлялись в субдукционных условиях, либо под влиянием мощного теплового потока, возникающего при мантийном апвеллинге. Так или иначе, их внедрение означает внутриплитную тектоно-магматическую активизацию.

Коль скоро суть термина «санукитоиды», по определению [975] имеет химический характер и ограничения возрастного положения или минерального состава сняты, можно рассмотреть возможность принадлежности к санукитоидам распространенных на УЩ пород ультрамафит-мафит-монцониоидной ассоциации, представленных букинским, ново-украинским и хлебодаровским комплексами.

Первым «кандидатом» в санукитоиды, в соответствии с их петрохимической характеристикой, являются монцодиориты Варваровского массива [5]. При достаточно высокой калиевой щелочности ( $K_2O$  около 2,8%) и умеренной кремнекислотности ( $SiO_2=50-58\%$ ) они содержат 4-8%  $MgO$  и это – учитывая существенно ортопироксеновый состав, при котором санукитоиды являются обычно более кремнекислыми. Варваровский массив окружен мощной зоной десилификации, родственной фенитизации и, в отличие от архейских интрузивов, не испытал регионального метаморфизма. Поскольку мы сопоставляем Варваровский интрузив с Еланским интрузивом Воронежского кристаллического массива [5], чрезвычайно перспективным на никелевость, то термин «санукитоиды» может быть применен и к последнему.

К сожалению, изотопных данных для пород Варваровского массива нет, но они имеются по породам Букинского массива.

Монцониоиды Букинского массива с возрастом около 2,0 млрд лет, по сравнению с варваровскими менее магнезиальные:  $MgO - 2,3-4,2\%$ , однако по  $MgO$ , и по другим параметрам ( $SiO_2 - 56-57$ ,  $K_2O - 2,4-4,5\%$ ), с учетом ортопироксенового состава, они вполне укладываются в «химические» рамки санукитоидов. Прочие характеристики букинских монцодиоритов также вполне подходящие:  $Ba - 1000-1600$ ,  $Ni - 15-25$ ,  $Cr - 60-90$  г/т,  $(La/Yb) N = 18-30$ ,  $Ce - 100-200$  х хондритов,  $Eu/Eu^* -$  около 1,0; сумма РЗЭ 130-250 г/т,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  не выше 0,7020,  $E_{Nd}$  от -0,4 до +1,9 [857]. Последние три отношения типично мантийные.

По петрохимическим характеристикам понятию «санукитоид» также удовлетворяют монцониоиды Шелетовского и Смолдыревского массивов:  $SiO_2 - 55-58\%$ ,  $MgO$  около 4%,  $K_2O - 3-4\%$ .

Весьма соблазнительно отнести к санукитоидам монцодиориты новоукраинского и хлебодаровского комплексов: это было бы решением вопроса разделения чарнокитоидов монцит-гранитовых массивов и «истинных» чарнокитоидов, например,

лятинского типа. К сожалению, монцонитоиды новоукраинского и хлебодаровского комплексов родственны с санукитоидами только по одному, хотя и главному признаку – высокой калиевой щелочности и, соответственно, высоким содержаниями легких РЗЭ. При этом они не сопровождаются высокими содержаниями Ba, Sr, Ct и Ni. Высокое содержание легких РЗЭ вопрос не решает: ясно, что оно обусловлено высокими содержаниями калия, с которым легкие РЗЭ связаны жесткой прямой зависимостью. По-видимому, относить породы новоукраинского и хлебодаровского комплексов к санукитоидам преждевременно, но учитывать такую возможность все же следует.

Можно поставить вопрос о принадлежности к «санукитоидам» монцонитов рапакивигранитных комплексов, однако этому препятствует низкая магнезиальность пород и изотопные данные.

Таким образом, мы приходим к выводу, что термин «санукитоиды» может быть применен к некоторым породам Украинского щита. Протерозойские санукитоиды распространены преимущественно в Северо-западном районе УЩ, где они маркируют зону сочленения этого блока с Днестровско-Бугским. Одновременно зона сочленения является зоной тектоно-магматической активизации и обязана своим появлением, возможно, механизму коллизии.

Поскольку фактор времени для отнесения пород к санукитоидам потерял свое определяющее значение, на первый план наряду с химическим признаками выступает геодинамическая позиция комплексов. Приходится признать, что в разное время – и в архее, и в протерозое, – действовали элементы островодужного механизма или осуществлялась шлюзовая подача энергии, или же эти факторы были взаимосвязаны. Так или иначе, но физическим выражением определенной геодинамической позиции являются санукитоиды, как породы одного и того же, довольно узкого петрохимического типа.

Химические аналоги санукитоидов можно найти и среди других пород. Так, в Северо-западном районе по химическому составу к санукитоидам близки некоторые амфиболиты васильевской свиты, нарцызовского комплекса и диориты вировского типа. Есть они и в архейских зеленокаменных структурах. Например, метаанлезиты сурской свиты возрастом 3,15 млрд лет имеют состав:  $\text{SiO}_2$  – 57-59, MgO – 3,3-5%,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,0-1,7%. В составе же интрузий, прорывающих гранит-зеленокаменную область Среднего Приднестровья (софиевский, александровский комплексы), как это имеет место на Балтийском щите, санукитоиды отсутствуют.

Особенность Украинского щита – отсутствие санукитоидов с возрастом около 2,7 млрд лет.

## Глава 3. Северо-западный район

### 3.1. Геологическое строение

Северо-западный район (Волинский блок) – зона тектоно-магматической активизации, возникшая в результате коллизии Фенноскандийского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы. Структура его земной коры настолько отличается от структуры остальной части УЩ, что В.Б.Соллогуб [690] вообще разделяет щит на две неравных части – северо-западную часть и остальную территорию.

Петрология Волинского блока рассматривается в книгах известных ученых – Н.И.Безбородько, В.И.Лучицкого, В.С.Соболева, Л.Г.Ткачука, И.Л.Личака, В.П.Бухарева, С.В.Нечаева, С.В.Металиди, А.Я.Хатушцевой, Н.А.Беспалько, О.И.Матковского, В.И.Бартошевского, Р.З.Левковского. Среди многих геологов, занимавшихся вопросами петрологии района надо отметить работы В.П.Бухарева, В.А.Колосовской, Л.С.Галецкого, А.А.Сиворонова, В.М.Скобелева, О.В.Зинченко, В.Ф.Гривченко, Н.М.Костенко, А.Н.Комарова, В.И.Орсы, В.М.Верхогляда, А.Я.Каневского, К.В.Когута, Е.К.Пискорской, С.Г.Кривдика, З.М.Гречишниковой, А.В.Митрохина и др. Структуру земной коры района изучали геофизики: В.Б.Соллогуб, В.И.Старостенко, К.А.Болубах, В.М.Егоров, И.А.Балабушевич и др.

Особо следует отметить, что в те времена, когда Западная Украина принадлежала Польше, для познания геологии Волины много сделали польские ученые – С.Малковский, И.Войцеховский, П.Радзишевский, Оссовский, Ю.Токарский, К.Смуликовский.

Северной границей района является Припятская впадина, с юга ограниченная Южно-Припятским и Северо-Ратновским разломами (рис. 3.1). На западе блок отделяется от склона щита и Волыно-Подольской плиты Стоходским, Южно-Ратновским и Ровенским сбросами [676]. По другим авторам, западной границей является Шепетовская зона разломов.

Гораздо сложнее определить южную и восточную границы района.

В качестве южной границы района, определяющей его структурные особенности, обычно принимается Тетеревская зона разломов. Она разделяет две области с разной историей геологического развития, разным возрастом, разным геодинамическим режимом, разным набором магматических и метаморфических формаций, разной степенью метаморфизма, разным структурным планом и другими особенностями. Разным составом пород определяется наличие между Волинским и Подольским блоками гравитационной и магнитной ступеней.

Тетеревский разлом относится к разряду мантийных, но захватывает он только нижнюю часть коры, с глубины около 40 км, и прослежен в мантии на 70 км. На профиле геотраверса VI ГСЗ Ялта–Николаев–Винница–Маневичи [690] разлом выражен небольшой ступенью в разделе Мохо – около 5 км; более четко разлом фиксируется в гравитационном поле. По мнению В.Б.Соллогуба, незначительное смещение Мохо характерно для разломов протерозойского заложения. Предполагается, что на мантийных глубинах Тетеревский разлом, приобретая листрический характер, совмещается с Суцано-Пержанским разломом. Падение обоих разломов южное. В.И.Старостенко с соавторами [975], основываясь на морфологии магнитных неоднородностей, принимает Тетеревский разлом в качестве южного ограничения Волинского мегаблока.

О месте нахождения и ориентации Тетеревской зоны единого мнения не существует.

В.А.Рябенко и Т.П.Михницкая [547, 641], исходя из рифейского времени заложения разлома, принимают для Тетеревского разлома северо-восточное простирание: на юге и западе разлом рассекает Волыно-Подольскую плиту, далее идет на север, разделяя Тетеревский прогиб и Коростенский массив, продолжаясь в Днепровско-Донецкой впадине. Согласно другой схеме из их же книги, Тетеревский разлом проходит южнее Коростенского плутона. В.Б.Соллогуб рассматривает этот разлом в ранге линейного и называет его Виноградово-Тетеревской зоной. Он проводит Тетеревский разлом от Воронежского массива, через ДДВ, в обход с юга Коростенского плутона и далее до Карпат и Закарпатья. На карте [717] Тетеревский разлом имеет такое же, как у В.Б.Соллогуба, положение и также рассекает Коростенский плутон. На этой карте видно, что юго-западная ветвь разлома геологически не проявляется, а северо-восточная выявлена очень четко и явно имеет посткоростенский возраст. По нашему мнению, в качестве границы Волинского и Подольского блоков более вероятно, как это принимают некоторые геологи [214, 345, 641, 770] субширотный Андрушевский разлом до его пересечения с меридиональным Брусиловским разломом.

В геологическом строении блока ни Тетеревский, ни Андрушевский разломы не проявляются, как, впрочем, и большинство разломов на щите. Напротив, неоднократно показано, что существует постепенный переход от бердичевских гранитов с реликтами пород березнинской толщи к типично житомирским гранитам. В.М.Скобелев и др. [677] отмечают в зоне перехода от Подольского к Волинскому блоку субсогласное и многократно повторяющееся чередование пород березнинской толщи днепровско-бугской серии с менее метаморфизованными гнейсами тетеревской серии. Высказывалась мысль и о том, что гнейсы и мигматиты Волинского блока “...являются полидиафоритами по более высокометаморфизованным образованиям, вероятно, аналогичным породам березнинской толщи днепровско-бугской серии” [677, с.7]. Наконец, Л.М.Степанюк и др. [702] на основе радиоизотопных методов показали, что бердичевские и житомирские граниты практически разновозрастные, как и тетеревские и березнинские гнейсы. Бердичевские граниты известны также в центре Волинского блока, в окрестностях Городницкой щелочной интрузии и в других местах, но это уже явный результат блоковых подвижек.

Таким образом, Тетеревская зона разломов, несмотря на ее огромную роль в разделении двух мегаблоков, по крайней мере, в ее Подольской части не документируется никакими геологическими явлениями, обычно сопровождающими разломы. Нередко к этой зоне привязывают интрузии букинского комплекса, но они, в сущности, находятся за пределами зоны. В.А.Шумлян-

ский и др. [854] установили гидротермальную минерализацию, катаклиз, повышенную трещиноватость в пределах зоны, но все эти процессы связаны с явлениями платформенной активизации. Как полагают В.А.Рябенко и Т.П.Михниция [641], это свидетельствует о формировании разлома в среднерифейское время с подновлением в силуре и сеномане. Создается впечатление, что Тетеревская зона в пределах подольской части УЩ не является разломом, а лишь границей, отделяющей стабилизированный мегаблок УЩ от его активизированной области. Этим объясняется и то обстоятельство, что у геологов не сложилось общего мнения о местоположении этой структуры.

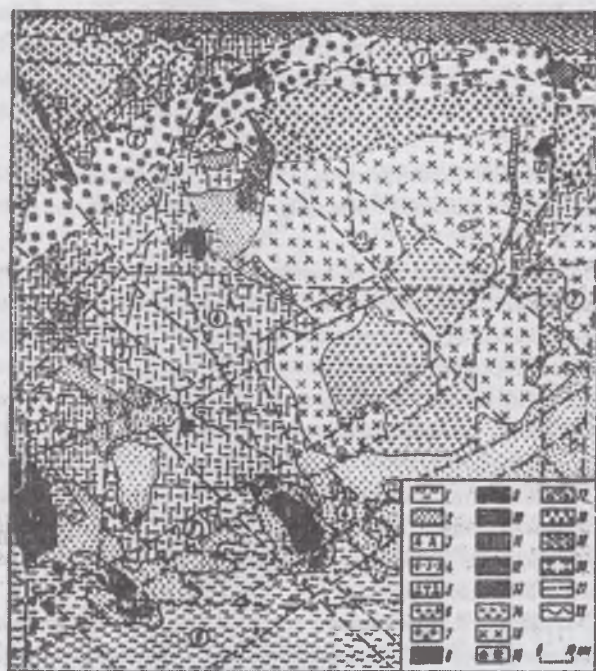


Рис. 3.1. Схематическая геологическая карта Вольнского мегаблока Украинского щита [142].

Зоны глубинных разломов (цифры в кружках): 1 – Северо-Полесская (Припятская); 2 – Сушано-Пержанская; 3 – Красногорско-Житомирская; 4 – Центральная; 5 – Тетеревская; 6 – Андрушевская; 7 – Виленская. Интрузивные тела и массивы габброидов (цифры в квадратах): 1 – Березовский; 2 – Каменский; 3 – Кировский; 4 – Томашгородское; 5 – Ястребецкий; 6 – Селезовский; 7 – Давидковский; 8 – Жубровичский; 9 – Городницкий; 10 – Новоромановское; 11 – Шепетовский; 12 – Чарторыйский; 13 – Варваровский; 14 – Прутовское; 15 – Букинский; 16 – Железняковское. Породы: 1 – метаморфические днестровско-бугской серии и гранитоиды бердичевского комплекса; 2 – метаморфические тетеревской серии; 3 – метаморфизованные габброиды – амфиболиты нижнепротерозойского комплекса основных и ультраосновных пород; 4 – метаморфизованные осадочно-вулканогенные новоград-вольнской толщи; 5 – гранитоиды и мигматиты кировоградско-житомирского комплекса; 6 – гранитоиды осницкого комплекса с останцами и ксенолитами метаморфизованных вулканогенных образований клесовской серии; 7 – анорогенные гранитоиды комплекса малых интрузий (посткировоградско-житомирские гранитоиды Мухаревского, Новоград-Вольнского, Барашевского и других массивов); 8 – интрузивные букинского комплекса; 9 – существенно ультрамафитовые расслоенные интрузии железняковского типа; 10 – ультра-

мафит-габброидные расслоенные интрузии каменского типа; 12 – щелочные габброиды и ультрамафиты; 13 – субщелочные габброиды и сиениты; 14 – интрузивные габбро-анортозитовой формации Коростенского плутона; 15 – гранитоиды рапакиви-гранитовой формации; 16 – гранитоиды и метасоматические образования пержанского комплекса; 17 – вулканогенно-осадочные образования путачевской серии; 18 – то же, овручской серии; 19 – фанерозойские осадочные образования Припятской впадины; 20 – зоны глубинных разломов; 21 – прочие дизъюнктивные тектонические нарушения; 22 – геологические границы.

Почти так же обстоит дело с восточной границей плутона: ее проводят по разному.

А.Н.Комаров и Ф.Я.Прытков [381] проводят восточную границу Северо-западного района по Виленскому разлому, проходящему по линии Андрушки–Вилень–Радомышль, справедливо полагая, что Звиздаль-Залесская дайка северным его продолжением не является, поскольку связана со становлением более позднего Коростенского плутона. На севере разлом срезается плутоном, что подтверждает его докоростенский возраст, а на юге переходит в Джуриин-Немировский разлом. В Кочеровской структуре, однако, Виленский разлом расчленяет толщу тетеревской серии и следовательно полностью принадлежит Северо-западному району. По-видимому, в качестве восточной границы района следует принимать Брусилковский разлом несмотря на то, что Л.М.Степанюк и др. [707] доказали одновозрастность метаморфических пород тетеревской серии с породами прилегающей части Росинско-Тикичского района.

Автор столь подробно остановился на рассмотрении границ Северо-западного района с целью показать, что между тремя районами щита – Днестровско-Бугским, Северо-западным и Росинско-Тикичским, – резкие границы отсутствуют, поскольку все они слагают единую плиту.

Наличие цельной литосферной плиты – это первое необходимое условие, чтобы рассматривать структуру Северо-западного района с позиций мобилизма. По мнению автора, такой плитой могла быть вся толща земной коры, включая гранулитовый слой. Наличие гранулитового слоя в блоке представляется несомненным [690]. На этом также настаивал В.А.Рябенко [639, 640]. Н.М.Костенко неоднократно поднимал вопрос о существовании гранулитового слоя в Вольнском блоке и сам же положительно на него отвечал [392, 393]. Для обоснования факта наличия гранулитового фундамента вполне достаточно находок ксенолитов разнообразных гранулитовых пород среди интрузивов букинского комплекса (Чарторыйский, Бражинский и др.) и целых блоков таких же пород в виде „окон” в Коростенском плутоне и его обрамлении.

Двухъярусное строение северо-западной части УЩ неоднократно подтверждалось геофизическими данными. Так, еще в 1969 г. В.М.Беланов [45] в пределах Вольнского блока впервые зафиксировал слой, отвечающий по свойствам породам гранулитовой фации и находящийся на глубине 12 км. Согласно геофизическим данным, гранитный слой разделен на амфиболитовую (4-12 км) и гранулитовую (13-18 км) зоны [381]. Граница амфиболитового и гранулитового (диоритового и базальтового) слоев уверенно фиксируется скоростями 6,3-6,5 км/сек. В районе г. Шелетовка горизонт  $K_2$  залегает на глубине 6-7 км, в окрестностях Коростенского плутона он вообще отсутствует – и это понятно, поскольку породы гранулитовой фации здесь выходят на поверх-

ность за счет уменьшения мощности коры до 36 км. Н.М.Костенко, представивший наиболее обоснованную, на наш взгляд схему развития Вольнского блока [393], двухъярусной структурой земной коры в этом блоке аргументирует существование в протерозое протоплатформенного мегацикла, подразделяемого на стадию протоактивизации и стадию стабилизации платформы.

Северо-западный район традиционно разделяется на три блока: Новоград-Вольнский, Осницкий и Коростенский. Южную часть Новоград-Вольнского блока, где наиболее полно представлены свиты тетеревской серии, называют также Тетеревским прогибом.

Н.М.Костенко [392] вслед за В.А.Рябенко [639] выделяет в Новоград-Вольнском блоке ряд структур типа приразломных прогибов или угнетенных внутриконтинентальных рифтовых зон, заложенных на раздробленном архейском фундаменте. Это Красногорско-Житомирская, Корецко-Шепетовская, Топильнянская, Тетеревская, Кочеровская структурно-фациальные зоны и Букинская вулкано-тектоническая впадина. В стадию активизации, согласно [392] за счет трех последних впадин формировался обширный Тетеревский прогиб.

Кроме ранних структур, выделяется Новоград-Вольнская палеовулканическая структура [392] или Гульский грабен [381], под которым выявлено погружение Мохо на 5 км. Установлено несогласное налегание новоград-вольнской толщи на гнейсы васьилевской свиты.

Наиболее существенной особенностью структуры Новоград-Вольнского блока В.М.Комаров и Ф.Я.Нрытков [381] считают преобладание изометричных купольных форм, сложенных гранитами, над линейными формами. Структура района обусловлена развитием гранитизационных валов и межкупольных синклиналей. Гранитизационный вал, по авторам [381], – это региональная складчатая структура антиклинального типа, в пределах которой проявились процессы формирования калиевых гранитов. В Новоград-Вольнском блоке таких валов выделено два: Красногорско-Житомирский, протяженностью 110 км и Новоград-Вольнский, длиной 70 км. К этим валам приурочено большинство массивов гранитов житомирского и мухареvского комплексов. Гранитные массивы бескорневые и подстилаются породами амфиболитовой фации. Вертикальная мощность массивов не превышает 3–4 км. К разрывным нарушениям в экзо- и эндоконтактах массивов приурочены многочисленные проявления щелочных метасоматитов. Авторы справедливо отмечают незавершенность процессов гранитизации. Это объясняется сравнительно высоким эрозионным срезом района в целом, благодаря которому здесь проявились многочисленные аллохтонные интрузии, а в Коростенском плутоне сохранились многочисленные пегматитовые тела.

Крайний северо-запад УЩ – Осницкая зона (провинция), – совершенно особая область, не имеющая аналогов на щите. Это явно наложенная структура нового тектоно-магматического цикла мезопротерозоя (клесовия). Юго-восточным ограничением Осницкой зоны служит Супцано-Пержанский разлом, а северо-западным – Минско-Смоленский разлом. А.Я.Хатунцева определила здесь целый ряд формаций, характерных для геосинклинальных зон и на этом основании выделила Вольнский геосинклинальный подвижный пояс как мегаструктуру, пересекающую по диагонали всю Восточно-Европейскую платформу в виде цепи грабенов. Осницкая зона является юго-западным продолжением этой гигантской структуры, соединяющей Балтийский и Сарматский щиты. В некоторых работах ее именуют как Вольнско-Двинский пояс. А.Я.Хатунцева предвидела, какую огромную роль должен играть Вольнский пояс в структуре ВЕП. В настоящее время установлено, что Осницко-Микашеvичская часть Вольнского пояса продолжается на северо-северо-восток Центрально-Российским поясом и достигает Тимана. Эта структура отделяет Фенноскандию от Волго-Уралии и Сарматии и именно вдоль нее происходило движение и сочленение этих сегментов [950, 951]. Недавно появились данные [957], согласно которым местоположение магнитных полюсов УЩ и Фенноскандии до времени около 2,0–1,8 млрд лет существенно различалось, и лишь ко времени 1,8–1,35 млрд лет они стали общими. Авторы [957] считают, что аккреция началась после 1,85 млрд лет, что подтверждается наличием в зонах разломов, отделяющих УЩ от Фенноскандии, бластомилонитов возрастом 1,8–1,65 млрд лет [955]. В Осницкой части структура Вольнского пояса подчеркивается вытянутыми в северо-восточном направлении чередованиями полос мезократовых и лейкократовых гранитоидов, метазффузивов, ориентировкой складчатости и полосовых магнитных аномалий. А.Я.Хатунцева впервые высказала мысль о том, что влиянием эндогенных процессов в Осницкой зоне обусловлена тектоно-магматическая активизация в прилегающей с юга области УЩ, которая выразилась, в частности, в магматизме Новоград-Вольнского блока. Продолжив эту мысль, можно предположить, что прилегающая часть щита претерпела, подобно некоторым структурам Балтийского щита, «отраженную свекофеннскую активизацию». Результатом этой активизации, судя по субпараллельному с Вольнским поясом расположению серии массивов, могли быть мухареvский, букинский и прутовский комплексы. Согласно радиоизотопным данным, их формирование было близко – одновременным или вообще синхронным с магматизмом Осницкой зоны. Тем не менее, все эти комплексы остаются за пределами Осницкой зоны и в формационном плане должны рассматриваться отдельно. Структуры, подобные Осницкой, еще долгое время остаются проницаемыми для магматических расплавов, вследствие чего в них локализуется обильный графитовый магматизм рифея и венда.

В.П.Бухарев [140, 142] справедливо отмечает, что малая роль осадочных образований, антидромный характер вулканизма и другие признаки не соответствуют понятию геосинклинали и предлагает для Вольнского пояса другое наименование – Полесский автономный орогенный пояс. Геосинклинальный элемент (орогенный пояс) в этом названии все же остается. По распространению Полесский пояс, по мнению В.П.Бухарева, ограничен районом г. Орша, а по данным П.С.Веремьева [166, 167] пояс фиксируется региональным максимумом силы тяжести до г. Житковичи в Беларуси. В Беларуси аналогами осницких гранитов и вулканитов являются, соответственно, граниты микашеvичского комплекса и вулканиты житковичской серии [601]. П.С.Веремьев показал, что Осницкая зона заложена в условиях режима растяжения на заблокированном фундаменте пород кировоградско-житомирского комплекса, которые образуют сплошное поле южнее Осницкой зоны, а также слагают выступы площадью до 40 кв. км в ее пределах. В геодинамическом плане П.С.Веремьев определяет зону как рифтогенную структуру – антипод геантиклинали. Такую же альтернативу считала возможной и А.Я.Хатунцева.



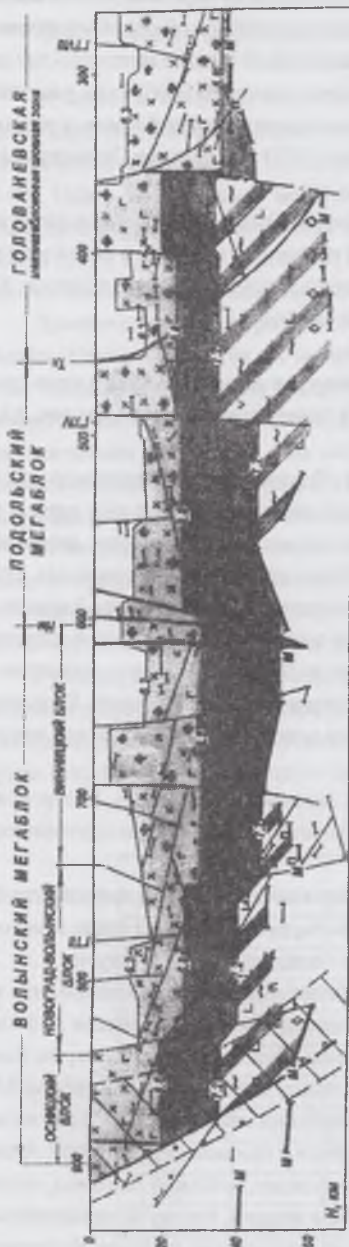


Рис. 3.2 Структура и прогнозный состав земной коры вдоль геотранверса VI [1975].

1 – раздел М; 2 – отражающий горизонт  $K_2$ ; 3 – отражающие площадки; 4 – изолинии продольных сейсмических волн в км/с; 5 – точки дифракции; 6 – слои земной коры: а – гранитный; б – диоритовый, в – базальтовый; 7 – коро-мангитная смесь; 8 – трансрегиональный тектонический шов Херсон–Смоленск; 9 – межблоковая шовная зона Фенноскандия–Сарматия; 10 – межмегаблоковые разломы; 11 – разломы более высоких рангов; 12 – ступени Мохо; 13 – аномальная сейсмическая зона; 14 – дайки основного состава; 15 – расслоенные интрузии лейкогabbро и анортозитов Коростевского плутона; 16 – граниты рапакиви; 17 – гранодиориты; 18 диориты; 19 – чарнокиты; 20 – эндрбиты; 21 – гнейсы биотитовые; 22 – двушроксеновые гнейсы и кристаллосланцы; 23 – основные гранулиты; 24 – базальтоиды; 25 – амфиболиты; 26 – габбро; 27 – габбронориты; 28 – оливиновое габбро; 29 – перидотиты; 30 – пироксениты; 31 – эклогиты; 32 – пересечения геотранверсов. Сокращения: Р-Т – Росийско-Тикчяцкий мегаблок; мпз – межблоковые шовные зоны: Ф-С – Фенноскандия–Сарматия; З-И – Западно-Ингулецкая; О-П – Орехово-Павло-градская; Ц-Пшз – Центрально-Приазовская шовная зона. Разломы: Нм – Немировский, Тл – Тальновский, З-И – Западно-Ингулецкий; К-К – Криворожско-Кременчугский, Днд – Двспродзержинский, Дв – Девладовский; Цвт – Центральный, Тт – Тетеревский, Бр – Брусилковский. Габбро-анортозитовые массивы: В-В – Володарж-Волынский, Чп – Чеповичский.

Аргументирует свою точку зрения П.С.Веремьев также и слабым проявлением складчатых деформаций в пределах зоны. Другие авторы [737, 738, 789, 790], напротив, настаивают на существовании субвертикальных складок, сложенных метавулканитами. Если складки существуют, то это значит, что внедрению гранитов предшествовало складкообразование связанных с ними комагматов и тогда типично рифтовый генезис Осницкой структуры ставится под сомнение. Как видим, Осницкая зона полностью не может отождествляться ни с геосинклиналью, ни с рифтом. Более удачной будет, возможно, интерпретация с позиций плитовой тектоники. Такие попытки уже сделаны. Так, К.И.Свешников и др. [651, 979] вероятно, впервые определили Осницкую зону как континентальную окраину, а С.В.Богданова и др. [950, 951] как зону сочленения Сарматии и Фенноскандии. В свое время, исходя из гипотезы послыоного чередования метаморфических фаций в земной коре, автор предложил схему глубинного строения Подольского блока в виде профиля (см. ниже рис. 4.2). Основу блока составляет слой пород гранулитовой фации, который ближе к северу перекрывается слоем бердичевских гранитов, затем слоем пород амфиболитовой фации, отвечающим тетеревской серии. Ниже, в главе 4 рассматривается возможность интерпретации структуры Подольского и Волынского блоков с позиций блоковой тектоники. В этой интерпретации Волынский блок можно представить как предсубдукционную часть литосферной плиты, сложенную гранулитовым слоем. Такая возможность подтверждается наличием на границе Волынского и Днестровско-Бугского блоков цепи массивов букинского комплекса, которые, по современным представлениям, можно определить как санукитоиды. Припятская впадина могла служить задутовым бассейном.

В.Б.Соллогуб [690] не отрицает возможности горизонтальных движений отдельных элементов земной коры, но пишет, что подвижкам подвергались в первую очередь сейсмические слои, залегающие на горизонте  $K_2$  – протофундаменте. По нашему мнению, в

качестве плиты выступала вся толща земной коры, включая гранулитовый слой. Непосредственно для Осницкой зоны такая модель основывается на проявлениях субщелочного основного и кислого вулканизма, на утонении к северу мощности коры, преобладающем северо-восточном простирании структур, нза преимущественно нисходящих движениях зоны в целом, что выражается, в частности, в геоморфологии северного Полесья. Подтверждение мы видим и в том, что Белорусская часть Фенноскандии в представлении С.В.Богдановой и др. [950] является аккреционной призмой, полностью лишённой архейских пород. Ниже (гл. 4) мы оспариваем этот тезис.

Надо заметить, что положения плитовой тектоники все чаще привлекаются для объяснения структуры Северо-западного блока. Н.П.Щербак и др. [882] недавно подвели под эти представления временную базу. По их расчетам, в период 2,3-2,1 млрд лет тому назад этот блок представлял собой пассивную континентальную окраину, когда магматизм не проявлялся. Период 2,08-1,95 млрд лет был для Северо-западного блока временем активного магматизма и он трансформировался в активную континентальную окраину. Следующая фаза магматической активизации (1,8-1,74 млрд лет) обусловлена коллизией Сарматского и Фенноскандского террейнов. После 1,7 млрд лет Северо-западный район превратился в стабильную платформу.

Особое структурное положение Северо-западного блока подтверждается геофизическими данными. Результаты многолетних геофизических исследований блока разными методами обобщены в статье В.И.Старостенко с соавторами [975]. Главные выводы следующие.

Осницкий блок является частью Волынского-Двинского вулканического пояса и наложенного Волынского-Оршанского палеорифта (см. рис. 3.2.). Формирование этих структур осуществлялось в шовной зоне между двумя крупными сегментами Восточно-Европейского кратона – Фенноскандией и Сарматией. Осницкий блок – аномальный: в нем нет гранитного слоя.

Блок сложен диоритовым и базальтовым слоями суммарной мощностью 38 км, которые подстилаются коро-мантийной смесью, изученной геофизическим методами до глубины около 60 км. Ранее базальтовый и слой коро-мантийной смеси объединялись в единый базальтовый слой. Напомним, что, согласно В.Б.Соллогубу [690], наличие коро-мантийной смеси характерно для рифтогенных структур. Слой коро-мантийной смеси погружается в юго-восточном направлении в верхнюю мантию на расстояние до 300 км и ограничивает с севера Украинский щит. На поверхности фундамента эта зона проявляется в межблоковых разломах – Сушано-Пержанском, Тетеревском и Немировском. На основании своих данных, авторы [882] определяют Осницкую зоны как субдукционную.

Южнее Осницкого блока, под западной частью Новоград-Волынского блока, имеется утолщение земной коры до 45 км и также слой коро-мантийной смеси (рис. 3.3). Утолщению отвечает Шепетовский массив, а по нашему мнению, и целая зона тектоно-магматической активизации, представленная цепью анорогенных массивов букинского и прutowского комплексов. Кора восточной части Новоград-Волынского блока, где расположен Коростенский интрузив, утоненная.



Рис. 3.3. Структура и разрез земной коры вдоль геотранверса II [975]. Условные обозначения – см. рис. 3.2.

Таким образом, следует принимать, что на северо-западе щита существует еще одна – четвертая (или первая?) шовная зона, имеющая в отличие от трех других меридиональных структур северо-восточное простирание. Аномальное простирание зоны следует связывать с коллизией Сарматского и Фенноскандского сегментов. С позиций геосинклиальной теории Волынский блок в целом можно рассматривать как зону ау-

тономной, то есть не связанной с развитием геосинклинали, зоной.

В пределах Коростенского блока известны три сочленяющихся эпиplatformенных впадины – Овручская, Белокоровичская и Вильчанская, где формировалась, согласно Н.П. Щербаку и др. [882] вильчанско-коростенская вулcano-плутоническая ассоциация с возрастом 1770-1760 млн лет.

Овручская впадина перекрывает Коростенский плутон. Она вытянута в широтном направлении на 100 км при ширине 6 км на востоке и 40 км – на западе. С запада к ней примыкает Белокоровичская грабен-синклиналь, расположенная вдоль северо-западного контакта Коростенского плутона на протяжении 35 км, а с востока – Вильчанская синклинальная структура.

Строение Овручской структуры по данным ГСЗ изучено В.Б.Соллогубом и Л.Т.Калужной [691]. Установлено, что в ее пределах находится отчетливое поднятие Мохо до глубины около 32 км, что является характернейшим признаком рифтовых впадин. Любопытно, что аналогичное поднятие Мохо – около 34 км, – имеется и в пределах Припятской впадины, но только возле ее южного борта. В остальной части Припятской впадины раздел Мохо залегает почти горизонтально на глубине 35-40 км, то есть она лишена важного признака рифтов. В пределах Припятской впадины под осадками мощностью до 5 км на всем ее протяжении залегают магматические породы диорит-гранодиоритового состава, относимые к осницкому комплексу. Авторы [691] сравнивают структуру Овручской впадины со структурой юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, заложение рифта которой относят к рифею и видят в этом определенную генетическую связь обеих впадин, считая их продолжением одна другой. Предполагается, что в герциническое время Днепровско-Донецкий авлакоген на юго-востоке полностью перекрыл рифейский грабен, а на северо-западе сместился от Овручской впадины, заняв место Припятской впадины. В.Ф.Карташев и А.А.Недовизин [337] считают, что заложение рифтовых впадин происходит задолго до их заполнения. На месте Припятской впадины в дорифейское время образовалась система продольных структурных форм разломного характера. Ограничивающие разломы возникли еще 2000 млн лет тому назад и эти швы были спаяны в позднпротерозойское время.

Метаморфические породы Северо-западного района объединены в тетеревскую серию. Расчленение тетеревской серии неоднократно корректировалось, особенно после применения к метаморфическим толщам формационного анализа [370, 372, 846]. Петрографическая особенность пород тетеревской серии заключается в том, что они не мигматизированы или мигматизированы слабо. Это значит, что они никогда не пребывали в зоне ультраметаморфизма и, следовательно, никак не могут быть диафторитами по гранулитам, как предполагали некоторые геологи. Большинство метаморфические породы имеют сланцеватую текстуру и мелкозернистую структуру. Прогрессивный метаморфизм пород тетеревской серии оценивается уровнями от эпидот-амфиболитовой до высокой амфиболитовой фаций, причем вполне определенно устанавливается метаморфическая зональность [770]. Изограды метаморфизма имеют субширотное, частью северо-западное простирание.

В схеме НСК 1998 г. отражена двухэтапная последовательность формирования тетеревской серии. Вся тетеревская серия датируется интервалом 2600-2000 млн лет и расчленена на две части, разделенные перерывом. Нижняя часть – васильевская свита (2600-2400 млн лет), верхняя – новоград-волынская толща, городская и кочеровская свиты (2400-2000 млн лет).

## 3.2 Метаморфические породы тетеревской серии

### 3.2.1. Амфиболсодержащие метаморфические породы

К богатым кальцием породам относятся амфиболиты, биотит-роговообманковые кристаллосланцы и плагиогнейсы. С ними парагенетически связаны биотитовые плагиогнейсы и кристаллосланцы, очень редко встречаются метапелитовые плагиогнейсы и кальцифиры. По химическому составу эти породы отвечают базальт-андезиобазальтовой формации В.П.Бухарева [142]. Они в значительной мере параллелизуются с выделенной Г.М.Яценко и А.А.Сивороновым биотит-роговообманково-сланцевой формацией, слагающей выделенную ими же, а затем детально охарактеризованную А.А.Сивороновым и А.П.Жихаревым [661], а также В.Д.Колием [397] васильевскую свиту тетеревской серии. В составе формации этих авторов преобладают биотит-роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы и кристаллосланцы.

Значительную часть разреза составляют породы plutонического облика, называемые авторами [371, 661] «диоритовидными». Они развиваются по метаморфическим породам, полностью наследуя их минеральный состав, но приобретая при этом более крупнозернистую структуру и массивную текстуру. Соответственно, по амфиболитам развиваются породы типа габбро-амфиболита, по биотит-амфиболовым плагиогнейсам – диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, по биотитовым плагиогнейсам – тоналиты. Для наиболее массивных кварцевых диоритов определены температуры формирования, близкие к магматическим – до 670°C. Для неоднородных полосчатых диоритов установлены более низкие температуры – 620-640°C. Для амфиболитов и кристаллосланцев эти температуры еще ниже – 590-620°C [770].

Непосредственно в контакте с Букинским массивом, в одной из скважин Васильевского профиля, автор наблюдал роговик состава: ортопироксен-актинолит-биотит-плагноклаз-кварц.

Геологические взаимоотношения метаморфических пород субстрата и новообразованных пород очень похожи на таковые метаморфических пород лысянской толщи и звенигородского комплекса.

Руководствуясь главным образом условиями залегания пород, В.П.Бухарев в составе базальт-андезиобазальтовой формации выделяет амфиболиты, метапорфириты и метагабброиды [142]. Б.А.Батиевский и др. [31], основываясь на геологических данных некоторых геологов, допускают первично-осадочное происхождение этих амфиболитов. Е.М.Лазько и др. [482], напротив, путем петрохимических расчетов пришли к выводу, что эти породы являются скорее всего основными вулканитами.

Таблица 3.1.

Химический состав минералов пород тетеревской серии

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	45,60	42,60	43,44	43,82	44,76	36,70	36,70	34,41	35,55	35,49
TiO <sub>2</sub>	1,89	2,09	1,23	1,28	1,38	1,70	2,37	2,48	1,12	2,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,92	9,13	10,48	9,64	10,63	16,17	15,30	19,74	20,81	21,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	6,46	7,38	5,89	5,52	4,08	4,80	2,03	1,26	1,09
FeO	16,78	13,68	11,48	13,86	12,17	18,47	16,57	19,78	19,38	18,89
MnO	0,42	0,45	0,29	0,36	0,30	0,22	0,22	0,16	0,20	0,18
MgO	9,53	9,24	9,05	9,31	9,61	9,11	10,20	8,09	8,10	8,13
CaO	11,66	11,14	9,80	10,51	9,57	1,04	1,06	0,18	0,07	-
Na <sub>2</sub> O	0,78	1,11	1,19	0,93	1,022	0,26	0,24	0,42	0,30	0,40
K <sub>2</sub> O	0,67	1,04	1,39	1,51	1,93	7,42	7,60	8,60	8,90	8,75
H <sub>2</sub> O	0,02	-	0,08	0,11	-	0,29	0,31	-	-	-
П.п.п.	2,26	2,20	2,67	2,57	2,40	4,32	3,91	3,85	3,81	4,05
Сумма	99,64	99,61	99,80	100,03	99,64	99,85	100,02	99,75	99,50	100,21
f	52	51	48	50	47	56	52	60	59	58
f <sub>г</sub>	7	18	22	16	17	9	11			

Примечание. 1-7 – минералы амфиболсодержащих пород, 8-10 – минералы глиноземистых пород. 1-5 – роговая обманка: 1 – из биотит-роговообманкового кристаллосланца, 2 – то же, 3 – то же, 4 – из диорита, 5 – из тоналита; 6, 7 – биотит: 6 – из биотит-роговообманкового кристаллосланца, № 1; 7 – из диорита, № 4; 8 – биотит из гранат-биотитового плагиогнейса; 9 – биотит из силлиманит-биотитового гнейса; 10 – биотит из биотитового гнейса. Анализы 1-7 из [770], 8-10 – коллекция П.И.Слынько.

Состав амфиболитов простой: роговая обманка, нередко актинолитовая – 50-60 %, плагноклаз №№ 38-44 – до 45 %, биотит, кварц.

Метапорфириты – это мелкозернистые амфиболиты с порфиробластовой структурой и микрогранобластовой структурой основной ткани. Состав пород: роговая обманка – 38-44%, плагноклаз №№ 24-37 – 50-60%, биотит – 5-8%, кварц. Отмечены реликты пироксенов и офитовой структуры. Амфиболиты обоих типов метаморфизованы в амфиболитовой фации с наложенной эпидот-амфиболитовой фацией. Они распространены преимущественно в составе васильевской толщи Кочеровской структуры. Надо заметить, что минеральный состав и свойства породообразующих минералов исходных метаморфических пород и возникающих по ним ультраметагенных пород практически одинаковы. Роговая обманка голубовато-зеленая. Ее химический состав отличается от состава роговой обманки обычных для пород амфиболитовой фации по [397]: в ней повышенное содержание

TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, FeO, низкий коэффициент окисления (табл. 3.1). Составы сосуществующих биотита и роговой обманки экстремальные. Учитывая призматические формы выделения и химический состав роговой обманки, эти породы следует относить к прогрессивно метаморфизованным. По-видимому, они не испытали интенсивной гранитизации, поэтому их состав близок к исходному и в соответствии с последним их можно отнести к трахибазальтам и трахиандезибазальтам с отклонениями в сторону шононитов и базальтов нормального ряда.

Метагабброиды базальт-андезибазальтовой формации, по данным В.П.Бухарева [142] находятся в двух геологических ситуациях: в пределах окон раннедокембрийского фундамента в Коростенском плутоне и среди гранитоидов в западной части района. Породы сильно рассланцованы, гранитизированы и только этим отличаются от габброидов порфиритовой формации Полесского пояса.

Таблица 3.2

Химический состав амфиболсодержащих пород тетереvской серии

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	49,85	50,90	55,29	57,57	67,19	58,43	53,66	66,31	48,96	50,47
TiO <sub>2</sub>	1,41	1,40	0,92	6,80	0,41	0,84	1,09	0,45	1,31	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	15,90	16,22	17,26	15,05	15,80	17,74	15,67	15,46	16,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,51	3,11	2,63	0,96	1,22	1,97	1,75	0,89	2,73	3,71
FeO	11,28	8,26	5,84	5,56	2,55	4,88	6,35	3,01	8,32	7,50
MnO	0,20	0,10	0,12	0,11	0,06	0,10	0,12	0,07	0,09	0,21
MgO	6,56	6,35	4,82	2,92	1,77	3,28	4,12	2,08	8,05	5,42
CaO	9,58	8,99	6,28	8,28	3,49	5,29	5,98	3,92	7,51	8,55
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,90	3,75	4,14	4,22	3,82	3,37	4,22	2,01	2,77
K <sub>2</sub> O	0,21	1,38	2,56	1,82	2,24	2,90	3,49	2,30	3,15	1,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,37	0,30	0,26	0,13	0,34	0,70	0,13	0,43	0,25
F	68	66	63	69	68	68	71	66	56	60
Fo	18	26	31	15	32	29	22	23	20	33

Примечание. 1 – амфиболит, ср. из 11 ан.; 2 – метагаббро, ср. из 18 ан.; 3 – метапорфирит, ср. из 12 ан.; 4 – биотит-роговообманковый сланец, 5 – биотит-роговообманковый плагиогнейс, 6 – то же, 7 – диорит, 8 – тоналит; 9 – амфиболит трахиандезитовой формации васильевской свиты, 10 – амфиболиты росинско-тикичской серии. Анализы 1–3 – из [142]; 5–8 – из [770]; 9, 10 – из [371].

Для химического состава всех представителей базальт-андезибазальтовой формации характерен один важный петрохимический показатель, свойственный большинству мафит-ультрамафитовых пород района: низкая сумма оксидов группы железа и высокая титанистость (табл. 3.2). В.Д.Колый [371] подчеркивает также петрохимические отличия пород биотит-роговообманково-сланцевой формации от аналогичных пород росинско-тикичской серии. Они заключаются в более высоких содержаниях в вольтских породах TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, в более низких общей железистости и степени окисления железа. Особенно важны высокие содержания в тетереvских амфиболитах K<sub>2</sub>O и TiO<sub>2</sub>. Если высокие содержания калия можно в какой-то мере объяснить привнесом (хотя росинские амфиболиты мигматизированы значительно сильнее), то для TiO<sub>2</sub> такое объяснение совершенно неприемлемо. Нельзя не обратить внимание на явное петрохимическое сходство пород базальт-андезибазальтовой формации васильевской свиты с аналогичными породами лысянской толщи (см. табл. 3.2). Это сходство усугубляется развитием за счет амфиболитов и сопутствующих кристаллосланцев диоритов, гранодиоритов и тоналитов в звенигородском комплексе и «диоритовидных» пород – васильевской свиты. Сходство это настолько велико, что Е.М.Лазько и др. [482] применили название «тикичский комплекс» к породам тетереvской серии и автор целиком их в этом поддерживает за исключением того, что толщи верховьев р. Рось из этого комплекса необходимо изъять, как это и делает В.Д.Колый [371]. Правда, впоследствии авторы [481] выделили эти породы в отдельный тикичский комплекс.

### 3.2.2. Глиноземистые породы

Глиноземистые породы слагают городскую, а также значительную часть васильевской свиты, занимая, в основном западную часть Тетереvской структуры. В.Д.Колый, который выполнил формационный анализ этих толщ, отнес их к нижней слюдяно-сланцевой формации [370]. Метаморфические породы разделены им на три литотипа: биотитовые, графит-биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы и сланцы. Наряду с названными минералами в составе первых двух литотипов могут быть мусковит и гранат, а в двух последних – также кордиерит и силлиманит. Среди глиноземистых пород преобладают породы биотитового и силлиманит-биотитового литотипов. Сланцы отличаются от плагиогнейсов меньшим количеством кварца – порядка 15-20%. Мигматизация проявлена слабо и неравномерно.

Биотит в гнейсах буровато-оранжевый, а по химическому составу в породах всех литотипов практически одинаковый (см. табл. 3.1). Он низко- и умереннотитанистый, высокоглиноземистый, среднежелезистый и по составу определяется как минерал эпидот-амфиболитовой фации. Силлиманит преимущественно фибролитовый. Призматический силлиманит определен лишь в более высокотемпературных породах Васильевского профиля. Гранат пироп-альмандинный. Наиболее обычный его состав такой:  $Ry_{6-10} Alm_{80} Sps_{5-10} Gs_{3,5}$ . Мусковит как первичный, так и вторичный по биотиту. Последний в отличие от первичного мусковита

обычно не содержит графитовую пыль. Содержание графита достигает 7-15%. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации прогрессивного зонального метаморфизма,  $T=610-620^{\circ}\text{C}$ . По химическому составу породы слюдисто-сланцевой формации определяются как граувакки алевро-псаммитового ряда, а Тетеревский прогиб в целом – как многоэпидот-амфиболитовый [370].

Непосредственно в контакте с Букинским плутоном, в одной из скважин Васильевского профиля автор наблюдал роговик состава: ортопироксен-актинолит-биотит-кварц-плаггио-клас. Роговик имеет характерную ситовидную структуру за счет мелких зерен кварца, пронизывающих все породообразующие минералы.

### 3.2.3. Карбонатные породы и скарноиды

Карбонатные породы в Волынском блоке установлены в двух геологических обстановках. Большая их часть образует пластовые тела в геологических структурах, например, в Кочеровском синклинии. Меньшая часть находится в виде ксенолитов в гранитах Коростенского плутона.

Карбонатные породы слагают значительную часть разреза Кочеровского синклинии, который протягивается в меридиональном направлении почти на 60 км от с. Гнильца на юге до с. Рудня – Мигальская на севере, где он ограничивается Коростенским плутоном. Структура заложена на бердичевских гранитах. Наиболее изучен Брусилковский профиль [482]. Мощность карбонатных пород в Кочеровском синклинии достигает 600-800 м [626]. Среди них выделяются доломитовые и кальцитовые мраморы и кальцифиры, роговики (по нашему мнению – скарноиды) и скарны. Мраморы в составе кочеровской свиты представлены кальцитовой разновидностью. Доломитовые мраморы встречаются редко, например, на Негребовском месторождении мраморов. Среди них имеются породы как массивной, так и тонкополосчатой текстуры. Мраморы содержат немного очень низкожелезистого диопсида ( $f=5-10\%$ ). Амфибол тремолит-актинолитового ряда; плаггиоклас №№35-38. Иногда присутствуют другие силикаты: флогопит, кварц, скаполит, эпидот.

Среди кальцифиров в бассейне р. Тетерев преобладают и слагают мощные пачки диопсид-плаггиоклазовые кальцифиры. По текстуре кальцифиры как массивные, так и полосчатые. Структура мелкозернистая, гранобластовая. Состав кальцифиров: кальцит, клинопироксен – диопсид ( $f=5\%$ ) или салит ( $f=25-40\%$ ), плаггиоклас № 30, травяно-зеленая роговая обманка, тремолит, эпидот, кварц, сфен. В южной части Кочеровского синклинии встречены скаполит-диопсидовые кальцифиры. Для кальцифиров кочеровской свиты характерно почти полное отсутствие форстерита и парагенезис кальцита с клинопироксеном или тремолитом. Вместо форстерита иногда встречается хондрит.

Метаморфизм диопсидовых и тремолитовых кальцифиров определяется, соответственно, уровнями амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций с температурами 610-660 $^{\circ}\text{C}$ . Направленность метаморфизма была прогрессивной, так как никаких реликтов более высокотемпературных минералов не обнаружено. В качестве признака, подтверждающего прогрессивный метаморфизм, мы рассматриваем нематобластовые структуры амфиболов. Первично-осадочный генезис карбонатных пород подтверждается изотопным составом кислорода:  $\delta^{18}\text{O}=15,5-25\%$  [888].

Амфибол-пироксен-плаггиоклазовые роговики (скарноиды) в Кочеровском синклинии переслаиваются с диопсидовыми кальцифирами. Скарноиды темно-серые, мелкозернистые с неясно полосчатой текстурой вследствие чередования карбонатов и силикатов. Состав скарноидов: плаггиоклас №№ 37-50, иногда зональный, клинопироксен ( $f=25-40\%$ ), буро-зеленая роговая обманка ( $f=54\%$ ) в виде длинно-таблитчатых кристаллов, а также актинолит, кварц, кальцит, редко – микроклин, биотит ( $f=50\%$ ), скаполит.

Описанные авторами [626] роговики в переслаивании с кальцифирами – это те же скарноиды, которые, будучи метаморфизованными в разной степени, распространены по всему УЩ, особенно – в толщах ингуло-ингулецкой серии. С.В.Нечаев и В.А.Семка [572] предпочитают для скарноидов название «тактиты». В бассейне р. Тетерев скарноиды метаморфизованы в более низких фациях. Кроме того, скарноиды в составе кочеровской свиты выступают в виде пластов значительной мощности, тогда как в других районах они чаще слагают будины, преобразованные в овалосиды. Так, Е.М.Лазько с соавторами [482] в пределах Брусилковского профиля описали пласты амфибол-пироксен-кальцитовых скарноидов мощностью 220 м. Скарноиды, подобно аналогичным породам в других районах щита, содержат повышенные количества вольфрама.

В контакте кальцифиров с коростенскими гранитами возникают известково-силикатные породы, состоящие из кальцита, диопсида, волластонита, часто с везувианом, гроссуляром, скаполитом и сфеном. Они, вероятно, являются истинными роговиками. Клинопироксен представлен зеленоватым в шлифе диопсидом с  $f=25-45\%$ . Гранат – светло-желтый в шлифе гроссуляр; обычно он ассоциирует с везувианом. Кроме этих минералов часто присутствуют скаполит, кальцит, плаггиоклас №№ 33-75, кварц, сфен, клиноцоизит, микроклин, пренит по плаггиоклазу.

Е.К.Пискорская [617, 618] изучила кристаллические известняки в районе сел Ушомир-Пугачевка по р. Уж, заключенные в виде ксенолитов среди коростенских гранитов. Их состав: карбонаты – 7-90, форстерит – до 22, клинопироксен – до 47, шпинель – до 4, флогопит – до 15%, серпентин по форстериту, брусит, халцедон, опал, пирротин. Кальцит – почти идеально чистый минерал. Железистость форстерита 7-9%. Клинопироксен представлен двумя разновидностями: буровато-зеленым фассаитом и бесцветным диопсидом. Шпинель густо-зеленая и сиренево-серая. Флогопит буровато-красный, железистость 6-12%. Брусит вместе с опалом и халцедоном является наложенным минералом. Уровень метаморфизма кальцифиров оценивается автором как алданская фация контактовых роговиков. По нашему мнению, они представляют собой ксенолиты пород типично гранулитовой фации.

С мрамор-кальцифировой формацией связаны, вероятно, конгломераты с. Ленино, впервые описанные А.И.Стрыгиным и В.Н.Кобзарем в 1962 г. [718]. Вмещающими породами для галечного материала служат тонкополосчатые актинолит-биотитовые плаггионейсы тетеревской серии. Авторы считают, что, судя по составу гальки – метапесчаники, карбонатные породы, амфиболиты, – размывалась толща мрамор-кальцифировой формации. В.С.Сукач и А.С.Ивагушко [720] обосновывают про-

исхождение конгломератов в результате дибазометаморфизма гранитизированных амфибол-биотитовых гнейсов. Их доводы такие: преобладание среди галек интрузивных пород, раздавленность галек, наличие галек с кварцевыми «хвостами» и т.д. Вместе с тем они признают наличие среди конгломератов прослоек метапесчаников. К такому же однозначному выводу пришли К.Е.Есипчук, С.Г.Кривдик и др., которые готовили к изданию карту Фастовского листа масштаба 1:200 000. Они утверждают, что «галька» и «валуны» конгломератов представлены исключительно жильными плагиогранитами, аплитовидными гранитами и кварцем. В последние годы вопрос о конгломератах р. Тетерев больше не поднимался.

### 3.2.4. Новоград-волинская толща.

Новоград-волинская толща в схеме НСК 1998 формально входит в состав тетереvской серии в ранге самостоятельной толщи, располагаясь между васильевской и городской свитами, однако ее принадлежность к этой серии многими геологами подвергается сомнению. Одна из возможных причин неопределенности – несовпадение радиоизотопных данных с геологическими наблюдениями.

Согласно авторам [888] новоград-волинскую толщу слагают метаморфизованные вулканогенные породы состава андезитов, диабазов, трахиандезитов и дацитов, переслаивающиеся с метаалевролитами и метапесчаниками. Для последних характерна слоистость градиационного типа с более крупнозернистыми породами в основании ритмов. Эти образования выполняют наложенные впадины размерами до 10 км в диаметре, локализованные в Новоград-Волинском тектоническом блоке.

Соотношение пород тетереvской серии и новоград-волинской толщи изучено В.М.Верхоглядом и В.М.Скобелевым [169] в обнажении в г. Новоград-Волинский. Здесь ими установлено, что микрзернистые биотит-плагиоклазовые ортогнейсы (субвулканические породы) прорывают мелкозернистые биотитовые плагиогнейсы и полимигматиты тетереvской серии.

Немигматизированные плагиогнейсы тетереvской серии имеют состав: плагиоклаз-антипертит №№ 20-25 – 40-45, кварц – 30-35, биотит – 15-20, микроклин – 2-5%. Структура лепидогранобластовая, текстура сланцеватая. Микрогнейсы (ортогнейсы) новоград-волинской толщи, по описанию [169], образуют тело сложной формы, возможно, некк, с апофизами, несогласно пересекающими гнейсы тетереvской серии. В обнажениях зафиксированы жилы гранитоидов двух генераций. Плагиограниты ранней генерации тонко послойно мигматизируют тетереvские плагиогнейсы, участвуют вместе с ними в складчатости и относятся к шереметовскому комплексу. Среди ортогнейсов их нет. Жилы поздней генерации пересекают и тетереvские гнейсы, и ортогнейсы и принадлежат нормальным гранитам житомирского типа. Такие взаимоотношения устанавливаются как на уровне обнажений, так и на уровне штуфов, продемонстрированных автору В.М.Скобелевым.

Ортогнейсы, по которым получена единственная для северо-запада древняя дата, любезно предоставленные для просмотра В.М.Скобелевым, представляют собой серую массивную афанитовую породу. Структура порфировая, основная ткань микрогранобластовая, очень похожая на укрупненную фельзитовую. Плагиоклаз во крапленниках очень кислый – №№ 10-15, иногда нечетко зональный, антипертитовый, слабо серицитизирован, края табличек резорбированы. Количество калишпата переменное, но довольно большое – 10-25%. Зерна калишпата с неровными краями, но по форме изометричны. Двойниковая решетка очень нечеткая, обычно вообще отсутствует. Пертитовых вростков нет. В породе много биотита – до 25%. Ориентировка табличек биотита хаотическая. Окраска биотита ярко-бурая, даже со слабым красноватым оттенком, что говорит о повышенной титанистости минерала, то есть о сравнительно высокой температуре кристаллизации. Несмотря на то, что вмещающие гнейсы

метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фазах, в ортогнейсах нет вторичных минералов – ни мусковита, ни эпидота, ни даже хлорита по биотиту. Встречаются редкие чешуйки графита. Создается впечатление, что описанные ортогнейсы представляют собой высокотемпературные эффузивные, не подвергнутые ультраметаморфизму породы. В таком случае их отнесение к низам тетереvской серии неоправданно.

По химическому составу (табл. 3.3) ортогнейсы отвечают дацитам, риодацитам, плагиориодацитам, даже трахиориодацитам.

Согласно данным [169], ортогнейсы содержат две генерации циркона: «вулканический», с возрастом 2410 млн лет, и «гранитный», с возрастом 2060 млн лет. Исходя из полученных данных, В.М.Верхогляд и В.М.Скобелев [169] делают неизбежный вывод: включение новоград-волинской толщи в клесовскую серию не имеет оснований. Добавим, что она не может быть включена и в тетереvскую серию, время метаморфизма которой укладывается в интервал 2,1-2,0 млрд лет.

На основании более совершенной микрозондовой аппаратуры выполнена ревизия приведенных выше дат. С.Классон с соавторами [955] показали, что в новоград-волинских ортогнейсах преобладает циркон с возрастом менее 2,2 млрд лет, тогда как для житомирских гранитов подтвержден возраст 2,05 млрд лет. Согласно устному сообщению В.М.Скобелева, изучен тот же

Таблица 3.3.

Химический состав гнейсов новоград-волинской толщи.

Оксиды	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	69,44	65,73	65,20
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,74	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26	15,28	15,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,09	1,03	0,81
FeO	3,26	3,24	3,16
MnO	0,06	0,06	0,04
MgO	0,86	1,30	1,46
CaO	2,76	1,86	2,96
Na <sub>2</sub> O	3,84	3,76	4,22
K <sub>2</sub> O	1,49	4,22	3,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,37	0,43
H <sub>2</sub> O	0,08	0,18	0,08
П.п.п.	0,48	0,54	0,63
Сумма	99,30	99,31	99,39
F	84	76	73
Fo	25	24	20

Примечание. 1 – ортогнейс биотитовый новоград-волинской толщи, обр. 5/85; 2 – то же, обр. 9/86; 3 – то же, обр. 6-2. Анализы из [193].

материал, по которому ранее получена дата 2, 41 млрд лет. В тезисах [955] имеются и другие изменения. Так, «ортогнейсы» названы «метаграувакками», а жила шеремстовского гранитоида – дацитовый дайкой. Ортогнейсы характеризуются допустимым для мантийных пород очень низким первичным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7030$ . Это отношение близко к полученному для гнейсов васильевской свиты тетереvской серии – 0,7023.

Относительно происхождения пород новоград-волинской толщи.

А.Я.Хатунцева с соавторами [793] выступили с основательной статьей, в которой детально охарактеризовали найденные ими в новоград-волинской толще образования, названные вулканическими бомбами и лапилли. Эти образования находятся среди пород, слагающих Новоград-Волинскую кольцевидную структуру и представленных вулканогенными и туфогенными породами основного, среднего и кислого состава. По нашему мнению, эти бомбы представляют собой прослои известково-силикатных кристаллосланцев, будничированные, тектонически обоваленные и зонально проработанные вследствие метасоматоза. Аналогичные образования описаны Г.М.Гнативым [477] в гнейсах г. Корец. Они известны во многих районах УЩ, как уже упоминалось, в том числе в толщах ингуло-ингулецкой серии, в пределах Клинецовского рудного поля, где эти породы служат маркирующим горизонтом, вмещающим золотое оруденение. Подробнее об этом см. в разделе 4.4.3. В данном случае признание невулканического происхождения оваллоидов ставит под сомнение вулканическое происхождение новоград-волинской толщи в целом. Более того, поскольку эти оваллоиды имеют первично-гранулитовое происхождение, как мы пытаемся показать ниже, логично возникает предположение: не является ли новоград-волинская толща продуктом переработки гранулитового слоя?

### 3.3. Магматические и ультраметаморфические комплексы

#### 3.3.1. Нарцызовский комплекс

Упоминания о древнейшем комплексе основных пород в Волинском блоке имеются в работах И.И.Шоцкого и О.Ф.Радченко [847], П.И.Слынько [687]. Одно время в схеме УРМСК 1984 г. он был выделен как комплекс основных-ультраосновных пород. Название «нарцызовский» комплекс предложил Н.М.Костенко [393] для пород метагаббро-метапироксенит-метапериодитовой формации, интенсивно метаморфизованных, гранитизированных и дислоцированных совместно с вмещающей мигматитовой толщей. Как справедливо отметил автор, эти породы необоснованно до сих пор относятся к букинскому комплексу. В последнем варианте схемы НСК, который готовится к публикации, нарцызовский комплекс выделен. Н.М.Костенко показал, что особенно насыщена этими породами толща васильевской свиты. Еще раньше В.П.Бухарев [142] разделил метаморфизованные основные и ультраосновные породы Северо-западного района на две формации: пикритобазальтовую и базальт-андезибазальтовую, но выделение самостоятельного комплекса считал преждевременным. Тела пород пикритобазальтовой формации локализованы в выделяемой им в пределах распространения тетереvской серии эвгеосинклинальной (ортогеосинклинальной) структурно-формационной зоны, пространственно приуроченной к восточной половине Новоград-Волинского блока, а стратиграфически, вероятно, к васильевской свите, как считает и Н.М.Костенко. Тела пород базальт-андезибазальтовой формации находятся, по его мнению, в области развития миогеосинклинальной (парагеосинклинальной) зоны, занимающей западную часть Новоград-Волинского блока и южное обрамление Коростенского плутона. Вмещающими породами пикритобазальтовой формации, по данным В.П.Бухарева, служат грубополосчатые мигматиты преимущественно диоритового и гранодиоритового состава. Породы базальт-андезибазальтовой формации размещаются среди тонкослоистых мигматитов и нормальных двуслоидных гранитов житомирского типа.

В.П.Бухарев указывает на явное сходство пород пикритобазальтовой формации с аналогичными породами юрьевского комплекса в прилегающей части Росинско-Тикичского района и с этим вполне можно согласиться. Имеющиеся радиоизотопные данные вполне сопоставимы: для юрьевского комплекса имеется дата 2600 млн лет [193], для нарцызовского, если опираться на определения В.М.Скобелева и В.М.Верхогляда [193] для васильевской свиты – около 2500 млн лет. Следует учитывать и данные Л.М.Степанюка [702], доказавшего существование тетереvской серии в северной части Росинско-Тикичского района.

Наиболее рациональным, с точки зрения автора, будет выделение нарцызовского комплекса в объеме пикритобазальтовой формации В.П.Бухарева или метагаббро-метапироксенит-метапериодитовой формации Н.М.Костенко. Что касается базальт-андезибазальтовой формации В.П.Бухарева, то среди ее пород преобладают амфиболиты, резко отличающиеся от аналогичных пород пикритобазальтовой формации двумя важнейшими петрохимическими показателями: в два раза более высоким содержанием  $\text{TiO}_2$ , в два раза меньшим –  $\text{MgO}$  и, соответственно, значительно более высокой общей железистостью (табл. 3.4). В.П.Бухарев отмечает, в частности, сходство метагабброидов базальт-андезибазальтовой формации с габброидами Полесского пояса. Мы считаем отнесение этих образований к составу нарцызовского комплекса временным и условным.

В зависимости от условий залегания, В.П.Бухарев [142] в составе пикритобазальтовой формации выделяет три фациальных типа пород: метаэффузивы – амфиболиты; субвулканические интрузивы – метагаббродиабазы и горнблендиты; плутоныты – метапироксениты и метапериодиты.

Амфиболиты – мелкозернистые меланократовые породы, – имеют площадное распространение в виде маломощных, в первые десятки метров, тел. По-видимому, они служили петрофондом для диоритов и гранодиоритов. Амфиболиты сложены роговой обманкой – 55-70%, плагиоклазом №№ 40-45 – до 35%, биотитом, микроклином. Как и во всех породах этой формации, в них встречаются реликты оливина и пироксенов. Подобно архейским метабазитам, например, Побужья, они отличаются высоким содержанием  $\text{MgO}$ , вполне достаточным как для пикритовых базальтов, так и для базальтовых коматитов. Отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,8$ , также допустимо для коматитов. Повышенное содержание  $\text{K}_2\text{O}$ , формально позволяющее относить их к

субщелочному ряду, безусловно объясняется наложенной гранитизацией. Реликты пироксенов и химический состав позволяют сделать два допущения касательно генезиса этих и других пород пикритобазальтовой формации: либо это магматические породы, претерпевшие однократный метаморфизм в амфиболитовой фации, либо первично-магматические породы, подвергнутые сначала гранулитовому, затем – регрессивному амфиболитовому метаморфизму. Разница очень существенная.

Метагаббродиабазы образуют округло-изометричные штокообразные тела площадью до 4 кв. км, чаще группы тел небольшой вертикальной мощности. В современном состоянии это также амфиболиты, мелко- и среднезернистые, с гранобластовой структурой основной ткани и порфиробластами роговой обманки, плагиоклаза, иногда микроклина. Надо заметить, что при описании этих и других пород формации В.П.Бухарев неоднократно отмечает новообразованный характер порфиробластов, не придавая им значения реликтовых структур. Об этом же неоднократно писал автор относительно аналогичных пород Росинско-Тикичского района [895]. Только химический состав и условия залегания, но не структура, характеризуют данные породы как магматические. Метагаббродиабазы отличаются от метаэффузивов только большим содержанием несколько более основного плагиоклаза (№№ 40-45). Петрохимические отличия незначимы. Метагаббродиабазы секутся дайкообразными телами мелко-среднезернистых амфиболитов – метадиабазов.

Горнблендиты, по описанию [142], также образуют штокообразные и дайковые тела мощностью до 150 м. Они сложены идиоморфными кристаллами роговой обманки – 60-80%, плагиоклазом №№ 40-48 – до 40%. Установлены реликты оливина, пироксена и новообразованного плагиоклаза.

Метапироксениты и метаперидотиты, в отличие от Росинско-Тикичского района, встречаются редко. Они тяготеют, по определению В.П.Бухарева, к центрам вулканоплутонической деятельности, в современном эрозионном срезе выраженным концентрацией тел пикритобазальтовой формации. Наиболее полно представлены и изучены эти породы в составе Нарцызовского тела. К сожалению, публикации о нем автору не известны. По данным В.П. Бухарева, наименее измененные пироксениты имеют состав: ОI – 5-10, СРх – 50-80, ОРх – 1-3, Амf – 5-10, Вt – 2-8%. Обычно эти породы представлены актинолититами. Состав перидотитов: ОI 12-16, ОРх 18-22, СРх 15-18.

Перидотиты, как правило, также замещены серпентином, тремолитом, бруситом и другими минералами. По химическому составу перидотиты соответствуют гарцбургитам.

Состав пород базальт-андезитобазальтовой формации существенно иной. В нем выделяются амфиболиты, метапорфириты и метагабброиды [142]. В.А.Батиевский и др. [31], основываясь на данных некоторых геологов, допускали первично-осадочное происхождение этих амфиболитов. Для них получено характерное для осадочных пород значение  $\delta O^{18}=11,3-14,4\%$ . Е.М.Лазько и др. [482] на основании петрохимических расчетов показали, что эти породы являются основными вулканитами. Действительно, их химический состав, особенно в части  $TiO_2$  однозначно укладывается в рамки низкокальциевых толеитовых базальтов (см. табл. 3.4) при том, что они содержат такие минералы как титаномagnetит и ильменит. Состав амфиболитов простой: роговая обманка, часто актинолитовая – 50-60 %, плагиоклаз №№ 38-44 – до 45 %, биотит.

Метапорфириты – это мелкозернистые амфиболиты с бластопорфировой структурой и микрогранобластовой структурой основной ткани. Состав пород: роговая обманка, обычно замещенная актинолитом – 38-44%, плагиоклаз №№ 24-37 – 50-60%, биотит – 5-8 %, кварц. Отмечены реликты пироксенов и офитовой структуры.

Амфиболиты обоих типов метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Они распространены преимущественно в пределах Кочеровской структуры. По-видимому, эти породы не подверглись ультраметаморфизму, поэтому их химический состав

близок к исходному и согласно ему они могут быть определены как трахиандезитобазальты с отклонениями в сторону андезитобазальтов и шощонитов.

Метагабброиды, по данным В.П.Бухарева, находятся в двух геологических ситуациях: в пределах окон раннекембрийского фундамента в Коростенском плутоне и среди гранитоидов западной части района. Породы сильно рассланцованы, гранитизированы и только этим отличаются от габброидов порфиритовой формации Полеского пояса. Для химического состава всех представителей базальт-андезитобазальтовой формации характерен один важный петрохимический показатель, свойственный для большинства базит-ультрабазитовых пород района – низкая сумма группы железа при высокой титанистости.

Таблица 3.4.

Химический состав пород нарцызовского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	51,52	49,20	48,50	47,85	43,00	49,85	50,90	55,29
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,85	0,57	0,67	0,30	1,41	1,40	0,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,43	9,70	7,93	6,35	4,46	13,80	15,90	16,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,16	3,80	2,85	5,91	6,90	2,51	3,11	2,63
FeO	6,70	7,80	8,50	7,10	5,61	11,28	8,86	5,84
MnO	0,08	0,14	0,14	0,14	0,17	0,20	0,10	0,12
MgO	12,85	13,52	18,16	19,90	30,20	6,56	6,35	4,82
CaO	8,25	10,46	10,44	8,90	5,82	9,58	8,00	6,28
Na <sub>2</sub> O	1,61	1,36	0,87	0,75	0,43	2,40	2,90	3,75
K <sub>2</sub> O	2,41	1,16	0,41	0,60	0,37	0,21	1,38	2,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,25	0,10	0,17	1,25	0,11	0,37	0,30
F	46	46	38	36	30	68	66	63
Fo	38	32	25	45	39	18	26	31

Примечание. 1-5 – породы пикритобазальтовой формации: 1 – амфиболит, ср. из 9 ан., 2 – метагаббродиабаз, ср. из 22 ан., 3 – горнблендит, ср. из 12 ан., 4 – метапироксенит, ср. из 15 ан., 5 – метаперидотит, ср. из 11 ан.; 6-8 – породы базальт-андезитобазальтовой формации: 6 – амфиболит, ср. из 11 ан., 7 – метагаббро, ср. из 18 ан., 8 – метапорфирит, ср. из 12 ан. Анализы из [142]

### 3.3.2. Шереметовский комплекс

Шереметовский плагиогранитовый комплекс выделен К.Е.Есипчуком, В.М.Скобелевым и Л.М.Степанюком в результате картирования Фастовского листа [268] и уже вошел в стратигра-



фическую схему УЩ 1998 г. Ранее эти породы рассматривались в составе житомирского комплекса, но еще в 1987 г. В.М.Скобелев [675, 676] выделял в составе кировоградско-житомирского комплекса подкомплекс плагиогранитов, становление которых осуществлялось до становления житомирских гранитов, и в 1991 г. подкомплекс был предложен к выделению под названием александровского комплекса. Обоснование и краткое описание пород комплекса приведено в работах [193].

Локалиты гранитоидов комплекса территориально расположены в районе сёл Шереметов и Васильев, юго-западнее г. Житомир, где породы этого комплекса перебулены скважинами Васильевского структурного профиля, а также в карьере с. Александровка в районе г. Новоград-Волынский. Состав гранитоидов комплекса неодинаковый: он включает микроклин-плагиоклазовые граниты, плагиограниты и плагиомигматиты по породам васильевской свиты тетеревской серии. Граниты слагают маломощные – от сантиметров до первых метров тела, принимающие участие в складчатости вместе с метаморфическими породами. Во многих случаях, в сущности, это лейкосома мигматитов. Подобные образования занимают почти треть площади Северо-западного района и зону западного склона щита [193]. В.М.Верхогляд наблюдал совершенно постепенные переходы от плагиогранитов в биотитовые, редко – в амфибол-биотитовые гранодиориты и микроклин-плагиоклазовые граниты, а также переходы в мигматиты и биотитовые гнейсы. Плагиограниты западного склона щита он описывает как серые средне- до крупнозернистых породы массивной или неясно полосчатой текстуры. Для плагиогранитов очень характерны катакlastические структуры. Время катаклаза согласно данным калий-аргонового метода определено в 1650-1600 млн лет.

Минеральный состав гранитоидов следующий: плагиоклаз № 13-25 – 40-60, микроклин – 1-15, кварц – 25-40, биотит – 10-20, мусковит (по биотиту) – до 5%. Аксессуары: апатит, циркон, монацит, рутил, анатаз, магнетит, пирит, редко – ортит.

Взаимоотношения мигматитов по биотитовым гнейсам тетеревской серии, риодацитовых метаплагиопорфиров новоград-волинской толщи и гранитов житомирского типа описаны В.М.Верхогладом и В.М.Скобелевым [193] для второго локалитетического проявления шереметовского комплекса – карьера в с.Александровка по левому берегу р. Случь. Здесь плагиомигматиты по тонкополосчатым биотитовым гнейсам прорываются метаплагиопорфирами дацитового и риодацитового состава новоград-волинской толщи, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации. И те, и другие рассекаются двуслюдяными гранитами житомирского типа. Лейкосома мигматитов по составу представляет собой низкощелочные граниты с плагиоклазом № 12-15 и биотитом повышенной титанистости (табл. 3.5). Граниты образуют также небольшие согласные тела. Авторы [193] рассматривают лейкосому как продукт анатектической выплавки из гнейсов и на основании термодинамических расчетов дают следующие параметры этого процесса: температура анатексиса 680-750°C,  $P_{H_2O} = 300$  МПа. Исходя из наблюдений В.М.Верхогляда можно сделать однозначный вывод: плагиомигматиты (правда, не совсем «плагио-»), являются мигматитами не житомирского гранита, а гранитоидов другого – шереметовского комплекса. Между ними устанавливается явный разрыв во времени. Так, уран-свинцовый возраст циркона из метаплагиопорфиров составляет  $2435 \pm 35$  млн лет, а возраст циркона из секущей их жилы житомирского гранита 2060 млн лет.

Ясно, что дата 2435 млн лет отражает лишь минимальный возраст шереметовских гранитоидов, поскольку излияние новоград-волинских плагиопорфиров происходило после метаморфизма и плагиомигматизации тетеревских гнейсов, не говоря уже о времени их седиментации. Таким образом получается, что время метаморфизма тетеревских гнейсов снижается, по крайней мере до уровня 2600 млн лет, а это уже – возраст бугской серии. Согласно этим данным, плагиомигматиты шереметовского комплекса по возрасту сопоставимы с гранодиоритами тетиевского комплекса Росинско-Тикичского района. Вопрос усложняется тем, что дата 2,43 млрд лет, полученная по тому же материалу более поздними исследователями, подверглась ревизии. Сначала Л.М.Степанюк показал, что модельный Sm-Nd возраст метаплагиопорфиров не превышает 2280 млн лет [193]. С.Клаесон с соавторами [955] установили, что возраст большинства кристаллов циркона из ортогнейсов менее 2,2 млрд лет и более древние даты получены за счет загрязнения архейским материалом. В таком случае шереметовский комплекс в схеме НСК должен быть поднят выше, то есть до уровня звенигородского комплекса, с которым он, кстати, петрографически сходен. Аннигиляция единственной на северо-западе УЩ раннепалеопротерозойской даты лучше укладывается в геодинамическую схему С.В.Богдановой с соавторами [950, 951].

Таблица 3.5

Химический состав биотита и гранитоидов шереметовского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	34,98	70,96	66,20	71,78	74,38	72,83
TiO <sub>2</sub>	2,85	0,26	0,74	0,24	0,18	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,60	14,94	15,84	15,27	14,08	14,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,28	0,87	0,69	0,37	0,21	–
FeO	17,24	1,15	3,60	1,75	1,04	1,28
MnO	0,40	–	0,06	0,06	0,01	0,03
MgO	8,89	0,97	2,00	0,81	0,71	0,61
CaO	0,24	1,82	2,46	1,93	0,86	1,21
Na <sub>2</sub> O	1,00	3,94	3,76	3,68	5,67	4,12
K <sub>2</sub> O	9,08	3,79	2,88	3,70	1,89	4,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,12	0,27	0,12	0,14	0,18
S	–	–	0,04	0,06	0,02	0,10
CO <sub>2</sub>	–	0,29	0,37	0,18	–	0,21
H <sub>2</sub> O	0,01	0,16	–	0,08	0,10	0,10
П.п.п.	4,16	0,33	0,74	0,17	0,47	0,34
Сумма	100,01	99,66	99,65	99,60	99,76	99,89
F, f	55	70	68	73	64	68
Fo, fo	6	43	16	17	17	–

Примечание. 1 – биотит из плагиомигматита с.Александровка; 2-5 – плагиограниты и плагиомигматиты шереметовского комплекса, 6 – житомирский гранит, секущий мигматиты и плагиопорфиры, с.Александровка, р.Случь. Анализы из: 1 [224], 2-6 из [193].

В табл. 3.5 можно видеть, что состав гранитоидов шереметовского комплекса чрезвычайно разный и далеко не всегда отвечает плагиограниту. Имеются составы как плагиогранитовые, так и гранодиоритовые и нормально гранитовые. Это вполне понятно, если принимать их как анатектические вы-

плавки из гнейсов разного состава. Общая особенность состава гранитоидов – явно апелитовый характер, что подтверждается также набором аксессуаров. В.М.Скобелев [193] отмечает, что плагиограниты – имеются в виду прежде всего плагиограниты западного склона щита, – отличаются от плагиогранитов других районов УЩ более высокой магнетиальностью и низкими глиноземистостью и известковистостью.

### 3.3.3. Житомирский комплекс

Гранит житомирского типа выделен К.М.Феофилактовым, затем подтвержден Н.И.Безбородько [33, 697]. В.И.Лучицкий называл его антоновским, а Л.Г.Ткачук коростышевско-житомирским. Курчицкий тип гранита также выделен Н.И.Безбородько, а коростышевский – В.И. Лучицким. Эти авторы сопоставляли граниты, соответственно, с житомирскими и кировоградскими. Житомирский гранит описан в трудах Н.И.Безбородько, В.И.Лучицкого, Ю.Ю. Юрка, Л.Г.Ткачука, Н.П.Щербак и во многих других работах. Длительное время житомирский гранит рассматривался в составе всеобъемлющего кировоградско-житомирского комплекса, хотя уже в 1970 г. и много раз позже предлагалось выделить массивы этих гранитов Северо-западного района в отдельный житомирский комплекс. Несмотря на эти предложения, которые поддерживали такие видные ученые как И.С.Усенко и Н.П.Щербак, житомирский комплекс был официально вычленен из кировоградско-житомирского комплекса лишь в стратиграфической схеме 1992 г. Слово сочетание «кировоградско-житомирский» пора уже забыть, так как комплексы разделены окончательно. В настоящее время житомирский комплекс занимает место в схеме на одном уровне с букинским комплексом на рубеже около 2050 млн лет, что явно не согласуется с геологическими данными. Было предложено разделить житомирский комплекс сразу на четыре комплекса: шереметовский, собственно житомирский, коростышевский и быстреевский [118, 119]. Что касается шереметовского комплекса, то его выделение представляется вполне обоснованным. Выделение коростышевского и быстреевского комплексов автор не поддерживает.

Коростышевские и житомирские граниты издавна рассматривались совместно [508]. Автор [117], предлагающий вычленить коростышевские граниты из житомирского комплекса, в качестве обоснования указывает на явно несогласные условия залегания порфировидных гранитов относительно равномернозернистых. Указывается на радиоизотопный возраст типично житомирских (2,06-2,04 млрд лет) и порфировидных (2,04-2,02 млрд лет) гранитов, хотя все эти даты находятся явно в пределах разрешающей способности метода. Напомним, что возраст других гранитов житомирского типа – курчицких и мочулянских определен уран-свинцовым и рубидий-стронциевым изохронными методами в 1965±5 млн лет [193]. С.А.Бойченко [117], считает последнюю цифру устаревшей и предлагает принять за возраст житомирских гранитов дату 2080 млн лет, определенную для быстреевских гранитов. Автор отмечает известные факты прорывания равномернозернистых гранитов порфировидными, однако рассматривает оба вида гранитов как отдельные фазы единого житомирского комплекса, явно сходные как по минеральному составу, так и по геохимическим особенностям. Мы согласны с ним: порфирибластез калищпата является локальной особенностью многих нормальных гранитов. Он фиксирует зоны растяжения то ли в сводовых частях антиклинальных структур, то ли вдоль каких-то тектонически ослабленных зон. Картировать раздельно порфировидные и равномернозернистые граниты просто невозможно. Поэтому порфировидные граниты коростышевского типа рассматриваются нами в составе житомирского комплекса.

Быстреевские граниты в качестве комплекса описаны Л.И.Забиякой [895] в бассейне среднего течения р. Тетерев. Массивы этих гранитов – Быстреевский, Городский, Кочеровский, Раевский, – сложены серыми, розово-серыми или темно-розовыми равномернозернистыми двуслюдяными гранитами, часто альбитизированными и грейзенизированными. Размеры массивов – 5-20 кв. км. Граниты отличаются высокими  $SiO_2 = 71,0-74,0\%$ ,  $K_2O = 4,0-5,8\%$ , низким  $CaO = 0,7-1,0\%$ . По составу они являются типично апелитовыми, а по сумме щелочей, подобно житомирским гранитам, выходят иногда за пределы нормальных гранитов.

Не вполне обычна для них и геохимическая специализация: они содержат вышекларковые количества Sn, Nb, Pb, Zn и Li. Это, несомненно, связано с наложенными процессами. Последняя дата, полученная изохронным методом, – 2078±2 млн лет [709]. Ранее при выделении быстреевского комплекса [193] были приняты во внимание следующие обстоятельства: дискордантность некоторых массивов, небольшие размеры, наводившие на мысль об аналогии с малыми интрузиями, проявления явно наложенных метасоматических процессов. В настоящее время автор, учитывая большое сходство быстреевских и житомирских гранитов, сомневается в целесообразности выделения быстреевского комплекса и склоняется к мысли, что массивы быстреевских гранитов представляют собой малоглубинную фацию житомирских гранитов. Выделять их в качестве отдельного комплекса до тех пор, пока не установлены однозначно геологические соотношения между быстреевскими и житомирскими гранитами, было бы преждевременным.

Массивы житомирских гранитов имеют неоднородное строение: это подчеркивалось еще геологами старшего поколения. В качестве типичной для них указывалась такая зональность: в центре серые порфировидные граниты, ближе к периферии – серые равномернозернистые двуслюдяные граниты, на периферии – розовые аплит-пегматоидные граниты. Впрочем, Н.П.Щербак отмечает случай и прямо противоположной зональности – локализацию порфировидных гранитов на периферии массивов, а также полосовидное их чередование [863].

Массивы гранитов житомирского комплекса распространены повсюду в пределах Новоград-Вольнского блока, где они перемежаются с массивами пород букинского и мухаревацкого комплексов. В северной части Новоград-Вольнского блока, в поле развития плагиогматитов, их массивы редкие и небольшие. Наиболее крупные массивы – Коростышевский, Каменнобродский, Федоровский имеют размеры 100-300 кв. км. Площадь других массивов – локального Житомирского, а также Кочеровского, Курчицкого и других не превышает 20 кв. км. В южной части Новоград-Вольнского блока массивы более крупные – Красногорский (около 100 кв. км), Сербовский (около 350 кв. км), Мочулянский и другие.

Таблица 3.6

Химический состав минералов и гранитов житомирского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	33,43	35,87	34,23	70,50	71,74	71,32	67,06	70,17	69,40
TiO <sub>2</sub>	3,45	2,47	1,97	0,29	0,37	0,51	0,35	0,30	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,05	18,60	18,73	14,80	14,23	14,07	15,09	15,03	14,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,88	5,10	3,59	1,26	1,29	0,84	0,96	0,96	0,93
FeO	16,61	16,81	18,67	0,93	1,22	1,44	2,73	1,84	2,29
MnO	—	0,24	0,02	0,03	0,02	0,022	0,07	0,05	0,03
MgO	8,73	7,09	8,46	1,03	1,26	0,70	0,96	0,77	1,14
CaO	0,28	0,98	0,84	1,70	0,74	0,89	2,17	1,73	1,69
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,45	0,30	3,86	3,00	2,97	3,90	3,36	3,30
K <sub>2</sub> O	7,98	6,66	8,88	4,41	4,68	5,41	4,73	4,61	4,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,03	—	0,10	0,18	0,34	0,28	0,15	0,23
H <sub>2</sub> O—	0,22	0,15	0,40	0,24	0,26	0,15	—	0,21	0,22
П.п.п.	4,04	5,09	3,56	0,40	0,55	1,18	0,41	0,71	0,83
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	1,08	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,06	0,04	—	—
F	—	0,34	0,17	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,83	99,88	99,74	99,50	99,64	99,90	99,83	99,89	99,62
F, f	59	63	59	68	67	77	86	79	70
Fo,fo	16	12	8	59	51	37	26	34	29

Примечание. 1-3 – биотит: 1 – из серого мелкозернистого гранита, г. Житомир, Соколова Гора; 2 – из серого среднезернистого гранита, там же; 3 – из двуслюдяного гранита, с. Лесная Рудня. 4 – гранит мочулянский, 5 – гранит курчицкий, 6 – гранит быстреевский, 7 – гранит среднезернистый, г. Житомир, карьер Крошня, 8 – гранит житомирский, средний состав, 9 – гранит порфириовидный, средний состав. Анализы 1-6, 8, 9 – из [901], 4, 5 – из [193], 8, 9 из [864].

Типичный житомирский гранит из карьеров г. Житомир – светло-серый, среднезернистый, равномернозернистый, массивный или гнейсовидный. Средний минеральный состав [895]: плагиоклаз – 34,7; калишпат – 28,6; кварц – 25,1; биотит – 7,7; мусковит – 3,2%. Мусковит как вторичный, так и первичный характерен главным образом для типично житомирских равномернозернистых гранитов. Нередко в них встречается и гранат, как остаточный минерал от контаминации гранитов гнейсами. Порфириовидные (жоростышевские) граниты отличаются наличием порфиробластов микроклина. Кроме того в них редок мусковит. Акцессорные минералы: монацит, циркон, апатит, сульфиды, молибденит, ильменит, магнетит (мало). Сфен и ортит – запрещенные акцессоры. Калишпат имеет разную степень упорядоченности, но преимущественно – это низкий микроклин. Рентгеновская триклинность изменяется в пределах 0,0-0,94. Интенсивность рентгеновской люминесценции сравнительно высокая – 10000-13000 усл. ед., характерная для перемещенных гранитов. Плагиоклаз №№ 12-21. Биотит имеет типичную для апелитовых гранитов окраску – красновато-коричневую. Содержание TiO<sub>2</sub> в нем умеренное – 2-3%, железистость – в среднем 61% (табл. 3.6). Гранат имеет состав Alm77, 5 Py10,4 Sp8, 9 Gr8,1. По химическому составу – это типичные апелитовые граниты (s-граниты). При значительных содержаниях SiO<sub>2</sub> – 66-73%, граниты обеднены CaO (менее 2%). Сумма щелочей иногда превышает 8,5%, особенно в гранитах аплито-пегматоидной фации.

Имются также и переходы к плагиогранитам.

З.М.Гречишников и Т.А.Чистякова [223] пришли к выводу, что спектры элементов-примесей житомирских гранитов имеют характер явно унаследованный от гнейсов субстрата, причем уровень содержания большинства элементов в гранитах по сравнению с гнейсами понижается в среднем на 15%. Выносятся элементы группы железа, барий и стронций, а привносятся фосфор, уран, свинец. В сравнении с гранитами мухаревогского комплекса житомирские (например, граниты Сербовского массива) обеднены барием (430-490 против 600-1300 г/т), стронцием (180-200 против 300-700 г/т), иттрием (5-7 против 20-40 г/т), но обогащены ураном (13 против 4-11 г/т). В целом для гранитов житомирского комплекса характерна уран-фосфорная специализация.

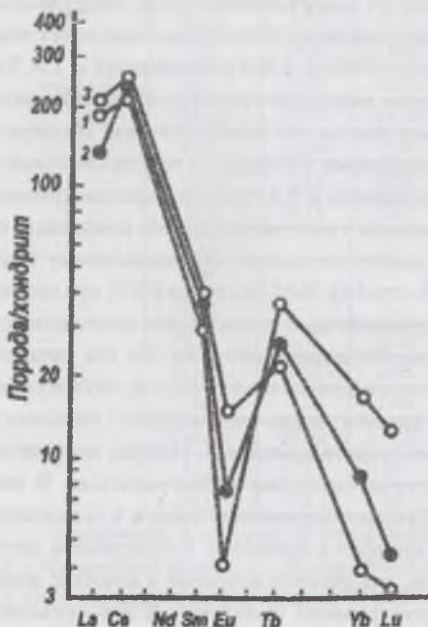


Рис. 3.4. Распределение РЗЭ в житомирских гранитах [264].

Геология массивов гранитов житомирского комплекса в междуречье Тетерев-Случь изучена Г.Г.Козловым и К.И.Свешниковым [367]. Они выделяют три группы массивов, характеризующиеся нарастающей степенью перемещенности и уменьшением возраста. Первая группа (например, Барановский) – массивы серых среднезернистых биотитовых гранитов с переходами до плагиогранитов. Эти массивы особенно тесно связаны с мигматитами и особо насыщены ксенолитами пород тетеревской серии. Вторая группа (Федоровский, Каменнобродский) – это четко зональные массивы с порфириовидными гранитами в центре, переходящие к периферии в биотитовые гранодиориты и содержащие включения более ранних равномернозернистых гранитов с четкими активными контактами. Третья группа – неясно- и пятнисто-зональные двуслюдяные гранатосодержащие, иногда с турмалином граниты, сопровождающиеся жильной фазой и участками грейзенизации. Эти типично житомирские граниты (массивы Житомирский, Курчицкий, Червоноармейский и другие) содержат включения фрагментов гранитов двух предыдущих групп и имеют активные контакты с вмещающими породами. Таким образом, более поздние фации гранитов все более отрываются от субстрата, переходя из разряда автохтонных в параавтохтонные.

Граниты житомирского комплекса существенно отличаются от мухареvских характером кривых РЗЭ: для них всех характерен четкий европиеvый минимум:  $Eu/Eu^*$  составляет 0,10-0,5 (рис. 3.4), отношение  $La/Yb$  – 8-49, сумма РЗЭ – 180-260 г/т.

Отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , по данным В.М.Скубелева, вполне типично для коровых образований и находится в пределах 0,723-0,731.

Определения возраста житомирских гранитов неоднозначны: совсем недавно они колебались в интервале 1,8-2,2 млрд лет. Авторы [193] считают, что мочуляньские и курчицкие граниты являются разновозрастными с мухареvскими: их возраст  $19-65 \pm 10$  млн лет. Для житомирских гранитов Крошнянского и Выдумского карьеров г. Житомир имеется рубидий-стронциевая изохрона:  $1965 \pm 5$  млн лет. Для циркона из коростышевских гранитов карьера Осиковый Копец, казалось бы, более молодых, Л.М.Степанюком [709] получена дата  $2041 \pm 24$  млн лет. Согласно последним данным Н.П.Щербака с соавторами [882] возраст гранитов житомирского комплекса принимается 2,08-2,02 млрд лет.

### 3.3.4. Фастовский комплекс

Фастовский тип гранита выделил Н.И.Безбородько. В схеме НСК в качестве отдельного стратиграфического подразделения фастовский комплекс выделен в 1999 г. и помещен на уровне уманского комплекса. Кроме книги Н.И.Безбородько, имеется очень краткая публикация Л.М.Степанюка и др. [709], по которой мы приводим характеристику гранитов комплекса.

К.Е.Есипчук в результате выполнения геолого-съёмочных работ на соседнем Фастовском листе выделил фастовский комплекс гранитов. Согласно его сообщению, нововыделенный комплекс сопоставляется с осницким комплексом и имеет одинаковый с ним возраст. Хотя опубликованных данных по фастовскому комплексу к настоящему времени нет, можно предположить, что он является аналогом мухареvского комплекса.

Фастовские граниты распространены в бассейне рек Ирпень и Унава. Граниты содержат многочисленные ксенолиты, в том числе пластовые, в разной мере калишпатизированных амфиболитованных габбро, иногда диоритов и гранодиоритов. Общая ситуация, по мнению авторов (внешний вид пород и взаимоотношения между ними) очень напоминают те, которые наблюдаются между породами осницкого комплекса.

Фастовский гранит светло-серый, красновато-серый, биотитовый, равномернозернистый. Изредка встречаются порфириобласты микроклина. Минеральный состав: плагиоклаз (тонкосдвойникованный олигоклаз) – 40-50, кварц – 25-30, микроклин – 10-30, биотит – 3-5%; акцессоры – апатит, магнетит, циркон, сфен. Микроклин распределен неравномерно, образует, в основном, мелкие зерна неправильной формы, иногда порфириобласты до 5 мм, часто содержит включения других минералов (плагиоклаз, биотит, кварц). Микроклин содержит мелкие пертиты распада. Плагиоклаз характеризуется наибольшим идиоморфизмом, образуя кристаллы короткоаблитчатых контуров. Кварц, очевидно, гранулированный: его выделения состоят из нескольких волнисто погасающих индивидов. Изредка в кварце встречаются кристаллы циркона и апатита. Биотит зеленовато-коричневый, часто хлоритизирован. Сфен наблюдается в виде включений в биотите. Из вторичных минералов отмечены эпидот и серицит. По приведенным признакам фастовский гранит следует относить к апобазитовой серии. Определен свинцово-изохронный возраст – 2078 млн лет [709].

### 3.3.5. Мухареvский комплекс

Мухареvский (старокорецкий по номенклатуре польских геологов) тип гранитов выделен Н.И.Безбородько. Граниты этого типа разными авторами относились к осницкому или к кировоградско-житомирскому комплексам. Так, К.Е.Есипчук с соавторами [615] относят мухареvские и новоград-волинские граниты, исходя из представлений об их интрузивном генезисе, к осницкому комплексу, а Н.П.Щербак и др. [193] – к кировоградско-житомирскому. К проблеме выделения этих гранитоидов в особый комплекс одновременно влотноую подошли А.Я.Хатунцева [790] и З.М.Гречишникова с Т.А.Чистяковой [223]. Под названием “гранитоиды области активизации” А.Я.Хатунцева выделила граниты, локализованные преимущественно в Новоград-Волинской зоне. Она, вероятно, впервые высказала мысль, что платформенная Новоград-Волинская область активизировалась в связи с эндогенными процессами, протекавшими в Осницкой геосинклинальной области. Отсюда следует, что граниты обеих областей разновозрастные. З.М.Гречишникова и Т.А.Чистякова рассматривают граниты Барашевского, Мухареvского, Новоград-Волинского и Токаревского массивов в составе осницкого комплекса, но при этом пишут: “...Возможно также, что граниты этих массивов относятся к самостоятельному формационному типу, промежуточному между гранитами осницкого и коростенского комплексов” [223, стр.56]. Н.М.Костенко [392] предложил выделить из состава кировоградско-житомирского комплекса лейкократовые и субщелочные граниты под названием луговского комплекса, отнеся к нему также Мухареvский, Токаревский и Новоград-Волинский массивы. По его данным, массивы этих гранитов являются несогласными по отношению к вмещающим породам и резко отличаются по петрографическому составу, петрохимическим и геохимическим особенностям от гранитов кировоградско-житомирского комплекса. В стратиграфической схеме луговского комплекса он предлагает поместить выше осницкого комплекса. Однако, по данным Е.Я.Марченко и др. [526, 527], Луговской массив сложен субщелочными альбитизированными лейкогранитами. В нем установлены криолит и сопутствующие минералы, ранее описанные в породах Суцано-Пержанской зоны и в пегматитах Коростенского плутона, а также характерный для коростенских гранитов набор элементов-примесей. Поддерживая предложение Н.М.Костенко о выделении мухареvских гранитов в отдельный комплекс, мы считаем избрание в качестве локального комплекса Луговской массив не вполне удачным и предлагаем название «мухареvский комплекс». К нему относим Мухареvский, Новоград-Волинский, Барашевский и Токаревский массивы. Луговской массив включен в состав мухареv-

ского условно, учитывая предложение Н.М.Костенко, Н.П.Щербак с соавторами [193] и В.М.Верхогляд [169] настойчиво отмечают сходство Мухаревского, Новоград-Волынского и других массивов с гранитоидами западного склона щита. По-видимому, эти массивы (Балашовский, Князевский, Брониславский) под условным названием Балашовской группы массивов, также следует включить в мухаревский комплекс

Главное отличие гранитоидов мухаревского комплекса от гранитов житомирского комплекса – интрузивный характер массивов и отсутствие связанных с ним мигматитов, от гранитоидов осницкого комплекса – отсутствие явной связи с вулканами, а для многих массивов (Мухаревский, Токаревский) также и средних пород. Есть и другие отличия минералого-петрографического характера, рассмотренные ниже. При всем том имеются и черты сходства мухаревских гранитов как с житомирскими, так и с осницкими гранитами.

Вмещающими породами для гранитов мухаревского комплекса служат гнейсы тетереvской серии и метавулканиты новоград-волынской толщи. Установлен активный контакт мухаревских гранитов с метадиабазами и диабазовыми порфиритами новоград-волынской толщи: ксенолиты этих пород находятся в гранитах. В то же время наблюдался постепенный переход мухаревских гранитов в гнейсы тетереvской серии, причем текстура гранитов в зоне контактов подчинена сланцеватости гнейсов [193]. Ксенолиты в мухаревских гранитах, наряду с биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, представлены мелкозернистыми амфиболитами, метадиабазовыми порфиритами и биотитовыми микрогнейсами. Наличие ксенолитов трех последних видов пород отличает породы мухаревского комплекса от житомирского [675]. По мнению В.М.Скобелева, это означает, что формирование массивов гранитов мухаревского типа происходило на стратиграфически более высоком уровне, чем житомирских гранитов. Мухаревский, Токаревский и некоторые другие массивы имеют неясно выраженное зональное строение. Центральная часть массивов обычно сложена розовыми порфировидными гранитами, а периферическая – серыми равномернoзернистыми аплито-пегматоидными гранитами. Авторы [615] утверждают, что Корецкий и Выдринский массивы комплекса сложены породами нескольких интрузивных фаз и эффузивных фаций.

Мухаревские граниты – розовые, порфировидные, среднес- и крупнозернистые. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, часто катакластическая. Для мухаревских гранитов характерен голубой кварц, подобный кварцу осницких гранитов. Такой кварц бывает у некоторых высокотемпературных гранитов, в частности, у чарнокитоидов Днестровско-Бугского района. Профессор А.Н.Платонов (устное сообщение) объясняет голубую окраску кварца наличием субмикроскопических включений титаносодержащих минералов – ильменита или рутила. Их образование обусловлено автолизией кристаллов кварца от примесей, захваченных в результате кристаллизации из высокотемпературного, относительно обогащенного титаном расплава. Калишчат, образующий крупные порфиоровые вкрапленники в граните, представлен максимальным микроклин-пертитом с высоким содержанием пертитовых вростков. Их количество в новоград-волынском граните достигает 20%, количество альбитовой фазы составляет 27% [634]. Порфиоровые вкрапленники микроклина часто обнаруживают карлсбадские двойники. Микроклин мухаревских и новоград-волынских гранитов отличается низкой величиной природной ТЛ и достаточно высокой РТЛ до 3000 усл. ед. По мнению Т.А.Рокачук [634], в отношении люминесценции мухаревские граниты близки к осницким.

Таблица 3.7.

Химический состав минералов и пород мухаревского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	35,30	34,40	72,71	71,33	68,26	68,44	87,51	73,45	74,34	76,79
TiO <sub>2</sub>	1,50	2,33	0,14	0,41	0,74	0,37	0,84	0,15	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,53	14,70	14,00	14,13	14,79	15,67	14,41	15,01	14,57	12,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,15	7,26	1,08	1,37	0,31	0,65	0,77	1,08	0,22	0,32
FeO	21,30	13,92	0,25	1,07	3,24	2,23	3,38	0,57	0,56	0,88
MnO	0,27	0,72	Сл.	0,03	0,06	0,03	0,07	0,03	0,07	0,05
MgO	5,95	11,54	0,50	0,82	0,94	1,20	0,96	0,32	0,09	0,12
CaO	1,09	0,96	0,85	1,22	2,12	1,45	2,01	0,56	0,44	0,48
Na <sub>2</sub> O	0,81	1,34	3,49	3,64	3,44	3,76	3,54	3,44	6,07	4,45
K <sub>2</sub> O	6,13	7,11	7,36	4,68	4,54	4,42	4,86	4,64	3,48	4,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	0,17	0,11	0,21	0,97	0,21	0,09		
S	–	–	0,02	0,02	0,04	0,03	Сл.	0,10		
CO <sub>2</sub>	–	–	0,10	0,07	0,20	0,24	0,17	0,10		
H <sub>2</sub> O	0,42	0,70	0,23	0,25	0,01	Сл.	0,08	Сл.		
П.п.п.	2,38	3,65	0,14	0,58	0,75	0,83	0,76	0,31		
F	–	1,44	–	–	–	–	–	–		
Сумма	99,83	100,27	100,04	99,73	99,66	100,29	99,57	99,85		
F, f	71	50	73	75	79	71	81	84	90	91
Fo, fo	18	32	81	56	9	22	18	65	28	27

Примечание. 1 – биотит из мухаревского порфировидного гранита, 2 – биотит из барашевского порфировидного гранита. Граниты: 3 – Мухаревский массив, 4 – Новоград-Волынский массив, 5, 6 – Балашовский массив, 7 – Князевский массив, 8 – Брониславский массив, 9, 10 – криоцитсодержащие граниты Луговского массива. Анализы 1-4 – из [193], 5-8 – из [193] 9-10 – из [526].

Плагиоклаз несколько преобладает над калишпатом. Его основность №№ 20-28. Биотит гранитов мухареvского комплекса красновато-бурый, по нашим наблюдениям – бурый. Он имеет умеренную титанистость, вполне обычную для нормальных гранитов амфиболитовой фации (табл. 3.7). Железистость биотита 50-70%. Обращает внимание высокая окисленность биотита барашевских гранитов. Это – признак перемещенности массива [767]. Биотит мухареvских гранитов отличается повышенной глиноземистостью: фигуративная точка его состава на нашей диаграмме Si-Ti-Al<sub>VI</sub> находится в поле апопелитовых гранитов. Мусковит, характерный для житомирских гранитов, в мухареvских, как правило, отсутствует.

Интересная особенность мухареvских гранитов – наличие мелких сегрегаций силлиманита и кордиерита, что однозначно характеризует их как апопелитовые или s-граниты.

Акцессорные минералы: апатит, циркон, монацит, сфен, рутил, эпидот, гематит, пирит. Наличие флюорита во многих гранитах комплекса сближает их с осницкими и коростенскими, а монацита – с житомирскими. Примерно так же обстоит дело с элементами-примесями.

По данным З.М.Гречишниковой и Т.А.Чистяковой [223], детально изучивших геохимии гранитоидов северо-запада, граниты Барашевского массива близки к осницким, а Мухареvского и Новоград-Волынского занимают промежуточное положение между гранитами осницкого и коростенского комплексов. Рассчитанные ими средние содержания элементов-примесей для красных порфировидных гранитов Мухареvского, Новоград-Волынского и Барашевского массивов, следующие, соответственно, г/т: Ni – 17, 13,5 и 20; Sr – 319, 278 и 772; Ba – 811, 607 и 1395; Zr – 342, 268 и 273. Общей геохимической особенностью пород мухареvского комплекса являются высокие содержания Ba и Sr, сближающие их с осницкими гранитами и отличающие от житомирских гранитов. Есть и индивидуальные особенности гранитов разных массивов. Так, граниты Новоград-Волынского массива отличаются повышенным содержанием бериллия, Мухареvского – циркония, Барашевского – группой элементов Co, P, V, Sr, Ba. Исходя из общей геохимической тенденции увеличения с возрастом содержания Be, Sn, W, F, Ba, З.М.Гречишникова и Т.Ф.Чистякова предполагают, что мухареvские и новоград-волынские граниты представляют собой наиболее поздние фации осницкого комплекса.

Некоторые из мухареvских гранитов имеют чрезвычайно редкую для нормальных гранитов положительную европиевую аномалию: Eu/Eu\* = 0,7-2,6 [264] (рис. 3.5). Эту аномалию приходится объяснять восстановленным характером исходного расплава. От житомирских гранитов некоторые мухареvские граниты отличаются повышенными содержаниями РЗЭ и невысоким вследствие этого отношением (Ce/Yb)<sub>N</sub> = 12-42 против 100-150 в житомирских гранитах. Величина суммы РЗЭ возрастает по мере уменьшения содержания европия – от 145 до 365 г/т. Кривые распределения РЗЭ мухареvских гранитов близки к таковым для многих гранодиоритов УЩ и, как ни странно, к кривой РЗЭ гранитов Дубовского массива редкометалльных гранитов Приазовья.

Химический состав гранитов мухареvского комплекса определяет их как нормальные и близкие к субщелочным граниты (см. табл.3.7). С общим химическим составом плохо согласуется высокая степень окисления железа в мухареvских гранитах; если это не ошибка анализа. По расчетам В.М.Скобелева, мухареvские граниты отличаются от житомирских гранитов в среднем повышенным коэффициентом агаптитности (0,77 против 0,70-0,74), низкими коэффициентами глиноземистости – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – (2CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) = 13,7 и железистости – 53,3 (рассчитаны по молекулярным количествам).

Для циркона мухареvских, барашевских и новоград-волынских гранит, как уже отмечалось получен изохронный уран-свинцовый возраст – 1965±10 млн лет.

Существенно калиевые граниты Балашовской группы массивов западного склона щита изучались, в основном, польскими геологами – И.Войцеховским, С.Малковским, П.Радзишевским, а из украинских геологов Н.И.Безбородько, Ю.Ир.Половинкиной и Л.Г.Ткачуком. Наиболее полные данные по этим гранитам имеются в книге Н.П.Щербака и др. [193].

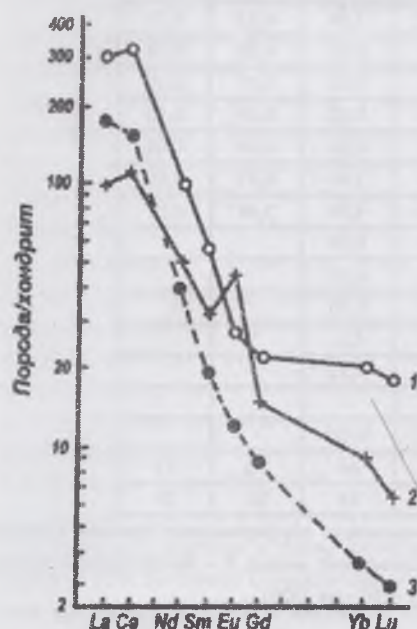


Рис. 3.5 Распределение РЗЭ в мухареvских гранитах [264].

Балашовская группа включает несколько массивов – Балашовский, Князевский, Брониславский и др. – площадью от 20 до 90 кв. км. Авторы [193] отмечают, что вмещающими породами, кроме гнейсо-мигматитов являются плагиомигматиты житомирского типа, контакты с которыми имеют тектонический характер. Граниты Балашовской группы выглядят одинаково. Это серовато-розовые и розовые крупнозернистые слабопорфировидные породы нередко негматоидного облика. Для них характерны катакlastические структуры с последующим бластезом калишпата и альбитизацией плагиоклаза. От типичных мухареvских гранитов они отличаются преобладанием калишпата над плагиоклазом. Минеральный состав гранитов: микроклин 45-55, плагиоклаз №№ 17-22 – 1-20, кварц 20-30, биотит – 5-8%. Первичный мусковит не отмечен. Акцессоры – апатит, циркон. По химическому составу граниты отвечают субщелочному ряду. Среди них есть породы, близкие к кварцевым сиенитам и лейкогранитам (см. табл. 3.7).

Уран-свинцовый изохронный возраст этих гранитов – 1985 млн лет. Таким образом, они явно моложе плагиогранитов житомирского комплекса (2080 млн лет).

Луговской массив, по данным Е.Я.Марченко и др. [526], приурочен к одному из гранитных куполов в пределах Новоград-Волынского гранитизационного вала по

[381, 382]. Автохтонные житомирские граниты прорываются лейкократовыми криолитоносными гранитами с высокожелезистым биотитом. Подобных массивов в пределах вала несколько. Согласно геофизическим данным, Луговской массив, в отличие от типичных житомирских гранитов, корневой: с глубиной он расширяется.

Собственно криолитоносные граниты слагают центральную часть массива. Они имеют порфиоровую структуру. Вкрапленники микроклина и плагиоклаза погружены в мелкозернистую основную ткань, сложенную альбитом и микроклином. Выделения криолита имеют размеры 0,1-0,5 мм. Биотит представлен сидерофиллитом с  $f=99,2\%$ , с содержанием фтора 3,8%. Аксессуары: флюорит, касситерит, ксенотим, колумбит, циркон, магнетит.

Граниты отличаются чрезвычайно низкими содержаниями оксидов магния, железа и кальция (см. табл. 3.7), что характерно для редкометалльных гранитов Коростенского плутона, с которыми и сопоставляют эти граниты авторы. Если это так, то граниты Луговского массива должны иметь позднекоростенский возраст.

Авторы [526] выделяют Луговской массив как новый тип рудоконтролирующих структур, выступающих в виде минерализованных куполов с флюоритовой и криолитовой минерализацией и сопутствующим оруденением. Вообще, геологическая ситуация Луговского массива вполне типична для фанерозойских редкометалльных гранитов с минерализацией в апикальных частях интрузий.

### 3.3.6. Осницкая вулканоплутоническая ассоциация.

#### 3.3.6.1. Осницкий комплекс

Осницкий комплекс гранитов выделен Л.Г.Ткачуком [737]. Он принципиально отличается от других комплексов УЩ тем, что входит в состав вулканоплутонической ассоциации – ВПА. Пока что это единственная на шите хорошо документированная протерозойская ВПА. Другие ВПА известны только в архее Среднеприднепровского гранит-зеленокаменного пояса. Хотя генетическая сущность осницкого комплекса была ясна уже для первых его исследователей – Л.Г.Ткачука [737] и А.Я.Хатунцевой [791], – под именем ВПА она фигурирует, вероятно, начиная с работы К.Е.Есипчука [901]. С точки зрения стратиграфии осницкий комплекс состоит из двух подразделений: клесовской вулканогенной серии, выделенной впервые А.Я.Хатунцевой под названием осницкой серии, и осницкого интрузивного комплекса. В действующей стратиграфической схеме осницкий комплекс отнесен к началу мезопротерозоя на уровне возраста около 1950 млн лет, несколько выше житомирского комплекса и клесовской серии. По последним данным Н.П.Щербака и др. [882], возраст Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса (клесовская вулканическая серия) – 2,02-1,97 млрд лет, а осницкого интрузивного комплекса – 1,99 млрд лет. В формационном плане комплекс традиционно рассматривается в составе формации интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов [264, 615, 901].

В период 1920-1939 гг. Западная Вольнь вместе со всей Западной Украиной и Белоруссией принадлежала Польше. После В.Д.Ласкарева, П.А.Тутковского и В.Е.Тарасенко здесь весьма успешно работали польские геологи. Многие их выводы стали основой познания геологии западной Вольни. Так, мухаревицкие (“старокорещские”) и другие аналогичные граниты С.Малковский считал более древними, чем осницкие. С.Малковскому принадлежат термины “клесовиты”, под которыми он понимал парапороды, и “вировские диориты”. С.Малковский расчленил также основные породы комплекса на две группы: догранитовые и секущие послегранитовые диабазы. Он же впервые отметил аналогию вольнских складчатости и свекофеннид Финляндии и предложил для Вольнской складчатой системы термин “вольниты”. Ю.Токаровский отметил монзонитовый характер магмы осницких гранитов. К.Смуликовский рассматривал осницкие граниты как единую плутоническую серию.

Основополагающими по осницкому комплексу к настоящему времени являются труды Л.Г.Ткачука [737, 738], А.Я.Хатунцевой [789, 790, 791, 792], а также К.Е.Есипчука и др. [615], Н.П.Щербака и др. [193], В.М.Скобелева [675, 676] и др., которые существенно дополнили работы авторов старшего поколения данными современных аналитических методов. На этих работах главным образом основано наше описание.

Для массивов осницких гранитов, как подчеркивают все исследователи, характерно субширотное восток-северо-восточное простирание. В западной части оно параллельно простиранию пород Тетеревской зоны, а в восточной пересекает ее под прямым углом. Вблизи южного контакта осницкие граниты имеют падение под крутым углом, в отличие от пологого залегания житомирских плагиомигматитов. Кроме того, ориентация разломов и связанных с ними основных пород в Осницкой зоне только северо-западная, а в гнейсо-мигматитовой толще и северо-западная, и северо-восточная. К этому следует добавить наличие в пределах осницкого комплекса ксенослитов и целых окон гранитов и плагиомигматитов житомирского типа. Учитывая вышесказанное, Л.Г.Ткачук пришел к выводу о более молодом возрасте осницких гранитов относительно житомирских. Аналогичную точку зрения высказывали П.С.Веремьев, Н.М.Костенко, В.П.Бухарев и другие геологи. Несмотря на эти давно известные и очень убедительные данные, осницкий комплекс долгое время находился в составе житомирского.

Еще польские геологи, а позднее Е.К.Лазаренко и др. [477], пришли к выводу о существовании в Осницкой ВПА двух возрастных групп пород: более древнего догранитного субстрата (клесовиты, порфириты, вировские диориты и др.) и гранитоидов, в которых эти породы заключены. О.В.Зинченко и др. [297] выделяют в составе осницкого комплекса ультраметаморфические породы, как продукты преобразования пород клесовской серии, и собственно магматические интрузивные образования. Таким образом, в соответствии с их данными, между породами клесовской серии и осницкими гранитоидами существует группа пород промежуточного генезиса. Авторы [297] выделили ряды последовательного ультраметаморфического преобразования пород клесовской серии. Например, диабазы преобразуются в вировские диориты и далее – в плагиограниты и гранодиориты. Таким путем возникает группа кислых пород, по составу нередко аналогичная интрузивным, но отличающаяся от них особенностями породообразующих минералов.

Состав ВПА, учитывая работы многих авторов, можно определить следующим образом: догранитовые породы (клевовская серия) – диабазовые и трахиандезитовые порфиры, диоритовые и риолитовые порфиры (клевовиты), диориты и кварцевые диориты вировского типа; интрузивные образования (осницкий комплекс): первая фаза – габбро, вторая – диориты и кварцевые диориты, третья – гранодиориты и граниты, четвертая – жильные лейкограниты [615]. В составе комплекса количественно преобладают гранодиориты (55%) и граниты (30%). Л.Г.Ткачук и О.В.Зинченко с соавторами [297] относят габбро к числу включений. Мы, вслед за К.Е.Есипчуком, будем считать их продуктами первой интрузивной фазы, выступающими в виде автолитов. А.П.Никольский и В.П.Наумов [580] называют в составе осницкого комплекса также перидотиты и даже выделяют их в качестве особого комплекса (заречанского).

Наиболее крупный массив осницких гранитоидов – Рокитнянский, площадью до 1000 кв. км. Л.Г.Ткачук выделяет также Брониславский массив размерами в 27 кв. км и ряд еще более мелких массивов, сложенных преимущественно диоритами и кварцевыми диоритами. Массивы имеют сложное грубополосчатое строение, обусловленное чередованием полос мощностью 100-150 м, сложенных разновидностями осницкого комплекса – крупно- и мелкозернистыми, лейко- и меланократовыми гранитами, гранодиоритами, диоритами и другими. Осницкие граниты принципиально отличаются от более ранних гранитов УЩ типа житомирских, кировоградских, бердичевских тем, что с ними не связаны мигматиты в классическом их понимании. Они дают лишь агматиты по вулканитам вследствие обильного проявления жильной фации. В этом отношении осницкие граниты можно назвать «мегамигматитами», так как петрографическая сущность остается той же, что и обычных мигматитов: проникновение (или образование?) гранитной магмы во вмещающие породы, но только в иных, более крупных масштабах.

Ориентировка полос гранитов и порфиробластов калишпата как правило субширотная. А.Я.Хатунцева отмечает, что к лейкократовым полосам приурочены ксенолиты кислых вулканитов, а к диоритам и гранодиоритам – средних и основных пород. Очень характерны жильные образования. Все авторы отмечают, что собственно магматические образования всегда имеют отчетливо интрузивные соотношения с породами предшествующей генерации – метаморфитами и ультраметаморфитами осницкой ВПА, – а также с более древними образованиями житомирского комплекса и тетревской серии. Граниты содержат включения гранодиоритов. Диориты нередко представляют собой краевую фацию сложенных гранодиоритами массивов. К периферии гранитных тел породы становятся более мелкозернистыми, в них возрастает количество порфиробластов; они приобретают мондонитовый характер и субэффузивный облик. Для осницкого комплекса очень характерны крупные ветвящиеся жилы, отчетливо секущие все виды пород. Жилы обычно сложены мондонит-порфирами, по составу близкими к породам эндоконтактов гранитовых тел.

До последнего времени осницкие граниты большинством геологов рассматривались как автохтонные анатектические граниты, внедренные в вулканогенную толщу и контаминированную ее породами. Интрузивно-магматический генезис стали признавать совсем недавно и, надо заметить, без каких-либо дополнительных доказательств [615]. Геологические условия их залегания, приуроченность к орогенной зоне – сами по себе достаточно убедительны. Хотелось бы найти факты вещественного характера, но их практически не оказалось.

Осницкие граниты розовые до красных, порфировидные или равномернозернистые, массивные, крупно- и среднезернистые, с характерным сиреневым кварцем. Их обычный состав, по К.Е.Есипчуку, следующий:  $Mi - 30-46$ ,  $Pl - 14-28$ ,  $Qu - 21-49$ ,  $Bt - 1-11\%$ . Роговая обманка входит в состав гранодиоритов. С.Малковский находил в гранитах с. Гута-Быстрицкая клинопикроксен. Для всех пород очень характерен эпидот, замещающий плагиоклаз. Эпидот высокожелезистый: он обладает отчетливым плеохроизмом.

Таблица 3.8.

Химический состав биотита и роговой обманки из гранитоидов и вулканитов осницкого комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$SiO_2$	33,78	36,03	37,87	36,51	35,50	38,27	36,30	37,55	45,45	45,30
$TiO_2$	2,68	1,74	0,93	1,85	1,57	1,77	1,49	1,49	1,61	1,43
$Al_2O_3$	17,29	16,79	18,80	16,49	2,06	17,09	15,76	22,45	8,43	8,94
$Fe_2O_3$	5,92	6,10	4,22	3,22	2,32	5,35	7,19	4,71	5,03	5,22
FeO	14,50	14,54	17,59	16,09	17,59	15,51	12,77	12,20	11,20	12,36
MnO	0,30	0,96	0,65	0,28	0,14	0,40	0,85	0,18	0,65	0,39
MgO	10,50	9,45	6,89	11,25	8,26	8,25	12,77	9,10	11,76	11,66
CaO	0,88	0,88	0,60	0,89	1,05	1,26	0,28	0,74	11,72	11,54
$Na_2O$	0,24	0,40	0,32	0,48	0,32	0,71	0,49	0,32	0,96	1,02
$K_2O$	8,08	7,32	8,42	8,20	8,60	7,90	8,32	8,42	0,80	0,82
Прочие	3,91	5,73	3,10	4,30	2,96	4,54	4,59	2,62	2,83	2,42
Сумма			99,69	99,80	99,72	100,08	99,85	99,70	100,39	100,39
f	48	55	62	47	56	58	47	50	40	42
fo	15	16	10	8	8	23	34	25	17	16

Примечание. 1-5 – биотиты интрузивных пород: 1 – из амфибол-биотитового гранодиорита; 2 – из гранита; 3 – из гранита; 4 – из роговообманкового гранита; 5 – из биотитового гранодиорита. 6-8 – биотиты лептитов: 6 – лептит, ур. Барсуки, 7 – лептитовидная порода, 8 – лептитовый гнейс. 9, 10 – роговые обманки: 9 – из гранодиорита, 10 – из гранита. Анализы 1, 2 – из [297], 6-8 – из [791], 3-5, 9, 10 – из [615].



Граниты – наиболее представительный породный вид ВИА. Вообще же состав кислых и средних пород крайне разнообразный. Так, Л.Г.Ткачук выделяет монцонитовые граниты, нормальные граниты, плагиомикроклиновые и аплито-пегматоидные граниты, а среди малокварцевых пород – гранодиориты, кварцевые диориты, сиенодиориты. В пределах каждого вида выделяются лейко-, мезо- и меланократовые породы. Среди гранодиоритов выделяются биотитовые и амфибол-биотитовые разновидности, а среди диоритов – роговообманковые, биотит-роговообманковые и биотитовые разности.

Биотит в гранитоидах, ввиду крайне низкой титанистости, имеет зеленовато-бурую окраску (табл. 3.8). Его глиноземистость и общая железистость в биотитовых разностях гранитоидов ( $f=55-62\%$ ) выше, чем в амфиболсодержащих ( $f=47-49\%$ ), что находится в полном соответствии с установленными ранее закономерностями [767]. Обращает внимание низкая степень окисления железа в биотите – 7-15%, не характерная для перемещенных гранитоидов. Состав биотитов отвечает породам амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фаций. О.В.Зинченко с соавторами [297] утверждают, что биотит ультраметаморфитов отличается от биотита аналогичных пород интрузивной фазы бурой в шлифе окраской, повышенными общей железистостью ( $f=62-65$  против  $52-55\%$ ) и титанистостью ( $TiO_2=3,5-3,8$  против  $1,7-2,7\%$ ). Если это так, то ультраметаморфиты должны быть более глиноземистыми и более высокотемпературными породами в сравнении с интрузивными гранитами.

Роговая обманка в гранитоидах голубовато-зеленая. При умеренной титанистости, она отличается низкой глиноземистостью, что характеризует ее как относительно низкотемпературный минерал. Состав плагиоклаза непостоянный. Наряду с плагиоклазом №№ 13-20 даже в гранитах встречается плагиоклаз №№ 40-47. Он часто зональный: ядро имеет основность №№ 40-45, оболочка – №№ 24-26. Калишпат представлен максимальным микроклин-пертитом с содержанием пертитовых вростков до 10%. В порфировидных разностях порфиробласты имеют размер до 25 мм. Двойниковая решетка разной степени совершенства. Встречаются простые манебахские двойники. По составу, высокой насыщенности калишпатовой фазы ортоклазовым компонентом калишпат отвечает нормальным гранитам амфиболитовой фации. Оптическая упорядоченность микроклина 100%. В микроклине гранодиоритов содержание альбитового компонента заметно выше – до 23%. Рентгеновская люминесценция в среднем составляет 3500 усл. ед. – это также уровень гранитов амфиболитовой фации. Кривая РТЛ гранитов имеет однопиковую форму, что говорит об одноактности процесса гранитообразования.

Содержание бария и стронция невысокое: Ва-977, Sr-25 г/т. Эти данные вполне сопоставимы с таковыми, например, новгород-волинских гранитов.

Тип акцессорной минерализации преимущественно циркон-апатит-сфен-магнетитовый [528]. Кроме этих минералов К.Е.Есипчук называет ильменит, гранат, корунд, турмалин, рутил, ортит, флюорит. Состав примесей в цирконе и апатите отличается от примесей как в коростенских, так и в житомирских гранитах. К.Е.Есипчук отмечает также, что апатит осницких гранитов характеризуется раздвоенным трендом эволюции лантаноидов, что, возможно, говорит об их гетерогенности.

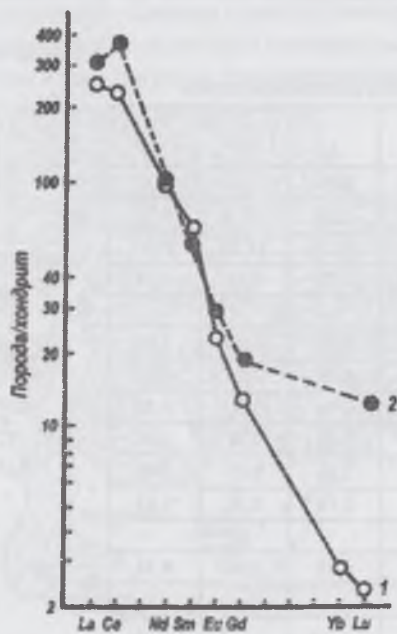


Рис. 3.6 Распределение РЗЭ в гранодиорите (1) и меланократовом граните (2) осницкого комплекса [264].

Обширная аналитика по элементам-примесям и лантаноидам имеется в монографии К.Е.Есипчука [264] и в статье Е.М. Шеремета [840]. На различных диаграммах, где связаны примеси и РЗЭ, фигуративные точки осницких гранитоидов в зависимости от их состава располагаются во всех полях, кроме поля редкометалльных гранитов. В целом кислые интрузивные породы осницкого комплекса существенно не отличаются от обычных гранитов амфиболитовой фации. Выше регионального кларка в них содержания Sc, Li, Rb, Sr, La, Ce, особенно – Ва (1186 г/т), Мо (0,9 г/т), Ве (2,9 г/т), Nb. Значительно ниже содержания V, Co, Cu. Граниты сравнительно обогащены легкими РЗЭ: La – 35-99, Се – 65-180 г/т. Содержание всех РЗЭ закономерно повышается и степень их дифференцированности возрастает от диоритов (164 г/т) до гранитов (381 г/т). При этом диориты имеют положительную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 1,7$ ), а в более кислых породах аномалия отсутствует (рис. 3.6). Гранодиорит отличается особенно низким содержанием РЗЭ. За счет изменения содержания тяжелых РЗЭ отношение  $(La/Yb)_N$  изменяется от 21,0 в меланократовых гранитах до 80,0 в гранодиоритах.

По химическому составу осницкие интрузивные граниты характеризуются нормальной и повышенной щелочностью, умеренной, иногда высокой железистостью, повышенной глиноземистостью и в целом отвечают типу апопелитовых гранитов (табл. 3.9). Гранодиориты также вполне укладываются в состав вида гранодиорит. Породы же, определенные как диорит и кварцевый диорит в соответствии с классификацией следует определять как кварцевые монцониты. Так их называл Ю.Токарский и также определял Л.Г.Ткачук. Общая особенность кислых и средних интрузивных пород – высокая степень окисления железа – 30-47% и выше.

Таблица 3.9.

## Химический состав кислых и средних пород интрузивной фации осницкого комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	75,07	71,70	70,60	67,24	65,87	65,40	62,29	62,90	63,90	72,11
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,25	0,40	0,38	0,67	0,61	0,51	0,61	0,56	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,09	15,01	15,20	14,78	14,99	18,85	17,89	16,82	16,86	13,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	1,41	0,72	1,59	3,57	1,08	2,05	2,37	2,13	
FeO	0,87	1,72	1,23	2,80	1,78	2,52	3,53	3,03	3,00	2,18
MnO	–	0,11	–	0,15	0,05	0,06	0,16	0,09	0,10	–
MgO	0,44	0,14	0,76	1,01	1,12	1,77	2,06	2,03	1,87	0,87
CaO	1,31	0,62	2,35	2,28	3,20	2,86	4,11	4,11	3,34	1,36
Na <sub>2</sub> O	3,07	3,82	4,84	5,00	2,60	2,72	5,20	3,96	4,36	3,47
K <sub>2</sub> O	4,06	4,42	3,50	3,82	5,72	2,44	1,94	3,17	3,61	4,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	0,12	0,10	0,15	–	–	–	0,10
CO <sub>2</sub>	–	0,14	–	0,29	–	–	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O	–	0,20	–	0,29	0,16	0,22	–	–	–	–
П.п.п.	0,41	0,46	0,50	0,32	0,46	0,78	–	–	–	–
Сумма	100,00	100,00	100,06	100,07	100,52	99,47	–	–	–	–
F	74	96	72	82	83	67	74	73	76	71
Fo	30	45	37	36	67	30	37	44	48	

Примечание. 1 – розовый гранит, с. Осницк; 2 – розовый среднезернистый гранит, с. Гута Быстрицкая; 3 – серый гранит, с. Осницк; 4 – порфириловидный гранодиорит; 5 – розовый амфибол-биотитовый гранодиорит, с. Чабель; 6 – розово-серый порфириловидный гранодиорит, с. Теодоровка; 7 – диорит, с. Виры; 8 – диорит, с. Томашгород; 9 – диорит, ст. Клесово; 10 – осницкий гранит, среднее из 39 анализов. Анализы 1-6 из [737], 7-9 из [615], 10 – из [676].

Если исходить из особенностей минерального состава осницких гранитов – низких титанистости биотита и дефектности калишпата, выраженной в величине ИРТЛ, то их интрузивный характер в этих особенностях не отражается. Это обычные нормальные граниты амфиболитовой фации. Некоторые особенности все же улавливаются: однопиковый характер кривой термовысвечивания, характерный для гранитов одноактного образования, высокая степень окисления, не типичная для аполелитовых гранитов и отмеченные выше особенности концентрации элементов-примесей.

Таблица 3.10

## Химический состав габброидов осницкого комплекса и вулканитов клесовской серии

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	45,20	48,44	44,78	51,12	51,16	54,02	67,28	75,54	75,46	52,47
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,84	0,42	0,53	1,32	0,49	0,41	0,13	0,13	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,48	15,00	17,68	16,21	16,66	12,80	15,40	12,50	12,55	17,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,31	4,15	7,74	4,28	3,62	7,82	2,31	1,20	0,81	4,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,02	–	–	–	–	–	–	–
FeO	9,52	8,96	8,53	8,82	7,30	5,61	2,40	0,80	1,00	5,80
MnO	0,22	0,25	0,07	0,19	0,21	0,14	0,10	0,05	0,05	0,14
MgO	9,10	7,96	5,46	4,16	4,85	4,25	1,20	0,44	0,35	4,40
CaO	11,42	9,20	10,92	6,51	7,67	6,82	2,75	0,66	0,71	7,30
Na <sub>2</sub> O	1,29	2,29	2,19	1,42	1,97	2,29	3,75	3,16	3,07	3,43
K <sub>2</sub> O	0,05	0,72	0,80	2,83	3,90	3,88	3,80	5,18	5,20	1,82
SO <sub>3</sub>	0,11	0,28	0,18	0,54	0,16	0,08	–	–	–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,22	0,02	0,05	0,55	0,13	0,05	0,08	0,38
CO <sub>2</sub>	0,19	0,17	0,10		0,17	0,08				
H <sub>2</sub> O	0,32	0,36	0,06	0,49		0,10				
П.п.п.	1,85	1,15	1,48	1,53	1,28	1,22				
Сумма	99,99	99,84	100,65	99,68	100,43	100,50				
F	61	63	75	76	70	76	80	89	84	69
Fo	33	32	48	33	33	58	49	60	45	41

Примечание. 1 – крупнозернистое лейкократовое габбро; 2 – среднезернистое мезократовое габбро, с. Ясногорка; 3 – среднезернистое мезократовое габбро, с. Бронислаака; 4 – амфиболовый мелкозернистый диорит (вировский), с. Рокитно; 5 – мелкозернистый амфибол-биотитовый диорит (вировский), с. Боровино; 6 – мелкозернистый амфиболовый диорит (вировский), с. Ясногорка; 7 – лептит риодацитового состава, среднее из 112 анализов; 8 – кварцевые порфиры, среднее из 7 анализов; 9 – лептиты риолитового состава, среднее из 24 анализов, 10 – диабазы и диабазовые порфириты эффузивной фации, среднее из 20 анализов. Анализы 1-6 из [737], 7-10 из [142].

Уран-свинцовая изохрона получена по циркону из розового лейкократового гранита с. Осницк и на сегодняшний день возраст осницких гранитов принимается равным 1995±15 млн лет [193].

Габброиды распространены в составе комплекса незначительно. Их отнесение к интрузивной серии проблематично и основано на двух особенностях этих пород: относительно крупнозернистой структуре и наличии в их составе свободного кварца. В.П.Бухарев рассматривает эти габбро как интрузивные в составе порфиритовой формации, а П.С.Веремьев [166] – как догранитные образования. Габбро – массивные, средне- и крупнозернистые породы с выделениями таблитчатых кристаллов роговой обманки размерами до 25 мм. Структура гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Хадакрсталлы – плагиоклаз и клинопироксен. Л.Г. Ткачук выделяет амфиболовое, пироксен-амфиболовое и кварц-биотит-амфиболовое габбро. Плагиоклаз имеет основность №№ 80-85. Зональный плагиоклаз содержит ядро с №№ 80-88 и оторочку № 40. Роговая обманка темно-зеленая. Судя по пойкилитовому характеру кристаллов, она является позднемагматическим минералом. Пироксен моноклинный – диаллаз. Его содержание редко достигает 20%. Для всех разновидностей габбро отмечена примесь кварца.

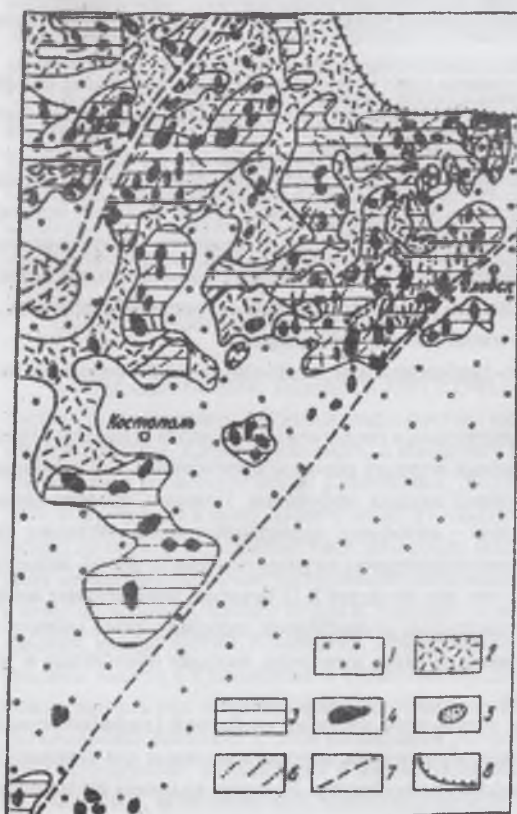
Сравнивая химические анализы габбро (табл. 3.10), мы столкнулись с таким фактом, что, согласно анализам Л.Г.Ткачука, выполненным методом “мокрой химии”, габбро намного основнее ( $SiO_2=42-48\%$ ), чем согласно анализам тех же пород из книги [615] ( $SiO_2=51-56\%$ ). В последней работе анализы приведены под названием “измененное габбро”. Тем не менее общая тенденция состава ясна: габбро имеют обычную для них магнизиальность и повышенную калиевую щелочность.

### 3.3.6.2. Вулканыты лептитовой формации.

Термин «лептитовая формация» появился в литературе по северо-западу УЩ впервые в работах А.Я.Хатунцевой, принятых по рекомендации академика Н.П.Семеновко, хотя еще раньше на сходство этих пород с лептитами Швеции указывал С.Малковский. После работ А.Я.Хатунцевой у многих геологов не осталось никаких сомнений в том, что изученные ею породы действительно являются лептитами, аналогичными породам Швеции в их классическом проявлении

В вулканической составляющей ВПА, основываясь на выводах В.П.Бухарева [142], выделяются две формации: лептитовая (дацит-риолитовая) и базальтовая (порфиритовая). В.П.Бухарев считает доказанным, что низы вулканических разрезов сложены кислыми метавулканитами, а верхи – средними и основными. Отсюда он делает вывод, что последовательность вулканизма была антидромной, не характерной для геосинклинальных зон. В.П.Бухарев обосновывает следующую последовательность вулканических событий: сначала – образование кислых вулканических пород из аппаратов трещинного типа, давших огромные массы игнимбритов, игниспумитов (пенистых лав) туфолав и других продуктов. Затем – вулканизм андезит-базальтового состава, продуктов стратовулканов. Эксплозивная деятельность сопровождалась формированием гипабиссальных интрузий габбро.

В составе лептитовой формации преобладают лептиты: они, по расчетам Л.Г.Ткачука, занимают около 30% площади распространения осницких гранитов. Более древний возраст лептитов относительно гранитов признается большинством геологов. Характерной геологической особенностью вулканитов является приуроченность лептитов к гранитам, а базальтоидов – к диоритам и гранодиоритам. Взаимоотношения гранитоидов и вулканитов часто имеют вид слоеного пирога. Например, в карьере с.



Клесов мощность слоев тех и других измеряется сантиметрами и первыми метрами. В разрезах установлена перемежаемость кислых и основных пород, совместно слагающих складки. Важно отметить, что крылья складок имеют обычно крутое падение. Из этого неизбежно следует, что граниты внедрились в породы, смятые в складки и, вероятно, претерпевшие палеотипное преобразование. А.Я.Хатунцева рассматривает лептиты с позиций контактового метаморфизма и выделяет лептиты роговиковой и гнейсовой ступеней. Авторы книги «Метаморфизм...» [770] оценивают условия образования лептитов, исходя из их регионально-метаморфической природы и относят лептиты к продуктам метаморфизма эпидот-амфиболитовой и низкой амфиболитовой фаций с температурами кристаллизации 640-670°C. По нашему мнению, такой подход не верен. Тонкозернистая структура лептитов исключает их принадлежность к гнейсовой ступени. Образование таких минералов, как эпидот, хлорит, серицит – обычное явление при палеотипном преобразовании вулканитов. Гранат, кордиерит также встречаются в кислых эффузивах, например, Карпат, а андалузит, фибролит – продукты низкотемпературных процессов кислотного выщелачивания.

Рис.3.7. Схема распространения вулканитов Полесского орогенного пояса [142].

1 – гнейсо-гранулитовый комплекс фундамента; 2 – область преимущественного развития гранитизированных пород лептитовой формации; 3 – область распространения пород андезитобазальтовой формации; 4 – амфиболитованные габброиды субвулканической фации; 5 – останцы основных метавулканитов эффузивной фации; 6 – метадиабазы дайковой фации; 7 – разломы; 8 – Припятский сброс.

Характеристика лептитов имеется в работах польских геологов и Л.Г.Ткачука, но наиболее детальное их расчленение и петрографическое описание с чисто женской тщательностью выполнено А.Я.Хатунцевой [791]. Выделены лептиты клесовского, коплицанского и вировского типов. Петрографические различия этих пород невелики..

Лептиты клесовского типа пользуются наибольшим распространением. Л.Г.Ткачуком они описаны как клесовские аплит-граниты и микрограниты. Такое определение заведомо дискуссионно: аплиты не могут быть более ранними, чем породившие их граниты. Лептиты клесовского типа розовые до темнокрасных, мелкозернистые до тонкозернистых, массивные, часто с порфировой и обычно неравномернозернистой структурой. Вкрапленники размером до 3 мм представлены кристаллами кварца и плагиоклаза № № 5-10, реже – микроклина. Минеральный состав простой: микроклин, плагиоклаз, кварц, иногда биотит. Аксессуары: циркон, гранат спессартин-альмандинового ряда, анагит, пирит, титанит, пироксен, роговая обманка, рутил, силлиманит, андалузит, ксенотим. Вторичные минералы: эпидот, серицит, гематит, карбонат, хлорит, пиррофиллит, пинит (по кордиериту). Микроструктура главным образом фельзитовая, микрогранобластовая, пойкилитовая, микрогранофировая, часто порфировая и гломеропорфировая. Биотит темный, зеленовато-бурый, низкой титанистости (около 1,5% TiO<sub>2</sub>) и железистости. От биотита пород интрузивной серии он отличается явно более высокой степенью окисления железа, что свидетельствует в пользу вулканической природы этих пород (см. табл. 3.8). Плагиоклаз в основной ткани от № 5 до №№ 20-23. Микроклин несет характерную двойниковую решетку, напоминающую шахматный альбит [791], Описан редкий случай двойникования вкрапленника микроклина – секториальный шестерник. Такие кристаллы характерны для калишпата вулканитов. Роговая обманка встречается редко; она густо-зеленая, довольно железистая.

В.Н.Борко и В.В.Демяненко [124] в розовых мелкозернистых порфиroidных фельзитах (риолитах) пгт Клесов описали специфические вариолитовые образования – литофизы или сферолоиды. Форма литофиз округлая, овальная, размеры от 10 до 100 мм, плотность распределения до 30-40 на кв. м обнажения. Они представлены несколькими видами, а суть их в том, что они отличаются от вмещающих пород либо более крупной зернистостью, либо повышенным содержанием и размерами кристаллов отдельных минералов тех же, что и во вмещающей породе. Подобные образования характерны для пород областей молодого вулканизма. Это – своеобразный продукт кристаллизации кислых вулканитов, а сами породы – палеотипно измененные вулканиты. Отмеченные образования подтверждают принадлежность вулканитов клесовской серии к вулcano-плутонической ассоциации.

Лептиты коплицанского типа отличаются от клесовских типичным для вулканитов сахаровидным обликом, а лептиты вировского типа – более светлой розовой окраской и более мелкозернистой структурой. Геллефлинты – еще более тонкозернистые породы, по составу вполне аналогичные клесовским лептитам; в них несколько больше слюды. Гранулитоподобные породы встречены только в карьере с. Заверечье. Микроклин в них почти единственный полевой шпат. В шлифах гранулитоподобных пород описаны андалузит, силлиманит, а среди аксессуаров – гранат, молибденит, флюорит. Обычны идиоморфные вкрапленники кварца. Лептитовые гнейсы (клесовские порфириты по Л.Г.Ткачуку) отличаются порфировой структурой с содержанием вкрапленников до 40%, часто в виде гломеробластовых скоплений. Вкрапленники сложены плагиоклазом № 32 и голубовато-зеленой роговой обманкой. Минеральный состав этих пород: плагиоклаз, микроклин, роговая обманка, биотит, кварц. Буровато-зеленый биотит замещает роговую обманку. По химическому составу порода отвечает трахиандезитам – кварцевым монцитонам. Л.Г.Ткачук описал включения порфиритов в лептитах.

Помимо перечисленных разновидностей, А.Я.Хатунцева описывает реликты явно эффузивных пород: кварцевые порфиры, аподеллениты (риодациты с вкрапленниками только полевых шпатов) и апокератофиры. Значение находок этих реликтов в том, что они однозначно подтверждают принадлежность клесовитов к вулканическим породам.

По химическому составу (см. табл. 3.10) почти все разновидности клесовитов, кроме порфиритов, соответствуют риолитам с отклонениями до риодацитов и трахириолитов. Общая особенность пород – устойчиво высокая сумма щелочей, преимущественно за счет калия, нередко выходящая за пределы пород нормальной щелочности. Вторая особенность – ультракислый состав многих клесовитов. На соответствующих петрохимических диаграммах составы лептитов размещаются в полях магматических пород. Нельзя не отметить общее сходство химического и минерального состава интрузивных гранитов и лептитов, в частности удивительную схожесть циркона, подтверждающие их принадлежность к одной ассоциации.

Доказательства в пользу существования лептитовой (кварц-кератофиро-диабазовой или дацит-риолитовой) формации выдвинуты А.Я.Хатунцевой. Наиболее весомые из них следующие.

Породы лептитовой формации в пределах всей Осницкой провинции однотипны, а геологические данные позволяют предположить первичную пластообразно-покровную форму их залегания. В кислых породах развиты порфировые, а в основных – реликтовые диабазовые структуры. Сохраняются реликты слабо измененных кислых эффузивов. Наконец, химизм пород вполне соответствует магматическим образованиям. Добавим сюда текстуры – литофизы, характерные исключительно для фанерозойских вулканитов и секториальные двойники микроклина. Текстурно-структурная неупорядоченность пород, которую постоянно подчеркивали А.Я.Хатунцева и другие геологи, объясняется тем, что, как полагает В.П.Бухарев, значительная масса вулканитов изначально представляла собой не покровы, а отложения кристаллотуфов, игнимбритов, вулканическую молассу и другие продукты эксплозивной деятельности, свойственные кислым эффузивам. В этом, возможно, находит объяснение и тот факт, что основные вулканиты лучше сохраняют свои первичные структуры.

Мы не можем согласиться с А.Я.Хатунцевой в том, что метаморфизм вулканитов достигал гнейсовой (амфиболитовой) ступени. Все минеральные парагенезисы, описанные ею, это – палеотипные преобразования, хорошо известные для вулканитов множества фанерозойских структур. Преувеличена, возможно, и роль процессов гранитизации. Высокая калиевая щелочность интрузивных пород объясняется вероятно, монцитонитовым исходным составом магмы.

### 3.3.6.3. Вулканы базальт-андезитбазальтовой (порфиритовой) формации.

В составе порфиритовой формации В.П.Бухарев [142] выделяет габбро-диабазы субвулканической интрузивной фации и диабазы и диабазовые порфириты эффузивной фации. К первой относятся, вероятно, габбро, рассмотренные нами в составе интрузивной серии. Породы эффузивной фации, по его мнению, изначально были распространены весьма широко, о чем свидетельствуют продукты их преобразования – диориты и грандиориты. Мы отнесем к эффузивной толще также диориты (вировские), которые Л.Г.Ткачук рассматривал в качестве включений в оснищких гранитах. При этом мы руководствуемся наблюдениями О.В.Зинченко и др. [297], согласно которым эти породы являются продуктом гранитизации диабазов.

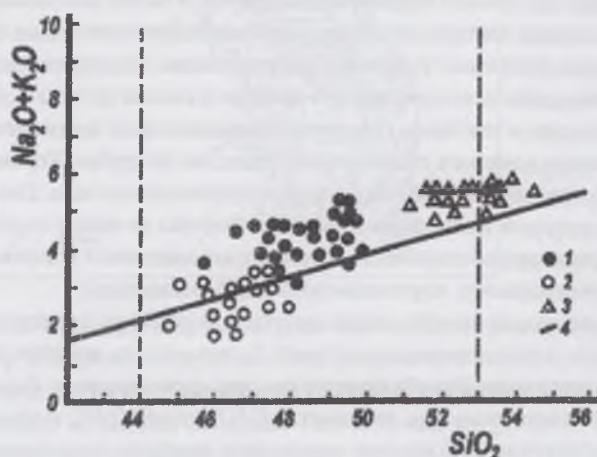


Рис. 3.8 Классификационная диаграмма для пород андезит-базальтовой (порфиритовой) формации [142].

1 – габбро-диабазы субвулканической фации; 2 – габбро и габбро-диабазы синвулканической интрузивной фации; 3 – лайки диабазов; 4 – границы статистических полей пород.

Диориты вировского типа – термин С.Малковского. Обоснование термина, нам выяснить не удалось. Специфика диоритов такова: это черные, плотные мелкозернистые породы с редкими вкраплениями плагиоклаза длиной до 10 мм. Наряду с гипидиоморфнозернистой сохраняются реликты типично диабазовой структуры. Л.Г.Ткачук отмечал, что по химическому составу эти диориты существенно отличаются от среднего диорита Дзели. Их можно назвать монцонитами. Близкими эффузивными аналогами могут быть трахибазальты и даже шошониты. Объяснить высокое содержание  $K_2O$  при низких  $SiO_2$  путем гранитизации вряд ли возможно.

Диориты вировского типа являются наиболее распространенными темноцветными породами. Они образуют включения среди оснищких гранитов размерами в первые сотни метров, а также небольшие ксенолиты. Л.Г.Ткачук выделяет роговообманковые, роговообманково-биотитовые и биотитовые диориты. Кроме плагиоклаза и названных минералов в них нередко встречается клинопироксен; указан также калишпат. Плагиоклаз нередко имеет характерную для андезитов зональную структуру: в центре – № 50, по периферии – №№ 33-40.

Диориты вировского типа отличаются от интрузивных диоритов значительно более низкой кремнекислотностью и, соответственно, более высокой мафичностью при одинаковых общей железистости и степени окисления железа (см. табл. 3.10). Общая их особенность – высокая калиевая щелочность. Последняя позволяет предположить, что вировские диориты (монцониты) являются гипабиссальной фацией интрузивных диоритов или габброидов. А.Н.Козловская считала их синхронными с габбро.

Л.Г.Ткачук, как и многие другие исследователи, придавал огромное значение явлениям гранитизации пород, включенных в граниты. Так, он считал, что минеральный и химический состав и структура вировских диоритов являются вторичными. Первичным, по его мнению, был парагенезис основного плагиоклаза с клинопироксеном. Явлениями гранитизации можно объяснить биотитизацию и амфиболитизацию диоритов, раскисление плагиоклаза, изменение структуры, но высокая калиевая щелочность не может быть объяснена с этих позиций. Она несомненно является первичной и отражает субщелочной характер многих магматических образований Северо-западного района.

### 3.3.7. Букинский комплекс

Букинский комплекс выделен в 1984 г. [901]. Уже тогда обращалось внимание на многопородный состав комплекса. В его составе были выделены чарнокитоиды состава монцонитов, гиперстеновые и роговообманковые диориты, гранодиориты, сисниты и граниты. Кроме Букинского, к комплексу были отнесены массивы Бражинецкий, Корчикский, Чарторыйский. Н.М.Костенко [392] упоминает также Саввичский, Желудковский, Толстовский и Жубровицкий массивы близкого состава. Авторы [149, 675] относят к нему Шепетовский и Смолдыревский массивы, возможно, также и Мухаревский массив. По-видимому, это далеко не все массивы такого типа: несколько массивов известны также по р. Хоморе. Геологами Житомирской экспедиции открыт целый ряд монцонит-ультрамафитовых массивов либо непосредственно связанных с Букинским массивом, либо близких к нему по возрасту, набору пород и, главным образом, по признакам «санкитоидности». Это массивы Прутовский, Железняковский, Варваровский, Каменский, Придорожный, Новоромановский, Кировский, Годыха, Шейка, Вилы и другие. Названные массивы вместе с букинскими в сущности представляют собой подразделение более высокого ранга – ассоциацию, которую можно назвать как «ультрамафит-мафит-монцонитовая ассоциация мантийно-коровых пород зоны активизации». Основанием для отнесения массивов к этой ассоциации являются: близкий возраст в интервале 1,95-2,1 млрд лет, геодинамический режим зоны активизации, локализация в зонах глубинных разломов, дискордантность и расслоенность мафит-ультрамафитовых частей массивов, монцонитовый тренд среднекислой породной составляющей. Следуя принятой стратиграфической шкале, приходится насильно разрывать естественный ряд пород, связанных рядом общих признаков, из которых наиболее выдержанными

являются наличие монцониоидов и локализация в зоне активизации. Эта ассоциация разделена на два комплекса: букинский и прutowский. К букинскому комплексу отнесены лишь массивы с преобладанием средних и кислых пород – Букинский, Варваровский, Шепетовский и Смолдыревский.

В стратиграфической схеме УЩ 1998 г. букинский комплекс вместе с прutowским помещен на одном уровне с житомирским в интервале 2000-2100 млн лет, что безусловно неверно, так как житомирские граниты прорваны породами букинского комплекса.

Все массивы букинской ассоциации как букинского так и прutowского комплексов выступают как геологически чужеродные относительно вмещающих пород тетеревской серии и гранитов житомирского комплекса. Для некоторых из них, в частности, Букинского, доказано наличие маломощных зон ороговивания, для других, например, для Варваровского массива, установлены более мощные экзоконтактовые ореолы десилификации. Породы обоих комплексов не испытали регионального метаморфизма и наложенные процессы обусловлены аутометаморфизмом.

Характернейшей особенностью букинского комплекса является ассоциация мафит-ультрамафитовых пород несомненно мантийного происхождения с коровыми образованиями среднего и кислого состава, из которых наиболее симптоматичными являются монцониоиды. В настоящее время мы относим массивы пород букинского комплекса к санукитоидам. Количественные соотношения мантийных и коровых пород в пределах массивов очень разные, но преобладают средние и кислые породы. Судя по наличию во многих массивах ксенолитов пород гранулитовой фации, в том числе гиперстен-силлиманитовых плагиогнейсов, формирование средних и кислых пород происходило на глубинном горизонте гранулитовой фации, но не глубже. Коровое породообразование было спровоцировано внедрением высокомагнезиальной андезитовой магмы санукитоидного типа. Необходимым условием для внедрения последней было существование разломов мантийного заложения. Разломы не только выполняли роль подводных каналов, но и создавали условия декомпрессии, способствовавшие выплавлению мантийной и коровой магм. Разнообразие мафит-ультрамафитовых пород, обусловлено, по-видимому, внутрикамерной дифференциацией.

Явная расслоенность фиксируется только для мафит-ультрамафитовых частей разреза интрузий. В разрезах, сложенных среднекислыми породами, части их незакономерные взаимопереходы, а расслоенность отсутствует. Та зональность, которую рисуют на геологических схемах массивов и на разрезах, сильно идеализирована. Это объясняется тем, что магма массивов, благодаря преобладающему среднему и кислому составу, обладала высокой вязкостью. Так, по расчетам С.В. Бухарева [149], вязкость монцонитовой магмы Букинского массива составляла  $10^{12}$  пуаз: это отвечает 50% степени плавления и заведомо предполагает низкую насыщенность магмы флюидами, что, в свою очередь, объясняет низкие перспективы рудоносности такой магмы. Мафитовая магма была значительно более насыщена летучими, о чем свидетельствует наличие эндоконтактовых изменений, например, возле Прutowского тела и Варваровского массива.

В настоящее время все более аргументированной становится гипотеза самостоятельной, не связанной с базальтовой, высокомагнезиальной андезитовой магмы, которая при фракционной дифференциации дает серию пород «санукитоидной свиты» [977]. Признаки санукитов наиболее четко выражены в Варваровском массиве. Монцодиориты этого массива обладают всеми признаками, типичными для санукитоидов:  $K_2O$  около 2,8%,  $SiO_2$  – 50-58%,  $MgO$  – 4-8%. Вокруг массива имеется мощная зона десилификации. Монцониоиды Букинского массива несколько менее магнезиальные:  $MgO$  – 2,4-3,2%, но по другим параметрам, в том числе по распределению РЗЭ, они вполне могут называться санукитами. Согласно изотопным параметрам, букинские монцониоиды являются мантийными образованиями.

### 3.3.7.1. Букинский массив

Букинский массив, давший название одноименному комплексу [901] является одной из достопримечательностей Украинского щита и привлекал внимание многих геологов как старого, так и современного поколений. Результаты исследования Букинского массива с использованием современной аналитики освещены в работах [149, 857], из них самое полное принадлежит коллективу авторов книги [615].

Букинский массив приурочен к пересечению Центральной и Тетеревской зон разломов и приурочен к аномалии силы тяжести, совпадающей с магнитной аномалией. Он имеет овальную форму и вытянут в северо-западном направлении на 24 км при ширине до 8 км (рис. 3.9). В разрезе массив имеет воронкообразную форму. Массив дифференцированный. По данным Л. Ф. Котвицкого [399], до глубины 1,4 км залегают диориты и габбродиориты, ниже – монцониты и монцодиориты, глубже 2 км предполагается наличие слоя дифференцированных габброидов. Донная часть сложена перидотитами и пироксенитами. Вмещающими служат метаморфические породы васильевской свиты, метаморфизованные в низкой амфиболитовой фации. Контакты массива и трахитоидность согласны с простираем вмещающих пород. Согласно последним данным [615], характер контактов массива интрузивный или тектонический. Имеются доказательства горячего контактового воздействия массива на вмещающие породы. Уже упоминалось, что в одной из скважин известного Васильевского профиля в северо-восточном контакте массива автор определил контактовый роговик состава  $ORx+Act+Bt+Pl+Qu$ . Роговик имеет мощность всего около 1 м. Авторы [615] отмечают также роговики другого состава с парагенезисами широксен-роговиковой фации. Жильных пород, связанных с массивом, кроме аплито-пегматоидных гранитов, не установлено.

Массив вмещает многочисленные ксенолиты разнообразных пород как вмещающих, так и глубинных метаморфических пород высокой гранулитовой фации. Например, хорошо известны скарноиды в виде тела мощностью до 10 м типично гранулитового состава, описанные в свое время Н.П. Щербаким [862]. С.В. Бухарев [149] упоминает также ксенолиты вулканитов основного состава. Ксенолиты пироксенитов, габброноритов являются, по-видимому, автолитами – отторженцами придонных пород ранней фазы интрузива.

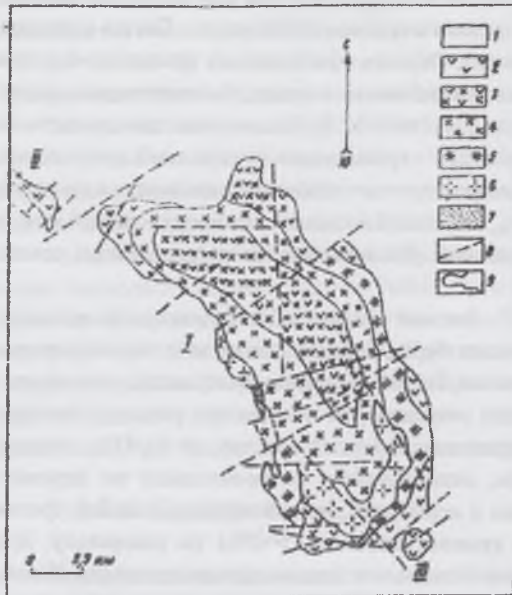


Рис. 3.9 Схематическая геологическая карта Букинского массива [615].

Породы: 1 – гнейсы тетеревской серии и мигматиты кировоградско-житомирского комплекса; 2 – габброиды и ультрамафиты; 3 – диориты и габбро-диориты; 4 – двупироксеновые монцодиориты; 5 – амфибол-биотитовые монцодиориты; 6 – кварцевые монцониты; 7 – биотит-амфиболовые граниты; 8 – тектонические нарушения; 9 – геологические границы.

Массив очень сложный для картирования ввиду постоянных взаимопереходов между разными видами пород. Идеализированная, по признанию авторов [615], схема концентрически зонального строения массива выглядит следующим образом (см. рис. 3.9). Срединную часть массива составляют наименее калиевые породы – диориты и габбродиориты. Они обрамляются двупироксеновыми монцодиоритами (йогунитами), а последние – неполными оторочками кварцевых монцонитов (мангеритов) и амфибол-биотитовых монцодиоритов. Габброиды и ультрамафиты закартированы в краевых частях массива, а также встречаются в виде ксенолитов среди монцонитоидов. Отдельными скважинами и в обнажениях встречены пироксеносодержащие граниты (чарнокиты) и роговообманковые гранодиориты. Предполагается, что массив является, по крайней мере, трехфазным: начальная фаза – ультрамафит-мафи-товая, главная

фаза – монцонитоидная, завершающая – гранит-гранодиоритовая, включая аплито-пегматоидные граниты. Полифазный характер, дополитовая форма массива, субщелочной характер пород позволяют видеть определенное сходство Букинского массива с Коростенским. Радиоизотопные данные по циркону показывают, что все виды пород букинского массива кристаллизовались в узком временном интервале –  $2000 \pm 50$  млн лет [193]. Rb-Sr изохронные датировки по пегматитам и аплитоидным гранитам равны, соответственно,  $2020 \pm 100$  и  $1930 \pm 35$  млн лет. Н.П.Щербак и др. [882] определяют возраст букинского комплекса еще точнее – 1999 млрд лет.

Мафит-ультрамафитовая серия массива представлена биотитсодержащими плагиоклазовыми лерцолитами и кортландитами, оливин- и биотит-плагиоклазовыми вебстеритами, габброноритами и габбро. При их формировании существенную роль играли процессы внутрикамерной дифференциации.

Средние и кислые породы, слагающие почти 95% площади массива, авторы [615] расчленили на три фазы. Раннюю фазу слагают пироксеновые, биотит-пироксеновые и биотит-амфибол-пироксеновые монцодиориты и кварцевые монцодиориты. Внешний облик пород типично чарнокитовый. Это – зеленовато-серые, массивные, среднезернистые породы с порфирированной,

вплоть до трахитоидной, структурами. В диоритах вкрашленники представлены плагиоклазом, в монцодиоритах – обоими полевыми шпатами. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, призматически зернистая, монцонитовая. Содержание кварца до 7%, калишпата – до 8%. Ко второй фазе авторы [615] относят биотит-амфиболовые (беспироксеновые) кварцевые монцониты. Это – серые породы, крупнозернистые, с вкрашленниками калишпата. Содержание калишпата до 30%, кварца до 20%. Заключительную фазу образуют аплито-пегматоидные двуслюдяные граниты и пегматиты: сюда же следует добавить биотит-амфиболовые гранодиориты.

Минеральный состав пород крайне непостоянный. Авторы [615] объясняют это высокой степенью дифференциации исходных магм, а по нашему мнению, это – результат неполной смесимости вследствие высокой вязкости контаминированной магмы.

Основность плагиоклаза в монцонитоидах №№ 23–43. Наблюдается как прямая, так и обратная магматическая зональность плагиоклаза, иногда – две его генерации [615]. Калишпат выступает в двух морфологических разновидностях. Крупные порфировые выделения наименее упорядочены – оптическая триклинность 0,16. В основной ткани калишпат более упорядочен – триклинность 0,33. Состав ортоклаза следующий:  $Ab_{11}-17An_{1}-2Or_{79}-86Cs_{0,7-1,3}$ . Интен-

Таблица 3.11.

Химический состав минералов из пород Букинского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	37,20	35,87	42,62	44,78	53,36	54,76	49,14	51,04
TiO <sub>2</sub>	4,96	1,22	2,12	2,86	0,24	0,00	0,36	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,58	16,43	11,11	11,29	4,19	0,28	0,88	0,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,79	3,45	5,13				0,43	3,34
FeO	15,21	17,55	15,06	14,76	12,72	23,91	30,20	9,79
MnO	0,10	0,30	0,20	0,15	0,11	0,52	1,06	0,42
MgO	13,64	11,22	8,97	11,06	15,32	17,66	15,10	11,23
CaO	–	0,70	9,82	11,56	11,80	0,72	1,30	20,74
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,30	1,28	1,45	0,63	0,02	–	0,79
K <sub>2</sub> O	9,46	8,97	1,41	1,19	0,28	–	–	0,12
H <sub>2</sub> O	–	0,23	–	–	–	–	0,58	0,04
П.п.п.	2,55	3,46	1,90	2,05	2,10	2,07	1,42	1,47
F	0,55	0,20	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,82	99,80	99,62	101,31	100,77	100,00	100,47	100,05
f.	43	52	55	41	43	43	53	33
fo	8	8	13				1	13

Примечание. 1 – биотит из двупироксенового монцодиорита, с. Новая Рудня; 2 – биотит из гранодиорита, с. Тригорье, р. Тетерев; 3 – обыкновенная роговая обманка из биотит-амфиболового кварцевого монцодиорита, с. Буки; 4 – обыкновенная роговая обманка, 5 – актинолитовая роговая обманка, 6 – куммингтонит из биотит-пироксен-амфиболового диорита; 7 – гиперстен и 8 – клинопироксен из монцодиорита, с. Новая Рудня. Анализы из [615].

сивность люминесценции полевых шпатов различна. Если для плагиоклаза она очень высокая – 37000 усл. ед., то для калишпата эта величина очень умеренная, отвечает уровню амфиболитовой фации и равна в среднем 10000 усл. ед. Состав и окраска биотита вполне согласуются с высокими температурами кристаллизации пород. Окраска изменяется от красновато-бурой в ортопироксеносодержащих породах до бурой и зеленовато-бурой в существенно амфиболовых породах. Соответственно, содержание  $TiO_2$  уменьшается с 5,0 до 1,2%, а общая железистость возрастает с 50 до 55% (табл. 3.11). По величине глиноземистости состав биотитов отвечает гранитоидам нормальной щелочности и лишь частично – гранитоидам повышенной щелочности. Ортопироксен является ведущим темноцветом монцонитоидов ранних фаз. Его железистость стабильна и находится в пределах 44-51%. Железистость биотита и гиперстена часто экстремальная – около 50%. Никаких реакционных взаимоотношений между ними не наблюдается и это свидетельствует об их одновременной кристаллизации. Для клинопироксена установлена неясно выраженная зональность; его железистость обычно 30-33%.

Таблица 3.12

Химический состав пород Букинского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	57,61	57,17	60,53	62,12	59,50	60,02	62,79	65,08
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,46	0,70	0,77	0,90	0,80	0,81	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,97	18,34	13,74	17,00	15,60	16,10	15,65	16,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	1,57	3,19	3,75	2,26	1,73	1,80	1,52
FeO	4,34	4,86	4,39	2,70	4,75	4,34	4,10	2,16
MnO	0,05	0,10	0,14	0,09	0,06	0,06	0,08	0,05
MgO	4,20	3,83	2,57	2,30	3,62	3,26	2,22	1,70
CaO	6,12	5,68	6,30	3,34	4,45	4,51	3,91	2,79
Na <sub>2</sub> O	3,22	2,86	3,38	3,51	3,39	3,61	3,60	3,92
K <sub>2</sub> O	2,40	3,51	3,64	3,52	4,16	4,53	4,75	4,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,46	0,28	0,29	0,38	0,20	0,30	0,20
H <sub>2</sub> O	0,02	0,20	0,14	0,01	–	–	–	0,06
П.п.п.	0,46	0,67	0,64	0,33	1,04	1,02	0,16	0,75
Сумма	99,51	99,71	99,64	99,66	100,11	100,18	100,17	100,09
F	64	63	75	74	66	66	73	61
Fo	42	24	42	58	32	28	30	41

Примечание. 1 – диорит, 2 – монцодиорит; 3, 4 – кварцевый монцодиорит, 5, 6 – монцит, 7 – гранодиорит, 8 – гранит. Анализы из [149].

деляющей породы нормального и субщелочного рядов, образуя непрерывный тренд. Железистость пород при этом почти не меняется и вплоть до гранитов составляет 70-76%. На диаграмме Л.С.Бородина большинство фигуративных точек состава пород располагается в поле субщелочных пород вблизи трахиандезитового тренда. Калишпат обеспечивает очень высокое содержание в породах бария – 1000-1600 г/т. Содержание элементов-примесей группы железа невысокое: Ni – 15-24, Co – 14-25, Cr – 60-90, V – 170-270 г/т.

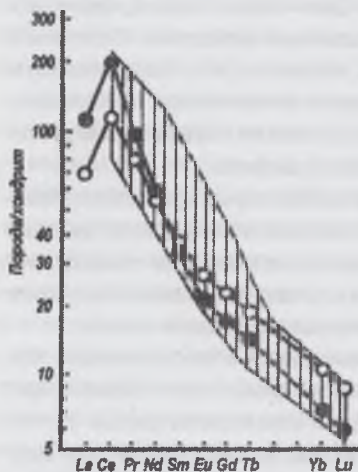


Рис. 3.10. Распределение P3Э в монцонитах Букинского плутона [615].

1 – биотит-двупироксеновый монцит, 2 – биотит-рогово-обманковый кварцевый монцит. Заштрихована область состава санукитоидов провинции Сьюлпирриор [977].

Распределение P3Э в полном соответствии с высокой калиевостью пород отличается резко дифференцированным характером за счет низкого содержания тяжелых и высокого – легких земель (рис. 3.10). Отношение  $(La/Yb)_N$  для монцонитов и аллитоидных гранитов изменяется в пределах 18-30, сумма P3Э – от 130 до 250 г/т. Отношение  $Eu/Eu^*$  близко к 1,0 (0,85-1,13) и лишь для гранитных пегматитов самой поздней фазы внедрения установлен четкий европиевый минимум,  $Eu/Eu^*=0,35$ . По характеру распределения P3Э монцонитоиды вполне отвечают типу монцо- и сиеногранитов или типу 2 по [192], особенно – высококалиевым андезитам и породам шошонитовой серии.

Авторы [615] предполагают образование средних пород Букинского массива за счет низкой степени плавления гранатовых эклогитов. Пегматиты являются остаточной фазой кристаллизации монцонитовых расплавов, чем и объясняется их европиевый минимум.

Отношение  $I_{Sr} = {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$  в апатите равно 0,7036-0,7058, примерно такое же, как в плагиоклазе.

Сравнительно высокие  $I_{Sr}$  авторы [615] объясняют двумя способами: контаминацией мантийных выплавов коровым материком либо плавлением очень древних мафитов. Нам представляется первое допущение более вероятным. Л.В.Шумлянский [857] доказывает, что первичное отношение  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$  не более 0,7020 и предполагает, что оно повышено за счет контаминации

Роговая обманка в беспироксеновых монцонитоидах бурая, высокотитанистая и высокоглиноземистая,  $f=56\%$ . В пироксеносодержащих монцонитоидах сосуществуют обычно три роговых обманки: первичная, высокотитанистая,  $f=41-43\%$ ; вторичная, актинолитовая, развивающаяся по пироксенам и первичной роговой обманке, наконец, третья – куммингтонитовая ( $f=43\%$ ) по гиперстену. Все амфиболы имеют одинаковую железистость. Кварц, как и плагиоклаз, отличается очень высокой величиной люминесценции.

Акцессорные минералы: циркон, апатит, ильменит, магнетит, сфен.

Особенности химического состава пород Букинского массива – низкая кремнекислотность (54-65 % SiO<sub>2</sub>), высокая щелочность, особенно калиевая, и относительно высокое содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и TiO<sub>2</sub> (табл. 3.12). По петрохимическим параметрам средние породы классифицируются как диориты, кварцевые диориты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты. Крайне редко встречаются составы, отвечающие сиениту и гранодиориту. На классификационной диаграмме фигуративные точки состава пород группируются по обе стороны от линии, раз-



веществом гнейсов или житомирских гранитов. По нашему мнению, веществом для контаминации могли служить только породы гранулитового фундамента, ксенолиты которых широко распространены в массиве  $E_{\text{жм}}$  по [857], изменяется в пределах от -0,4 до +1,9. Sm-Nd возраст (DM) находится в пределах 2,32-2,12 млрд лет и совпадает с Sm-Nd возрастом тетереvской серии. Это, вероятно, также следствие контаминации.

По разным геотермометрам для средних пород получен температурный интервал кристаллизации 870-730°C, причем более высокие температуры – для ранних фаз. Общее давление оценивается в 300 МПа, то есть заметно ниже давления метаморфизма вмещающих пород. Прочие характеристики условий кристаллизации вполне совпадают с параметрами для других аналогичных массивов:  $-lgfO_2$  от 13,3 до 11,7;  $P_{H_2O}/P_{\text{общ}}$  от 0,19 до 0,26 [615].

Букинский массив имеет несомненное сходство с санукитоидами, например, провинции Сьюпириор. Сходные черты следующие: зональность массива, широкая гамма пород от ультрамафитов до гранитов при преобладании монцонитоидов, высокое содержание крупноионных литофильных элементов ( $K_2O=2,4-4,5\%$ ,  $Ba=1000-1600$  г/т), повышенное содержание MgO в монцонитоидах ( $MgO=2,3-4,2\%$ , при  $SiO_2=57-60\%$ ). Отличия: сравнительно низкое содержание MgO, хотя еще допустимое для санукитоидов (например комплекс Розринг Ривер), соответственно, низкие содержания Ni и Cr, ортопироксеновый состав темноцветов против амфибол-клинопироксенового в санукитоидах, молодой возраст. Кривые распределения РЗЭ букинских монцонитов, а также и шепетовских граодиоритов полностью совпадают с кривой санукитоидов провинции Сьюпириор (рис. 3.10).

### 3.3.7.2. Варваровский массив

Варваровский массив находится в сущности в пределах Подольского блока, поскольку вмещающими породами являются граниты и мигматиты бердичевского комплекса со скиалитами метапелитовых гнейсов безезнинской свиты. Массив вскрыт в результате работ Житомирской экспедиции, изучен сравнительно немногими скважинами и описан в работе [900]. Он вытянут в субширотном направлении на 9,5 км при ширине 2,7 км; падение на юг, крутое (рис. 3.11). Массив сопровождается сателлитами – Чарторыйским, Бражинецким и другими мелкими массивами. До глубины 600 м вскрыта, вероятно, апикулярная часть Варваровского интрузива. Гравиметрические данные позволяют предполагать, что неvскрытая часть массива значительно больше: 30 x 8,5 км. Контакты массива с вмещающими породами активные.

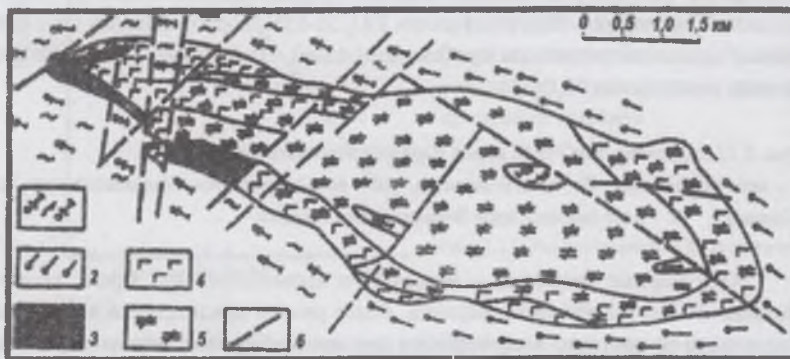


Рис. 3.11. Геологическая схема Варваровского массива [900].

1 – мигматиты и граниты бердичевского комплекса; 2 – гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые плагиогнейсы; 3 – пироксениты; 4 – габброиды; 5 – монцонитоиды (санукитоиды); 6 – разломы.

В породах массива содержатся ксенолиты и отдельные блоки вмещающих пород, а также ксенолиты пород архейского фундамента, в том числе эндербиты гайвороевского

типа и гиперстен-силлиманитовые плагиогнейсы. Это – важный факт, подтверждающий наличие гранулитового основания. Радиоизотопный возраст массива в целом определяется интервалом 1970-2010 млн лет [193].

Варваровский массив сложен мафит-ультрамафитами, монцонитоидами и эндо-контактовыми чарнокитоидами. Монцонитоиды слагают около 90% объема массива, причем среди них преобладают гиперстенные монцодиориты – украиниты (санукиты). Мафит-ультрамафитовая ассоциация представлена ортопироксенитами и плагиоклазсодержащими ортопироксенитами, реже – вебстеритами. Встречаются слюдяные перидотиты и анортозиты. Среди габброидов преобладают нориты и габбронориты, нередко кварц- и калишпатсодержащие. Чарнокитоиды слагают мощные – в десятки и сотни метров, – зоны в эндоконтактовых частях массива или вблизи крупных блоков-ксенолитов вмещающих мигматит-гранитов. Они представлены главным образом эндербитами с низким содержанием кварца (около 20%) и нередко являются кордиеритсодержащими. Массив окружен довольно мощной экзоконтактовой зоной десилифицированных и дегидратированных пород, которые в первом приближении можно назвать анортозитами (олигоклазитами) или кордиерититами. По направленности этот процесс близок к фенинизации: в породах исчезает кварц, появляется ортопироксен, а ортоклаз заменяет микроклин в гранитах.

Все породы массива имеют типично магматические структуры: гипидиоморфнозернистую, монцонитовую, пойкилитовую, крайне редко – габбро-офитовую. Важнейшими особенностями минерального состава пород Варваровского массива являются резкое преобладание ортопироксена с железистостью 15-50% над клинопироксеном и наличие в приконтактовых зонах кордиерита. Последний встречается не только в эндербитах, но и в габброидах, монцонитах и даже в пироксенитах. Примечательно отсутствие оливина. Возможно, его отсадкой в промежуточной камере обусловлено высокое содержание КЛЭ. Основность плагиоклаза в пироксенитах – №№ 70-80, в габброидах и монцонитоидах – № 50, в эндербитах – №№ – 25-30. Состав сосуществующих биотита и ортопироксена следующий: в габброноритах –  $Bt_{50}Orx_{39}$ , в монцодиоритах –  $Bt_{40}Orx_{41}$ ;  $Bt_{41}Orx_{45}$ ;  $Bt_{22}Orx_{45}$ . Температуры кристаллизации пород, рассчитанные по биотит-ортопироксеновому геотермометру Б.Г.Яковлева, находятся в пределах 790-880°C, активность кислорода высокая:  $-lgfO_2 = 11,5-12,9$  атм.

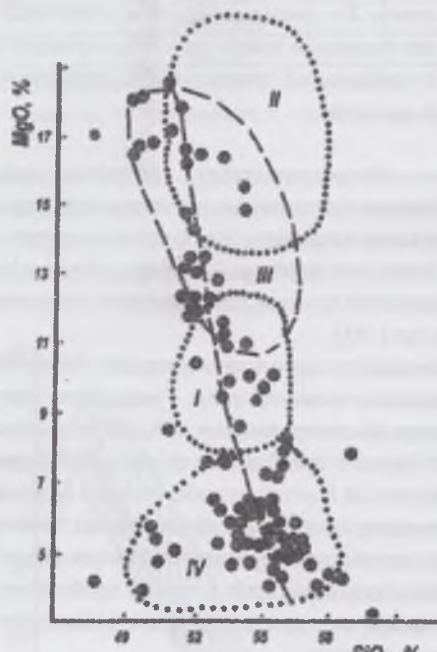
Таблица 3.13

Химический состав главных разновидностей пород Варваровского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	54,90	54,65	53,04	51,95	55,98	56,40	56,26	53,9	56,07
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,59	0,89	0,19	0,85	0,80	0,70	0,5	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,87	12,71	15,13	7,07	15,10	14,41	15,95	13,5	14,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	1,33	3,97	4,66	2,29	1,77	4,07	—	—
FeO	7,84	7,84	5,78	7,94	6,05	6,01	5,60	9,4	7,08
MnO	0,16	0,16	0,13	0,40	0,13	0,10	0,13	—	0,12
MgO	9,56	8,64	5,33	14,30	5,66	4,87	5,49	11,4	6,85
CaO	8,16	6,78	9,16	9,86	6,32	7,12	5,01	8,5	7,65
Na <sub>2</sub> O	1,96	2,73	3,32	1,12	3,68	3,32	3,59	1,6	4,04
K <sub>2</sub> O	1,96	1,62	1,24	0,27	2,83	2,69	1,21	1,2	2,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,17	0,37	0,02	0,32	0,23	0,49	—	0,36
SO <sub>3</sub>	0,35	0,08	0,24	0,27	0,05	0,083	0,62	—	—
H <sub>2</sub> O	0,14	0,23	0,10	0,20	0,10	0,08	0,22	—	—
П.л.п.	2,15	3,17	0,99	1,56	0,62	1,82	1,02	—	—
Сумма	100,01	100,70	99,69					—	
F	49	52	64	48	63	62	64	45	
Fo	13	14	41	37	27	23	42		

Примечание. 1-2 – пироксениты; 3, 4 – габброиды; 5, 6 – монцодиориты; 7 – эвдербит; 8 – состав расплава, образующегося при контаминации архейской коры перидотитовым коматитом [828]. 9 – средний состав санукитоидов провинции Сьюпириор [977].

MgO – 9-18% и с железистостью около 60% и MgO от 4 до 8%. К последним относятся монцонитоиды и чарнокитоиды. На диаграмме MgO–SiO<sub>2</sub> (рис. 3.12) они занимают поле санукитоидов. При содержании SiO<sub>2</sub> 51-55%, породы первого типа близки к бонинитам, а второго – к высокомагнезиальным андезитам островных дуг (санукитоидам). От бонинитов они отличаются высоким содержанием K<sub>2</sub>O, а от коматитов низким отношением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Рис. 3.12 Диаграмма MgO–SiO<sub>2</sub> пород Варваровского массива.

I – поле марианитов, II – поле бонинитов, III – поле марианитов и бонинитов дуги Тонга-Кермадек, IV – поле санукитоидов Варваровского массива.

Акцессорные минералы – ильменит и хромшпинелиды. Среди хромшпинелидов установлены две генерации: более ранняя представлена высокомагнезиальными хромитами, характерными для ксенолитов мантийных перидотитов в кимберлитах, более поздняя – низкомагнезиальными хромитами. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, пирротинном и арсенопиритом. Содержание никеля в породах не превышает 0,1%. Имются проявления золота.

Варваровский массив в соответствии с критериями, разработанными Н.М.Чернышовым [828], рассматривается нами как мезоабиссальная, полифазная, камерно-дифференцированная, расслоенная интрузия высокомагнезиальной магмы. Вскрыта только мезоабиссальная часть массива, о чем свидетельствует наличие гипабиссальных структур в породах и гранит-порфирах. Есть все основания полагать, что на глубине Варваровский массив имеет намного более магнезиальный породный состав, большие размеры и общее со своими сателлитами магматическое основание. Массив контаминирован большим объемом корового материала, как это видно из сравнения с анализом 8, табл. 3.13. Контаминации, вероятно, способствовали турбулентный характер течения магмы, о чем свидетельствуют отсутствие зон закалки, и насыщенность пород MgO и K<sub>2</sub>O.

Варваровский массив является аналогом Елань-Вязовского плутона Воронежского массива, а также таких плутонов, как Бушвельд, Садбери, Стиллутер и других, несущих сульфидно-никелевое и платиновое оруденение. Общие черты с Елань-Вязовским плутоном такие: наличие разнообразных ксенолитов, преобладание основных и средних пород над ультрамафитами, ортопироксена над клинопироксеном, малая роль оливина, наличие модальных кварца и калишпата, хромшпинелидов разной глубинности, повышенные содержания MgO, SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, близкий возраст и др. Отличие обусловлено тем, что на пути внедрения магмы Елань-Вязовского массива были породы гранит-зеленокаменных структур, за счет которых магма насыщалась Ni, а Варваровского – гранулитовый фундамент.

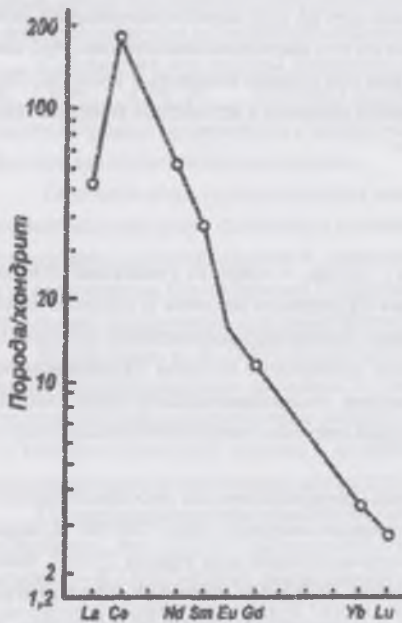
Интрузив является скрыто и явно расслоенным, о чем свидетельствуют многочисленные слои кумулятов, по минеральному составу отвечающих почти всем видам слагающих интрузив пород. Чаще всего встречаются кумуляты состава плагиопироксенитов, реже – кварц-содержащего норита, монцодиорита, анортозита (андезинита), горнблендита, гранат-кордиеритового чарнокита и даже кордиеритита. Кумуляты приурочены чаще всего к лежащему боку интрузива, но встречаются внутри и даже вблизи висячего бока (антикумуляты).

По петрохимическим характеристикам большинство пород массива относится к группам средних и основных пород (табл. 3.13). Несмотря на заметное содержание модального калишпата, в поле субщелочных пород попадает не более 10% составов: это обусловлено высокой основностью плагиоклаза. Соотношения породообразующих оксидов отличаются нелинейностью, что вообще характерно для конта-минированных интрузивов [828]. Выделяются два типа составов: с железистостью около 45% и содержанием

Вместе с тем нельзя не отметить явное петрохимическое сходство средних пород Варваровского массива с санукитоидами провинции Сьюпириор, Канада [977], Балтийского щита [822] и других регионов. Главная петрохимическая особенность санукитоидов – высокое содержание крупноионных литофильных элементов (прежде всего калия), повышенные кремнекислотность ( $\text{SiO}_2=52-58\%$ ) и магнезиальность ( $\text{MgO}=4-8\%$ ). Отличие пород Варваровского массива от типичных санукитоидов – существенно ортопирексеновый состав пород и более молодой возраст. По аналогии с санукитоидами [977] можно предположить, что первичная магма имела состав высокомагнезиальных андезитов, которые, в свою очередь, являются выплавкой из метасоматизированной перidotитовой мантии. Повышенная калиевоcть пород объясняется изначальной обогащенностью мантийной магмы литофильными элементами, поскольку гранулиты нижней части коры бедны калием. Мафиты и ультрамафиты являются продуктом внутрикамерной дифференциации андезитовой магмы.

### 3.3.7.3. Шепетовский массив

Шепетовский тип гранодиоритов выделен Н.И.Безбородько в 1929 г. Наиболее полное описание массива принадлежит С.В.Бухареву [149]. Основанием для отнесения массива к букинскому комплексу являются структурное положение, состав ксенолитов и наличие монцонитов. В книге [193] Шепетовский массив отнесен к кировоградско-житомирскому комплексу.



Шепетовский массив представляет собой овальной формы интрузив, вытянутый в суб-меридиональном направлении, площадью 350 кв. км. Он сопровождается рядом более мелких тел. Массив приурочен к границе Подольского и Волынского блоков и, соответственно, вмещающими на юге служат породы днестровско-бугской серии и бердичевского комплекса, а на севере и востоке – породы новоград-волынской толщи тетеревской серии и житомирского комплекса. Пограничное положение массива обуславливает неоднородность его петрографического состава. В южной части массива преобладают гранодиориты букинского типа. Темноцветные минералы в них – красно-бурый биотит, буровато-зеленая роговая обманка и реликты гиперстена ( $f=61\%$ ), замещенного биотитом. Гранодиориты содержат многочисленные ксенолиты как глубинных гранулитовых, так и вмещающих пород, а также габбро-диабазов и метапорфиритов. Монцонитоиды – габбромонцониты и монцониты, – образуют изометричные тела диаметром до 2 км среди гранодиоритов и за пределами массива.

Рис. 3.13. Распределение РЗЭ в шепетовском гранодиорите [264].

Химический состав пород Шепетовского и Смолдыревского массивов

Оксиды	1	2	3	4	5	6
$\text{SiO}_2$	58,50	55,29	64,50	62,21	57,61	62,23
$\text{TiO}_2$	0,98	0,91	0,51	0,89	1,00	0,65
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,98	15,61	16,09	15,23	15,96	16,73
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,87	2,52	0,88	1,94	1,88	2,47
$\text{FeO}$	5,13	5,70	3,84	3,84	5,42	3,85
$\text{MnO}$	0,10	0,13	0,08	0,09	0,11	0,11
$\text{MgO}$	4,42	4,22	2,03	2,94	4,40	2,70
$\text{CaO}$	5,30	6,01	2,59	2,93	5,33	3,26
$\text{Na}_2\text{O}$	4,00	3,34	3,47	2,96	3,90	4,00
$\text{K}_2\text{O}$	3,12	3,39	3,84	4,95	4,10	3,40
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,50	0,33	0,20	0,44	0,60	0,33
Сумма	99,90	97,45	98,03	98,42	100,31	99,73
F	62	66	70	67	63	70
Fo	27	31	19	34	26	39

Примечание. 1-4 – Шепетовский массив. 1 – монцонит, 2 – монцонит, 3 – гранодиорит, 4 – гранодиорит. 5, 6 – Смолдыревский массив. 5 – монцонит, 6 – гранодиорит. Анализы из [149].

Таблица 3.14.

С.В.Бухарев [149] сопоставляет их с монцонитами Букинского массива. Структура монцонитов порфиroidная, основной ткани – монцонитовая, пойкилитовая. Порфиroidные вкрапленники сложены плагиоклазом №№ 47-38 с прямой зональностью. Состав монцонитов: Pl – 55-65, Or – 10-20, Орх ( $f=51-56\%$ ) – 15, СРх – 1, Нbl – 3-10, Vt – 5-9, Qu – 5-10%, циркон, апатит, титаномагнетит, ильменит, магнетит.

В северной части массива преобладают порфиroidные биотит-роговообманковые гранодиориты с типично амфиболитовой ассоциацией минералов; реликты пироксенов в них не установлены. Ксенолиты метаморфических пород отсутствуют, есть только дайковые будинированные тела диабазовых порфиритов. В эндоконтактах массива отмечены зоны закалки. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон, магнетит. Для апатита определены  $1^{\text{Sr}} = 0,7068-0,7145$ .

По химическому составу (табл. 3.14), все породы отвечают субщелочной серии: монцонитам и кварцевым монцонитам, а гранодиориты – кварцевым сиенитам и кварцевым монцонитам. С.В.Бухарев дает следующие геохимические данные для гранодиоритов южной и северной частей массива, соответственно: K/Rb-373 и 286, Rb/Sr-0,26 и 1,40; Rb-99 и 140; Ba-540 и 163; Sr-380 и 100; La-45 и 30; Ce-70 и 60 г/т.

По циркону из шепетовских гранодиоритов имеются две изохронных даты:  $2065 \pm 25$  (с. Рудня Новенькая) и  $2000 \pm 5$  млн лет (с. Судилков) [193, 676]. Авторы [193] делают вывод, что формирование Шепетовского массива было многофазным и происходило в интервале 2070-2000 млн лет. Такой вывод вполне подтверждается также различиями пород в составе массива.

Распределение РЗЭ четко дифференцированное и не отличается от такового в санукитоидах.

### 3.3.7.4. Смолдыревский массив

Массив по-видимому, внедрен в новоград-волынскую толщу. Он имеет северо-восточное простирание и площадь около 60 кв. км. Н.И.Безбородько сопоставлял его с шепетовскими гранодиоритами. В составе массива преобладают амфибол-биотитовые гранодиориты, менее развиты диориты и монцодиориты, аналогичные букинским (см. табл. 3.14). По данным В.И.Потаренко, в составе массива установлены тела габброидов и ксенолиты метаморфитов.

### 3.3.8. Прутовский комплекс

Прутовский комплекс – объединение, по нашему мнению, формальное. Он объединяет Прутовское интрузивное тело, массивы Годыха, Железняки, Каменский, Новоромановский, Кировский, Шейка и ряд других тел, характеризующихся резким преобладанием мафитов и ультрамафитов над средними и кислыми породами. Каждое из тел настолько своеобразно, что следовало бы отдельно выделить прутовский, каменский и железняковский комплексы, как это делают некоторые геологи. Общей чертой большинства массивов прутовского комплекса (кроме самой Прутовки) является наличие в их составе монцитонитоидов, вследствие чего возникает соблазн считать их производными санукитоидной магмы.

#### 3.3.8.1. Прутовское интрузивное тело

Прутовское интрузивное тело, как называют его [677], а по другим авторам – дайка, – открыто геологами Житомирской экспедиции в 1987 г. при проведении глубинного геологического картирования Букинского массива и впервые описано Н.М.Костенко и Л.Ф.Котвицким [395]. Его всестороннее петрологическое исследование выполнено коллективом авторов [687]. Как считают эти авторы, Прутовское тело – наиболее значительное медно-никелевое проявление на всем Украинском щите. Н.М.Чернышов с соавторами [829] отнесли Прутовское тело к прототрапшовой формации, геодинамическому этапу стабилизации платформы, к зонам тектоно-магматической активизации. Тип рудно-магматической системы предположительно дулутско-норильский.

Прутовское тело примыкает к северо-западному замыканию Букинского массива. Морфологически оно представляет собой sillоподобную залежь, вытянутую в северо-западном направлении на 3 км. Истинная мощность тела 130-160 м, падение северо-восточное под углами 23-35°.

Таблица 3.15.

Химический состав некоторых разновидностей пород и минералов Прутовского тела по скв. 69 [677].

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	45,60	48,90	44,90	37,74	48,00	45,89	45,35	35,65	49,83
TiO <sub>2</sub>	0,76	1,80	1,31	2,85	1,10	1,24	1,13	0,04	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,90	9,50	18,49	6,46	20,32	17,01	16,98	0,01	2,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,36	1,40	1,14	2,20	2,50	1,90	3,66		
FeO	9,20	9,20	10,87	26,90	6,00	10,27	9,90	39,70	10,74
MnO	0,21	0,21	0,17	0,42	0,11	0,18	0,15	0,57	0,20
MgO	10,50	10,10	9,10	11,80	5,10	7,99	8,91	23,80	13,85
CaO	9,00	15,40	9,90	5,70	13,10	10,98	9,20	0,21	21,33
Na <sub>2</sub> O	2,40	1,58	2,13	1,80	2,30	2,17	2,36	–	–
K <sub>2</sub> O	0,32	0,80	0,40	0,56	0,40	0,41	0,43	–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,30	0,35	0,89	0,20	0,28	0,41	–	–
S	0,26	0,04	0,08	0,38	0,05	0,30		–	–
CO <sub>2</sub>	0,37	0,34	0,54	0,45	0,27	0,52		–	–
H <sub>2</sub> O	0,20	0,07	0,12	0,50	0,07	0,18		–	–
П.п.п.	1,83	0,76	0,12	1,05	0,30	0,67		–	–
Сумма	99,96	100,38	99,58	99,51	99,80	99,84		100,07	99,55
F	51	51	57	71	63	61	61	49	31
Fo	13	13	9	7	29	16	27		

Примечание. 1-6 – габброиды, 7 – средний химический состав Прутовского тела. Минералы: 8 – оливин и 9 – клинопироксен из оливинового габбро, скв. 67. Анализы 1 – 6, 8, 9 – из [677], 7 – из [549].

Южными породами являются плагиомигматиты и метаморфиты тетеревской серия. Тело приурочено к пересечению Красногорско-Житомирской зоны разломов и Тетеревского линейamenta.

Прутовское тело имеет видимую и скрытую расслоенность. Последняя выражена в изменении количественных соотношений темноцветных минералов и их железистости.

Согласно [677], непосредственно висячем эндоконтакте залегают метасоматически измененные габброиды, превращенные в хлорит-серпентин-гальк-актинолит-плагиоклазовую породу. Следующую снизу зону слагает ритмическое чередование лейкогабброидов с субофитовыми структурами, оливиновых габброноритов, норитов, гиперитов, троктолитов, габбро. Ниже следует расслоенная толща мелкозернистых габбро, оливиновых габбро, габброноритов, которые чередуются с крупнозернистыми и пегматоидными породами аналогичного состава, нередко с апатит-ильменит-титаномagnetитовой минерализацией. В контакте пегматоидных и субофитовых габброидов находится обычно маломощная зона кварцевых габброидов.

В составе нижней толщ преобладают массивные мелкозернистые субофитовые оливиновые габбро. Нижняя эндоконтактная толща сложена оливиновыми габбро, габброноритами и рудными габброидами с сульфидно-никелевой минерализацией. Породы верхней и нижней эндоконтактных зон амфиболитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы. Вмещающие породы нижнего экзоконтакта базифицированы и также несут сульфидное оруденение.

Оливиновый лейкогаббронорит имеет порфиновую структуру за счет фенокристов оливина и плагиоклаза. Парагенезис:  $Pl_{69-67} Ol_{34} Opx_{27-30} Cpx_{21}$ . Авторы [677] характеризуют эту породу как орто- или мезокумулит. Кумулятивными минералами являются оливин и плагиоклаз, а интеркумулюс – пироксен и плагиоклаз. Кристаллизация осуществлялась в интервале температур 1220-1030°C в окислительно-восстановительных условиях, близких к буферу NNO. Габбро нижней толщ имеет несколько более высокую железистость пироксенов и оливина. Пегматоидные габбро контактируют с мелкозернистыми габброидами через маломощные зоны биотит- и амфиболсодержащих кварцевых габбро и габброноритов. Пегматоидное габбро имеет более меланократовый состав и темноцветы более высокой железистости –  $Cpx_{47-35} Opx_{46} Ol_{46-57} Bt_{48} Hbl_{43} Pl_{50-53}$ . Поскольку кристаллы оливина и авгита зональные, порода рассматривается как ортокумулит. Интервал субсолидных температур 1290-720°C,  $P_s = 520$  МПа.

Меланократовые габброиды тяготеют к эндоконтактной зоне лежачего бока и представлены маломощными прослоями оливиновых мелагабброноритов, габбро, троктолитов и гарризитов. Термин гарризит (garrisite) означает троктолит, в котором оливин имеет ветвистый габитус и его кристаллы ориентированы вкрест расслоенности [353]. Здесь, по-видимому, этот термин неприемлем.

Слагающие эти породы минералы имеют состав:  $Ol_{21-31} Opx_{21-26} Cpx_8 Pl_{75-63}$ . В гарризидах темноцветы более магнезиальные:  $Ol_{21-31} Opx_{21-26} Cpx_8 Pl_{75-63}$ . Интервал кристаллизации гарризитов 1490-880°C, троктолитов – 1240-890°C. Непосредственно в контакте габброиды превращены в хлорит-серпентин-тремолит-плагиоклазовую породу, обогащенную сульфидами и ильменитом. Плагиоклаз остается неизмененным.

Типичные зоны ороговивования вмещающих пород, характерные для даек, здесь отсутствуют [677]. Вместо них имеются приконтактные зоны, сложенные специфическими диоритоподобными породами с гломеробластовой структурой. Гломеробласты сложены роговой обманкой, клинопироксеном, биотитом, плагиоклазом, а интерстиции выполнены кварц-по-левошпатовым гранофиром. По-видимому, внедрение Прутовского тела происходило в довольно нагретые породы и привело к частичному плавлению вмещающих плагиомигматитов.

В.Г.Молявко и др. [549] обосновали механизм гипабиссального происхождения Прутовского массива при отсутствии конвективного перемещения расплава. По их данным, в вертикальном разрезе тела существует симметричная зональность в распределении породообразующих элементов, обусловленная двумя фронтами охлаждения: от кровли и подошвы тела к центру, где концентрировались летучие и легкоплавкие компоненты, давшие пегматиты и гранитоиды. Скрытая и ритмическая расслоенность создана по механизму концентрационного охлаждения.

По петрохимическим характеристикам (табл. 3.15) породы Прутовского тела отвечают практически всем видам семейства габброидов. Все породы характеризуются устойчиво низкими для габброидов величинами  $SiO_2$ , обычно в пределах 44-49%, низкими –  $K_2O$  (0,3-0,6%), умеренными и повышенными значениями  $TiO_2$ ,  $MgO$  и высокими –  $Al_2O_3$ . Большая часть составов относится к калиево-натриевой серии умеренно- и высокоглиноземистых пород. Сочетание относительно низких содержаний  $SiO_2$  с умеренными  $MgO$  и высокими –  $Al_2O_3$  не вполне обычно, тем не менее эти породы можно отнести к производным толетовой магмы с небольшим субщелочным уклоном. На соответствующих диаграммах фигуративные точки составов габброидов располагаются непосредственно на границе с полями шикробазальтов и субщелочных базальтов. В составе пород Прутовского тела нет минеральных признаков “монцитности” как во многих других массивах букинского комплекса и нет достоверных доказательств их прямой связи с Букинским массивом, однако два параметра – низкая кремнекислотность и несколько повышенная щелочность пород такую возможность допускают.

Породы Прутовского тела детально изучены разными радиоизотопными методами: изохронным уран-свинцовым, рубидий-стронциевым и калий-аргоновым. Н.П.Щербак и др. [872] определяют возраст прутковского комплекса в 1999 млрд лет. Авторы приходят к выводу, что формирование Букинского, Прутовского и Железняковского массивов происходило в один этап тектоно-магматической активизации в период 1930-2100 млн лет. Это дает вполне достаточные основания рассматривать ассоциацию этих, и, добавим, вероятно, всех других массивов прутковского и букинского комплексов как единую петрогенетическую систему. Н.М.Чернышев с соавторами [872] относит Прутовское тело к прототрапцовой формации, сформировавшейся в этап прогрессирующей стабилизации платформы и приуроченной к зоне тектоно-магматической стабилизации. Оно сопоставляется с комплексами ритмично-расслоенных плутонов типа Бушвельд и Великая дайка.

Сульфидное медно-никелевое оруденение Прутовского тела относится к ликвационному типу и нередко пространственно совмещено с апатит-титаномагнетитовой минерализацией. А.Я.Каневский с соавторами [332, 333] обосновывает другую точку зрения: по его мнению, медно-никелевые проявления являются эпигенетическими образованиями.

### 3.3.8.2. Массив Годыха

Описание массива дается по неопубликованным материалам Б.Л.Высоцкого и С.Н.Цымбала. Шлифы просмотрены автором. Ввиду слабой изученности массива, приведенные данные следует рассматривать как предварительные.

Годыхинский массив расположен в юго-западной экзоконтактной части Букинского массива и является его сателлитом. Массив имеет овальную форму, вытянут на северо-запад. Контакты крутые. Юго-западный контакт падает под массив. Размеры массива 1,1х0,8 км, расчетная вертикальная мощность – 800 м. Л.Ф.Котвицкий, на основании геофизических данных,

предполагает наличие в нижней части тела связи с Букинским массивом. Вмещающими породами служат плагиомигматиты бердичевского комплекса. Как и Варваровский, Годыхинский массив находится в пределах Подольского блока. Установлено проникновение жил габброноритов массива во вмещающие породы.

Химический состав минералов из пород массива Годыха

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	39,48	37,74	37,61	37,72	56,36	55,14	55,25	55,52	56,93
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,03	0,03	0,01	0,17	0,06	0,23	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	2,01	1,19	1,03	1,33	1,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	—	—	—	0,48	0,28	0,07	1,32	0,44
FeOΣ	16,53	16,97	29,02	29,11	10,01	12,77	15,04	10,96	3,18
MnO	0,23	0,19	0,41	0,42	0,27	0,28	0,03	0,17	0,04
MgO	43,94	44,72	32,35	32,45	30,11	28,80	26,53	29,95	23,49
CaO	0,02	—	0,18	0,18	0,77	1,20	1,36	0,84	14,21
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,21
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	00,15
NiO	0,08	0,11	—	—	0,06	0,02	—	0,01	—
ZnO	0,011	0,06	—	—	0,01	—	—	—	0,08
Сумма	100,35	99,81	99,60	99,91	100,10	99,85	99,67	100,35	100,08
F, f	20	17	34	33	16	20	24	17	7
Fo, fo									

Примечание. Минералы: 1-4 – оливин; 5-8 – ортопироксен; 9 – пижонит. Вмещающие породы: 1, 2, 5 – лерцолит; 3, 7 – горнблендит; 6 – вебстерит; 8, 9 – вебстерит; 4 – кварцевый диорит. Коллекция С.Н. Цымбала

вин почти полностью серпентинизирован. По его реликтам установлена f=17-20% (табл. 3.16). Вокруг оливина изредка встречаются оторочки клинопироксена. Ортопироксен (f=16-18%) и клинопироксен как правило замещены тремолит-актинолитовым амфиболом. Почти всегда перидотиты содержат в количестве до 15% флогопит, обычно хлоритизированный.

Химический состав пород массива Годыха, скв. 84.

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	37,66	48,30	49,50	46,20	49,30	47,30	49,60
TiO <sub>2</sub>	—	0,38	0,15	0,75	0,50	0,50	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,17	8,89	5,98	21,50	18,90	19,50	20,50
FeOΣ	12,80	13,60	11,60	11,60	10,80	14,80	7,18
MnO	0,10	0,12	0,09	0,05	0,05	0,06	0,05
MgO	28,20	15,10	26,50	2,10	3,60	3,76	5,60
CaO	5,32	7,56	3,50	11,06	9,24	7,42	8,40
Na <sub>2</sub> O	0,60	1,20	0,60	3,20	3,00	2,60	3,60
K <sub>2</sub> O	0,60	1,00	1,00	1,00	2,20	1,20	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,16	0,20	0,70	0,66	0,69	0,77
H <sub>2</sub> O	0,73	1,27	0,08	0,13	0,17	0,18	0,56
П.п.п.	9,05	2,78	0,27	0,38	1,47	0,21	2,22
Сумма	100,50	100,40	99,40	100,60	100,20	99,30	99,90
F	31	34	31	76	63	69	42

Примечание. 1 – гарцбургит, гл. 65,0; 2 – горнблендит, гл. 18-5,0; 3 – вебстерит, гл. 130,0; 4 – диорит (габбронорит) – гл. 296,0; 5 – кварцевый диорит, гл. 245,0; 6 – кварцевый диорит (габбронорит), гл. 325,5; 7 – монцодиорит (ортоклазовый габбронорит), гл. 75,0. Коллекция С.Н. Цымбала.

блиц плагиоклаза. Однако, в соответствии с минеральным составом их следует именовать диоритами, монцодиоритами и даже кварцевыми диоритами. Актинолит замещается ярко-зеленой роговой обманкой. Эти породы можно назвать ортоклазовыми, кварцсодержащими, амфиболлизированными и т.д. габброноритами.

Таблица 3.16.

В плане массив имеет неясно выраженное концентрически зональное строение. Ядро массива – около 50% площади, – слагают гарцбургиты, которые окружены лерцолитами. Концентрическое строение подчеркивается маломощными дугообразными телами диоритов. В вертикальном разрезе (скв. 84) обнаруживается расслоенность массива. До глубины 150 м разрез сложен чередованием перидотитов и пироксенитов с редкими прослоями монцодиоритов. На глубине 150-200 м залегает переходная зона горнблендитов, которые сменяются габброноритами (монцодиоритами), вскрытыми до глубины 320 м. Характерной особенностью пород массива является наличие оливина и калишпата в основных членах и значительная измененность пород вследствие автометаморфизма.

Перидотиты представлены гарцбургитами и лерцолитами, пироксениты – вебстеритами и плагиоклазсодержащими вебстеритами.

Перидотиты сильно изменены. Оли-

Таблица 3.17

вин содержит ортопироксен с f=20%, клинопироксен, флогопит с f=14%, сравнительно свежий оливин, а плагиоклазсодержащий вебстерит – также и ортоклаз в виде тонкого мезопертита. В составе вебстерита скв. 84, гл. 107,0 м установлен пижонит с f=7,1% (табл. 3.16).

Горнблендит имеет состав: Hbl – 50, Орх – 15, СРх – 2, О1 – 10, Вt – 15, Pl – 5, Act – 5%. Нередко содержит свежий оливин, f=33,8% с тонкой оторочкой клинопироксена. Первичная роговая обманка светло-бурая, вторичная – по пироксенам и роговой обманке – светло-зеленая. Биотит светло-бурый, явно наложенный. Плагиоклаз №№ 30-40.

Породы, определяемые по химическому составу как габбронориты, но минеральному составу являются в сущности меладiorитами или монцодиоритами. Их обычный состав: Pl №№ 50-60 – 70, Hbl – 15-25, Орх – 2-10, Вt – 10-15%. Нередко присутствуют калишпат в количестве до 10%, кварц – до 10%. В одном случае установлен оливин с f=33,5%. Можно выделить два не различающихся по химическому составу вида диоритов. Один – “первичный” диорит с буровато-зеленой роговой обманкой, которая замещается зеленой роговой обманкой. Плагиоклаз нечетко зональный с плохими двойниками. Второй вид диоритов – несомненно вторичный, образуется за счет изменения габброидов. В нем наблюдается обширное замещение пироксенов актинолитовой роговой обманкой, но сохраняется призматически зернистая структура за счет та-

В ильмените таких диоритов С.Н.Цымбал установил микровключения ортопироксена с  $f = 46,4\%$ , кальцита и кварца.

В соответствии с химическим составом (табл. 3.17) все имеющиеся в нашем распоряжении породы принадлежат к ультраосновным и основным. Некоторые из них можно относить к субщелочным породам.

Для пироксенитов и перидотитов, соответственно, определены следующие средние содержания элементов-примесей, г/т: Ni – 261 и 382; Co – 101 и 95; Cr – 959 и 1428; V – 143 и 46; Zr – 92 и 41; Ba – 350 и 182; Nb – 12 и 8; La – 30 и 29; Cu – 39 и 24.

В пироксенитах массива установлено содержание золота до 11,83 г/т [394].

### 3.3.8.3. Массив Железняки

Массив находится у юго-восточной окраины Букинского массива и, возможно, на глубине также соединяется с ним. По мнению Н.М.Костенко [395], он сформирован автономно относительно Букинского массива, но из одного и того же расплава одновременно с его первой фазой. Вместе с другими небольшими массивами – Годьхой, Придорожным, Шейкой он приурочен к кольцевой зоне разлома вдоль южного контакта Букинского массива, который фиксируется в виде небольших гравитационных и магнитных аномалий [677]. Массив имеет овальную в плане форму, вытянутую в субмеридиональном направлении. Размеры 0,8 x 1,5 км. В разрезе форма массива воронкообразная; с глубиной контакты выполаживаются и падают в сторону Букинского массива. Предполагаемая вертикальная мощность 800 м. На наличие ксенолитов указаний нет

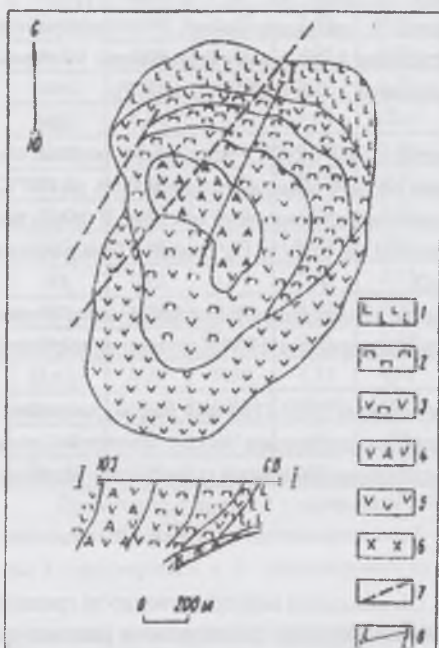


Рис. 3.14. Схематическая геологическая карта и разрез Железняковского никеленосного интрузивного тела [677].

Породы: 1 – перидотиты, плагиоперидотиты; 2 – пироксениты; 3 – меланогаббро, меланогаббронориты, габбропироксениты; 4 – амфиболовые меланогаббронориты и меланогаббро, шприсгеймиты, кортландиты; 5 – габбронориты, габбро; 6 – диориты и монцодиориты букинского комплекса. 7 – тектонические нарушения; 8 – линия разреза.

По описанию [677] массив имеет явно расслоенное строение с преобладающей ролью основных пород – габброноритов, меланогаббро, габбропироксенитов, мелагабброноритов. Ультрамафиты – перидотиты, плагиоперидотиты и пироксениты приурочены к северной части массива, к лежащему боку (рис. 3.14).

Все породы массива имеют массивную текстуру и структуры, характерные для абиссальных пород – габбровую, немаглобластовую, пойкилитовую. Перидотиты – мелкозернистые, с панидиоморфнозернистой структурой.

Расслоенная серия массива расчленена на три части [677]. Верхняя часть сложена габбропироксенитами, роговообманковыми габбро и лейкогаббро. Габбропироксениты характеризуются как оргокумуляты с интеркумуляционным парагенезисом  $OPx_{34} CPx_{22} Pl_{72-45} Hbl$ . В основании макоритма находятся обособления состава  $Ol_{25} OPx_{22}$ . Внутри макоритма находятся горнблендиты состава  $Ol_{25} CPx_{17} Hbl_{18} Pl_{60-40}$  и шприсгеймиты с парагенезисом  $Ol_{12} CPx_{15} OPx_{28} Hbl_{25} Bt_{18}$ . Средняя часть сложена кумулятами состава роговообманковых и оливиновых плагиоклинопироксенитов,

кортландитов и оливинитов. Ортопироксениты имеют состав  $OPx_{29} CPx_{25}$ , оливиниты и кортландиты –  $Ol_{24} OPx_{22} CPx_{13} Bt$ . Нижняя часть серии отделена от средней габброидами. Ее состав следующий: меланогаббро, пироксениты, оливиновые пироксениты, горнблендиты, кортландиты. В основании серии находятся кумулятивные меланогаббро и горнблендиты. Как показали расчеты [677], кумуляты ультрамафитового состава слагают около 35% объема, а основную часть составляют габброиды.

С.Н.Цымбал определил среди хромшпинелидов из ультрамафитов массива два типа. Первый – субферрихромит ( $Cr_2O_3 = 51-58$ ,  $FeO = 34-39\%$ ), аналогичный первой генерации хромшпинелидов Еланского массива ВКМ и второй – феррихромит ( $Cr_2O_3 = 38-48$ ,  $FeO = 38-49\%$ ), сопоставимый со вторым типом Еланского массива.

Почти все породы, особенно ультрамафиты сильно изменены вследствие аутометаморфизма. Так, в разрезе скв. 63 чередуются флогопитовые тремолититы с крупными псевдоморфозами тремолит-актинолитового амфибола по пироксенам, возможно, кумулятивного происхождения, кортландиты с первичной и вторичной роговой обманкой, биотитизированные вебстериты. Все они, как правило, содержат реликты оливина, пироксенов, а также неизменный плагиоклаз. В разрезе скв. 66 установлен клинопироксеновый монцонит с сильно пертитизированным калишпатом. Тело монцонита либо секущее, либо является собственным дифференциатом. В любом случае, генетическая связь с Букинским массивом несомненна. В скв. 63 вскрыт также двуполсвошпатовый гранит, аналогичный житомирскому, но и неотличимый от гранита в составе Букинского массива. Авторы [687] настаивают на букинском происхождении гранита, основываясь на величине для этих пород  $I_{Sr} = 0,7035$  против  $I_{Sr} = 0,7072 - 0,7082$  для житомирских гранитов.

Сульфидно-никелевое оруденение локализовано в оливиновых пироксенитах и лерцолитах. Среднее содержание никеля по рудной зоне 0,66%.

Форма массива, явно расслоенный характер, изотопия стронция секущих гранитов, как справедливо считают авторы [687], свидетельствуют об аутометаморфической природе вторичных изменений ультрамафитов; они осуществлялись после метаморфизма пород тетеревской серии. Фрагменты габброидной части разреза Букинского массива вполне сопоставимы с частью вертикального разреза массива Железняки.

Химический состав главных разновидностей пород массивов Железняки, Придорожный и Новоромановский

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	41,98	46,66	51,30	49,12	52,12	46,72	54,24	45,52	46,02	46,20
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,53	0,53	0,69	1,02	0,90	0,44	0,90	0,31	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,92	4,29	6,00	9,85	16,88	19,90	3,03	9,46	2,42	3,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,38	5,04	3,63	4,18	2,29	5,88	2,86	3,69	2,87	2,74
FeO	9,20	9,47	6,88	6,84	7,21	5,69	7,61	9,35	8,03	8,26
MnO	0,14	0,09	0,05	0,07	0,08	0,06	0,06	0,18	0,15	0,15
MgO	29,85	20,80	16,98	12,64	6,00	5,43	17,68	14,42	21,79	20,98
CaO	3,92	10,86	10,96	12,64	8,74	10,57	11,76	12,37	12,24	12,23
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,50	0,90	0,80	2,60	2,00	0,30	1,04	0,40	0,50
K <sub>2</sub> O	0,50	0,30	0,70	0,70	0,70	0,50	0,40	0,56	0,20	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,06	0,14	0,05	0,25	1,20	0,05	0,23	0,04	0,06
F	33,1	41,2	38,3	46,7	61,4	68,1	37,3	47,8	34	35
Fo	36,8	35,7	34,4	37,9	24,1	50,8	27,3	28,0	25	25

Примечание. 1-6 – массив Железняки: 1 – перидотит, 2 – пироксенит, 3 – плагиофироксенит, 4 – габброфироксенит, 5 – габбропегматит, 6 – габбро. 7 – пироксенит, массив Придорожный. 8 – средневзвешенное по скв. 63, массив Железняки. 9, 10 – массив Романовский: 9 – пироксениты и перидотиты, верхняя часть разреза, 10 – средневзвешенный состав пород массива. Анализы: 1-6 из [332], 7-10 из [677].

Температура субликвидусной кристаллизации оливина в ультрамафитах оценивается в 1330-1290°C. Ассоциация роговой обманки и плагноклаза №№ 50-80 кристаллизовалась при T = 1090-980°C, но формирование роговой обманки продолжалось до 700°C.

По химическому составу (табл. 3.18) породы массива Железняки аналогичны таковым Варваровского массива. В целом это – пикробазальты и толеитовые базальты. Наиболее магнезиальные из них по величине MgO и CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> близки к базальтовым коматитам, но значимо отличаются от них повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O.

А.Я.Каневский с соавторами [332] считают, что ультрамафиты массива Железняки обнаруживают положительные петрохимические признаки пород, потенциальных на сингенетическое сульфидно-никелевое оруденение. Н.М.Костенко сопоставляет этот массив с ширьевским типом интрузий мамонского комплекса [392].

Возраст массива Железняки, как и Бухинского массива, определяется интервалом времени 1930-2100 млн лет, но допускаются, что его становление происходило на 50-100 млн лет раньше. С геологических позиций это допущение вполне приемлемо, если учесть, что Железняковский массив пересекается телами монзонитов, возможно, бухинского происхождения и существенно изменен.

### 3.3.8.4. Каменский массив

Каменский массив мафит-ультрамафитовых пород открыт в 1965 г. А.Г.Роликом. Он находится непосредственно на границе Волынского блока УЩ и Припятского прогиба и вытянут вдоль субширотного Припятского разлома. Последним он расколот на две неравные части. Его большая, северная часть, опущена в Припятский прогиб на 400-700 м [366]. В.П.Бухарев и В.Д.Полянский [146] при первом описании массива характеризовали его северную часть как более раннюю, синорогенную, вследствие чего слагающие его габбро, пироксениты, диабазы претерпели региональный метаморфизм и интенсивную гранитизацию. Южная часть массива сложена кайнотипными габброидами. Как и многие подобные массивы бухинского комплекса, Каменский массив имеет чашеобразную форму с вертикальной мощностью до 1500 м. Площадь массива 100 кв. км (рис. 3.15). Вмещающие породы – мигматиты житомирского комплекса, и гранитоиды осницкого комплекса. Контакты резкие, интрузивные со следами закалки.

Каменский массив представляет собой расслоенный интрузив, в котором представлены все виды пород от плагиоперидотитов до анортозитов и габброноритов. В разрезе выделяются три толщи [366, 677].



Рис. 3.15. Схематическая геологическая карта Каменского массива [366].

1 – оливинсодержащие анортозитоподобные габброиды, 2 – оливиновые габбро, габбронориты и нориты, 3 – то же, мезо- и меланократовые, 4 – то же, лейкократовые, 5 – троктолиты, 6 – моно- и сиеногаббро, 7 – горнблещиты, 8 – плагиоперидотиты и перидотиты, 9 – мигматиты кировоградско-житомирского комплекса, осницкий ком-плекс; 10 – габбро-амфиболиты, 11 – диориты, 12 – граниты и гранодиориты, 13 – девонские отложения Припятского грабена, 14 – разломные зоны; 15 – зона сульфидной минерализации; 16 – контур аномальных зон проводимости по данным ММЗ; 1-1 – линия геологического разреза.

плекс: 10 – габбро-амфиболиты, 11 – диориты, 12 – граниты и гранодиориты, 13 – девонские отложения Припятского грабена, 14 – разломные зоны; 15 – зона сульфидной минерализации; 16 – контур аномальных зон проводимости по данным ММЗ; 1-1 – линия геологического разреза.



Нижняя толща сложена наиболее меланократовыми породами – габброидами, их кумулятами, плагиоперидотитами, оливиновыми пироксенитами, меланотроктолитами. Благодаря падению массива под небольшим наклоном на север, нижняя толща закартирована только на юго-востоке массива. Средняя толща сложена частым переслаиванием оливиновых габброидов с анортозитами и габбропегматитами. В верхней толще преобладают более лейкократовые породы: средне- и крупнозернистые оливиновые анортозиты, оливиновые габбронориты и габбро, лейкократовые троктолиты.

Эндоконтактная зона (краевая группа?) мощностью 20–60 м сложена габброноритами и ортоклазовыми габбро. “Монцонитовый” характер массива подтверждается наличием в его юго-западной части сиенитов, монцонитов и диоритов, а также ортоклазовых горнблендитов. Сам массив рассекается малоомощными дайками долеритов. В основании разреза проявлены процессы хлоритизации, серпентинизации, карбонатизации.

Таблица 3.19

Химический состав пород и минералов Каменского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	49,50	46,30	59,10	40,60	43,33	40,10	48,70	51,26
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,25	0,55	0,32	0,17	0,42	0,19	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,30	19,30	20,67	8,70	13,96	6,30	1,95	2,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	1,00	2,33	4,55	4,46	2,72	0,99	2,33
FeO	5,00	8,00	4,25	8,80	5,83	14,70	19,78	7,62
MnO	0,05	0,05	0,12	0,12	0,13	0,21	1,24	1,76
MgO	6,00	12,70	7,69	22,60	14,70	26,27	22,07	14,70
CaO	10,20	8,90	8,60	3,50	4,88	4,63	2,68	19,83
Na <sub>2</sub> O	2,80	1,60	2,78	0,70	2,04	1,14	0,10	–
K <sub>2</sub> O	0,40	0,35	0,96	0,20	0,84	0,21	0,06	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,07	0,12	0,10	0,21	0,12	–	–
SO <sub>3</sub>	0,25	1,00	0,23	0,75	0,10	0,02	–	–
CO <sub>2</sub>	0,35	0,30	0,73	0,03	0,20	0,27	–	–
H <sub>2</sub> O	–	0,08	0,01	0,75	0,41	0,18	0,12	0,11
П.п.п.	0,30	0,58	1,55	8,92	7,96	2,60	2,46	1,46
Сумма	100,43	100,40	100,69	100,16	99,41	99,71	100,34	100,31
F, f	49	41	46	36	40	40	36	29
Fo, fo	7	6	20	19	26	8	22	12

Примечание. Породы: 1 – оливиновое габбро, 2 – оливиновый норит, 3 – оливиновый габбронорит, 4 – плагиоперидотит, 5 – троктолит, 6 – перидотит. Минералы: 7 – ортопироксен и 8 – клинопироксен из габбронорита [366].

Породы мало отличаются от хондритов. Характерны отчетливый европиевый максимум и самариевый и тербиевый минимумы. Тип кривой РЗЭ вполне согласуется с составом пород как выплавок из слабо деплетированной мантии на уровне плагиоклазовых перидотитов.

Рудные минералы в мафит-ультрамафитах представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом, виоларитом, макинавитом и марказитом [366]. Содержание никеля в обогащенных никелем прослоях обычно не превышает 0,35%.

Возраст Каменского массива определен по циркону термоэмиссионным методом и составляет 1980 млн лет, что совпадает со временем внедрения прочих никеленосных интрузий Волыни.

Авторы [366] приходят к выводу, что по особенностям химического состава и возрасту породы Каменского массива близки к породам Прутовского и Железняковского массивов. Они существенно отличаются от аналогичных пород коростенского комплекса. Каменский массив считается перспективным на обнаружение сульфидно-никелевых руд как в пределах массива, так и в его экзоконтактах. Есть также мнение, что Каменский массив вместе с Прутовским входят в состав трапшовой ассоциации [858].

### 3.3.8.5. Прочие мафит-ультрамафитовые массивы

Новоромановское (Романовское) тело, по данным [677, 859], находится в зоне сочленения Красногорско-Житомирской зоны с краевой частью Новоград-Волынской синклинальной структуры. Форма массива – слабо вытянутая в субмеридиональном направлении, размеры 1,0 x 1,5 км в разрезе. Форма чашеобразная, вертикальная мощность до 1100 м. Вмещающие породы – мигматиты житомирского типа, плагиогнейсы тетеревской серии и метапорфиры новоград-волынской толщи. Тело обладает латеральной и вертикальной зональностью. Центральная часть тела сложена перидотитами, оливиновыми пироксенитами, ортопироксенитами и амфиболсодержащими вебстеритами, внешняя эндоконтактная зона – амфиболлизированным габбро. Между ними – зона плагиопироксенитов. Установлены такие разновидности как кортландит, шрисгеймит, амфиболовые пироксениты, меланогаббро и мелагаббронориты. Таким образом, тело имеет трудно объяснимый обратный порядок расслоенности [859]. Особенность минерального состава – преобладание клинопироксена, состав которого изменяется от

Все породы имеют типично магматические структуры: габбровую, габбро-офитовую, аллотриоморфнозернистую.

Главенствующий минерал Каменского массива – оливин. Его железистость изменяется от 22% в перидотитах до 30% в габброидах. Авторы [366] особо отмечают, что железистость оливина в перидотитах Каменского массива значительно ниже, чем в аналогичных породах Володарск-Волынского и Чеповичского массивов, где она составляет 32–57%. Второй ведущий минерал – плагиоклаз. В кумулятах его основность №№ 68–74, в интеркумулусе – №№ 55–68. Пироксены являются преимущественно интеркумулусными минералами. В габбронорите их состав такой:  $OPx_3CPx_{20}$  (табл. 3.19). Субсолидусная температура кристаллизации интеркумулуса оценивается в 980°C, а температура выделения оливина в кумулятах – 1450°C [366]. В кумулятах обнаружен высокохромистый хромит:  $Cr_2O_3 = 68,14$ ;  $MgO = 7,89$ ;  $FeO = 23,67\%$ .

Железистость мафит-ультрамафитов изменяется в пределах 40–65%, обычно 40–45% (табл. 3.19). Тип распределения РЗЭ в породах массива близок к таковому в пределах Железняковского и Прутовского массивов. Распределение РЗЭ слабо дифференцированное с преобладанием легких земель:  $(Ce/Yb)_N = 8 – 15$ . По содержанию ТРЗЭ по-

диоксида  $Fs_9En_{47}Wo_{44}$  до эндиоксида  $Fs_6En_{16}Wo_{28}$ . Поздний клинопироксен имеет состав пижонит-авгита  $Fs_{36}En_{35}Wo_{26}$ . Прочие минералы: ортопироксен,  $f = 33\%$ ; оливин,  $f = 8-27\%$ ; плагиоклаз №№ 27-57. Установлены кумулятивные структуры.

По расчетам авторов [859], выплавление исходной для тела магмы происходило при  $T=1593^\circ C$ ,  $P=350$  МПа, что соответствует глубинам 115 км.

Сульфидная рудная минерализация убогая, приурочена к лежащему эндоконтакту. Низкие содержания Ni объясняются отсадкой оливина при транспортировке магмы.

Особенностью химического состава пород массива (см. табл. 3.18) является, по нашему мнению, отсутствие признаков калиевой щелочности, столь характерной для массивов букинского комплекса, довольно высокие содержания MgO и CaO.

Придорожный массив, по данным Н.М.Костенко и Л.Ф.Котвицкого [395], находится в южной экзоконтактной зоне Букинского массива. Массив слабо вытянут в субширотном направлении. Размеры массива 0,8 x 1,5 км, по глубине до 600 м. Предполагается, что нижняя часть массива связана с Букинским плутоном. Контакты четкие, интрузивные, со следами закалки. Породный состав: пироксениты, плагиофироксениты, габбронориты; на глубине до-пускается наличие перидотитов.

Массив Шейка. Размеры 1,6 x 1,15 км, по вертикали – до 700 м. В составе массива преобладают габбронориты; пироксениты представлены маломощными прослоями.

### 3.3.9. Городницкий комплекс

Городницкая интрузия – единственный представитель и первое проявление щелочно-ультраосновных пород в Северо-западном районе [819]. Второе проявление – карбонатитов, – лишь предполагается в связи с наличием фенитов в юго-западном обрамлении Коростенского плутона.

Городницкое интрузивное гипабиссальное тело вскрыто тремя скважинами в 5 км юго-восточнее плт Городница, в Новоград-Волыньском блоке, и приурочено к зоне пересечения Дубровской зоны разломов и Варваровско-Сарненской ветви Центрального разлома. Варваровско-Сарненский разлом смещает раздел Мохо с амплитудой 9 км. Он, вероятно, и служил каналом, по которому проник щелочно-ультраосновной расплав. Внедрение интрузии происходило на заключительном этапе ранне-протерозойской тектоно-магматической активизации, близко-одновременно с внедрением интрузий букинского и протовского комплексов. Возраст Городницкой интрузии, определенный по циркону термоионным методом – 1900 млн лет.

Городницкая интрузия – крутопадающее тело, секущее гнейсы тетеревской серии, бердичевские кордиеритсодержащие и порфиридные курчицкие граниты и плагиограниты. Тело вскрыто скважинами на глубину около 140 м. В плане интрузия, судя по форме магнитной аномалии, вероятно, кольцевая, диаметр – около 300 м. В эндоконтактах наблюдаются следы закалки мощностью до 1,5 м, а во вмещающих гранитах – зоны фенитизации мощностью до 8 м. Фенитизация, как и вокруг других подобных массивов, заключается в постепенном преобразовании пород в бескварцевые породы сиенитового ряда.

Городницкая интрузия сложна оливин-нефелин-пироксеновыми, преимущественно меланократовыми породами ийолит-якупирангитового ряда. В пределах разреза петрографические типы пород часто меняются. Преобладают якупирангиты и мельтейгиты. Обычно в направлении от краевых частей интрузии к центральной мельтейгиты сменяются якупирангитами, затем ийолитами. Все разновидности пород свежие. Главные породообразующие минералы: клинопироксен, нефелин, оливин, амфибол.

Оливин присутствует во всех породах в количестве 5-10%. Он почти не изменен и представлен форстеритом,  $f=8-10\%$ , с заметной примесью CaO и MnO (табл. 3.20). Такой высокомагнезиальный оливин характерен только для щелочных пород гипабиссального генезиса. Клинопироксен по составу отвечает диоксиду и эгириндиоксиду с железистостью 9-12% и повышенным содержанием  $Na_2O$  (0,3-1,4),  $Al_2O_3$  (0,5-4,0) и  $Cr_2O_3$  (до 0,9 г/т). И оливин, и клинопироксен сходны с аналогичными минералами кимберлитов. Нефелин относительно темноцветов ксеноморфный. Он свежий, лишь вблизи коры выветривания слегка замещен шпреуштейном. По составу нефелин подобен натриевым нефелинам щелочно-ультраосновной формации. Амфиболы преимущественно развиваются по клинопироксену. Представлены зеленой роговой обманкой и синевато-зеленым гастингситом. Железистость гастингсита 21-23%. Его кристаллизация началась на позднемагматическом и завершилась на постмагматическом этапе.

Второстепенные и аксессуарные минералы следующие.

Апатит принадлежит к фторапатиту и содержит немного – 0,7-0,9% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в апатите близко мангитному и равно 0,7035. Перовскит – редкий минерал, в породах щелочно-ультраосновной формации ранее не отмечался. Гранат также редок. По составу он изменяется от титанистого андрадита до меланита. Установлено и изучено пять разновидностей хромшпинелидов. Их состав изменяется в очень широких пределах, причем среди них есть разновидности, близкие к хромитам алмазной ассоциации из кимберлитов и лампроитов. Ильменит принадлежит к манганильмениту. Очень редок рутил. Содержание магнетита невелико. Слюды представлены межзерновым флогопитом, полевые шпаты – альбитом.

Таблица 3.20

Химический состав минералов  
Городницкой интрузии

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	41,35	52,94	44,16	42,44
TiO <sub>2</sub>	–	0,6	0,89	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	0,46	11,87	35,94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,02	–	–
FeO	9,92	3,86	8,90	0,62
MnO	0,14	0,14	0,19	–
MgO	47,87	15,76	16,95	0,10
CaO	0,79	25,52	12,54	0,24
Na <sub>2</sub> O	–	0,28	3,36	16,93
K <sub>2</sub> O	–	–	0,86	3,65
Сумма	100,11	99,04	99,72	99,92
f	10	12	23	

Примечание. 1 – оливин, 2 – клинопироксен, 3 – амфибол, 4 – нефелин. Анализы из [819].

Таблица 3.21

Химический состав пород Городницкой интрузии

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	46,23	43,91	43,89	43,01
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,34	0,41	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,71	7,03	9,59	11,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,84	4,31	4,51	3,64
FeO	4,29	4,44	4,77	4,95
MnO	0,17	0,19	0,19	0,15
MgO	17,32	18,35	15,31	14,72
CaO	16,11	14,86	14,34	12,45
Na <sub>2</sub> O	1,68	0,93	1,96	4,08
K <sub>2</sub> O	0,70	0,55	1,00	1,01
S	0,05	0,08	0,07	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,10	0,12	0,12
CO <sub>2</sub>	1,33	1,56	1,05	1,00
H <sub>2</sub> O	0,11	0,24	0,16	0,13
П.п.п.	1,73	2,80	2,54	1,99
Сумма	99,81	99,69	99,72	99,60
F	18	20	25	24

Примечание. 1 – меланократовый оливиновый мельтейтит; 2 – якупирангиты, ср. из 5 ан.; 3 – меланократовые мельтейтиты, ср. из 88 ан.; 4 – мельтейтиты, ср. из 4 ан. Анализы из [819].

По химическому составу породы Городницкой интрузии соответствуют семейству ультраосновных фойдолитов калий-натриевого ряда (табл. 3.21). От типичных ийолит-якупи-рангитов они отличаются более высокими SiO<sub>2</sub>, MgO, Cr и низкими – Ti и P. Коэффициент агапайности пород невысокий – 0,3-0,67. Для пород Городницкой интрузии характерны высокие содержания Cr (300-1800), Ni (140-510) и Cu (140-160 г/т). Другая особенность пород – низкие содержания Zr (25-45), Nb (5-20), Rb (до 80 г/т) и РЗЭ.

Городницкое тело – слабо дифференцированная гипабиссальная интрузия щелочно-ультраосновного состава, с большой глубиной очага генерации. Породы этой интрузии наиболее примитивны в сравнении с аналогичными породами других районов и в этом отношении сходны с кимберлитами и лампроитами.

В 20 км юго-западнее Коростенского плутона С.Г.Кривдик и В.И.Ткачук [445] обнаружили и исследовали метасоматиты эгирин-альбитового состава, которые они определили как фениты.

Тело фенитов залегает среди гнейсов тетеревской серии и мигматитов. Мощность тела 20 м, падение вертикальное. Процесс фенитизации заключается в приближении состава вмещающих пород к составу щелочных сиенитов. Процесс постепенный и в нем выделяется несколько фаз. На начальном этапе происходит частичная альбитизация кварца, затем появляются оторочки клинопироксена и амфибола на границах зерен кварца и альбитовых оторочек, зерна амфиболов и диорксена постепенно разрастаются, а кварц полностью исчезает. В процессе фенитизации постепенно нарастает щелочность фемических минералов. Амфиболы изменяются от голубовато-зеленой роговой обманки до синих рибекита и арфведсонита, а клинопироксен – от бледно-зеленого диопсида до интенсивно окрашенного эгирина.

Фениты являются индикаторами пород карбонатитовой формации и свидетельствуют о перспективности Северо-западного района на их обнаружение.

### 3.3.10. Кишинский комплекс

Кишинский комплекс предложен к выделению в 1991 г. в результате выполнения темы группой геологов и вошел в стратиграфическую схему УЩ на возрастном уровне 1900 млн лет, то есть моложе осницкого и городницкого комплексов. До этого граниты кишинского типа относились либо к осницкому, либо, чаще, к коростенскому комплексу. В первой интерпретации кроме Кишинского и Устиновского массивов в состав комплекса входил Мухаревский и родственные ему массивы. К кишинскому комплексу, возможно, следует относить Емилчинский массив. Возраст кишинского комплекса 1,95 млрд лет [882].

Кишинский (Кишинско-Жубровичский, по И.Л.Личаку) массив площадью около 350 кв. км расположен вблизи западного контакта Коростенского плутона среди житомирских гранитов и мигматитов, которые он прорывает. Массив описан И.Л.Личаком [504].

Кишинские граниты розово-красные, средне- до крупнозернистых, местами порфириовидные. Кварц светло-серый, иногда со слабым голубоватым оттенком, нередко идиоморфный. Порфиновые вкрапленники калишпата редкие и небольшие, чаще округлые, иногда обрамлены тонкими оторочками плагиоклаза. По мнению И.Л.Личака наличия таких оторочек недостаточно, чтобы называть гранит рапакивигоподобным. Минеральный состав гранитов: калишпат – 43, плагиоклаз – 26, кварц – 25, биотит – 3. Аксессуары и рудные: циркон, флюорит, пирит, магнетит, ильменит, иногда апатит и сфен. Структура четко выраженная гипидиоморфнозернистая. Калишпат представлен микроклин-пертитом, Δp=0,84-0,94. Калишпат жубровичских гранитов содержит немного моноклинной фазы. Кроме полисинтетических имеются и простые двойники. Плагиоклаз основной ткани №№ 8-15, в оторочках – альбит № 3. Биотит зеленовато-бурый, умеренно титанистый (табл. 3.22), но отличается весьма высокой, характерной для субщелочных пород, железистостью: f=82 при низкой степени окиснения железа. Флюорит встречается в шлифах в виде довольно крупных – до 1,2 мм, – зерен.

По расчетам З.М.Гречишниковой и Т.А.Чистяковой [223] в гранитах Жубровичского массива ведущую роль играют редкие элементы: Y, Zr и La. Геохимическая специализация этих гранитов вместе с гранитами эндоконтактной зоны Коростенского плутона, по их мнению, может быть принята эталонной для коростенского комплекса.

Химический состав кишинских и устиновских гранитов близок, чем подтверждается их общность (табл. 3.22). По кремнекислотности их следует относить к лейкогранитам. Сумма щелочей редко выходит за пределы нормальных гранитов. Очень показательны высокая железистость гранитов и, особенно, высокая степень окисления железа. Подобно другим гранитам этого района, высокую железистость кишинских гранитов в первом приближении можно рассматривать как признак высокой восстановленности магмы, а высокую степень окисления железа связывать с аллохтонной природой гранитов. И.Л.Личак видит сходство кишинских гранитов с лезниковскими и считает их своеобразной разновидностью коростенских гранитов. От коростенских гранитов кишинские отличаются отсутствием микропегматитовых и птеридитовых структур, а также серым кварцем [504]. В то же время по главным химическим показателям эти граниты отчетливо отличаются от осницких.

Массив устиновских гранитов или, как называет их Н.А.Беспалько [41], биотитовых гранитов верхнего течения р. Перга, вытянут в широтном направлении и имеет размеры 17 x 4-8 км. Общее простирание массива секущее относительно северо-западного простирания гнейсо-мигматитовой толщи и северо-восточного простирания Осницкой зоны. Он расположен на стыке трех геологических структур: поля житомирских мигматитов и гранитов, Суцано-Пержанского разлома и отложений белокоровичской свиты топиляннской серии, на пересечении Южно-Полесского и Центрально-Коростенского разломов. С севера массив ограничен полосой эффузивов кислого и среднего состава, с которыми он имеет общее простирание, вмещает их ксенолиты (диабазовые порфириты) и оказывает на них, подобно осницким гранитам, активное контактное воздействие. Жилы и небольшие штокообразные тела гранитов и гранит-порфиров находятся среди пород белокоровичской свиты. Что касается песчаников белокоровичской свиты, то Н.А.Беспалько ссылается на данные П.А.Тутковского, который наблюдал налегание песчаников на граниты.

Массив устиновских гранитов, по описанию Н.А.Беспалько [41], в отличие от осницких гранитов, имеет однообразную структуру и состав. В западной части массива граниты крупнозернистые, серовато-розовые с серым кварцем, в восточной части – розовые, пегматоидные, с черным пирамидальным кварцем. Юго-восточная часть сложена диоритами [150]. Структура гранитов типично гипидиоморфнозернистая с четким идиоморфизмом плагиоклаза; катакластические структуры развиты локально. Минеральный состав гранитов: калишпат – 35-37, плагиоклаз – 30, кварц – 28, биотит с мусковитом – 1-5%. Аксессуары: циркон, цитролит, апатит, флюорит, молибденит, пирит, торит, касситерит, монацит, ортит, топаз, циннвальдит, колумбит, висмутин. Калишпат – микроклин-пертит с большим содержанием пертитовых вростков вплоть до мезопертита. Таблитчатые зерна плагиоклаза часто образуют крестообразные сростки. Плагиоклаз зональный, сильно серцитизирован, состав от №№ 30-36 до №№ 20-25, а в оторочках вокруг калишпата – альбит. Биотит темно-бурый, высокожелезистый,  $f=85\%$  (см. табл. 3.22). Среди цирконов Н.А.Беспалько выделяет два морфологических типа: призматический и дипирамидальный.

Таблица 3.22

Химический состав биотита и гранитов кишинского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	34,50	33,50	73,56	76,11	75,00	74,52	74,77	74,15	74,08	75,22
TiO <sub>2</sub>	2,52	2,56	0,48	0,24	0,23	0,09	0,09	0,06	0,12	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,75	15,01	12,19	12,67	12,54	14,19	13,69	13,93	11,23	12,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,08	5,20	2,47	1,36	1,45	1,14	1,66	1,42	3,15	
FeO	25,58	25,71	0,65	0,22	0,64	0,75	0,28	0,63	0,79	1,86
MnO	0,65	0,72	0,11	0,07	0,07	0,06	0,02	0,05	0,10	
MgO	3,59	4,16	0,50	0,33	0,37	0,39	0,64	0,33	0,49	0,36
CaO	0,50	0,38	0,97	0,29	0,89	0,55	0,52	0,40	0,77	0,76
Na <sub>2</sub> O	0,82	0,44	3,58	3,44	3,56	2,66	4,00	3,51	4,11	3,54
K <sub>2</sub> O	8,49	8,25	4,63	4,18	4,44	4,14	2,16	3,74	4,73	4,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–		0,14	0,05	0,09	0,05	0,05	0,04	0,10	0,08
S	–		0,02	–	0,03	0,02	–	–	0,19	
F	0,30	0,42	0,08	0,15	0,11	–	–	0,02		
H <sub>2</sub> O	0,06	0,20	0,09	0,19	0,11	0,19	0,29	0,20	–	
П.п.п.	3,52	3,35	0,69	0,34	0,53	0,52	1,02	0,77	0,09	
Сумма	100,23	99,72	100,12	99,58	100,00	99,28	99,20	99,75	100,14	
F, f	83	81	86	83	85	83	75	86	89	72
Fo	17	17	65	87	69	60	85	69	80	

Примечание. 1 – биотит из гранита, с. Кишин; 2 – биотит из гранита, с. Жубровичи; 3 – гранит, с. Кишин; 4 – гранит, с. Кишин; 5 – гранит, с. Жубровичи; 6 – гранит розовый крупнозернистый, с. Устиновка; 7 – гранит устиновский, розовый, крупнозернистый; 8 – гранит устиновский чернокварцевый; 9 – гранит устиновский розовый крупнозернистый; 10 – гранит кишинский, среднее и 4 анализов. Анализы: 1 – 5 – из [504], 6-9 – из [41], 10 – из [676].

Химический состав устиновских гранитов довольно однообразный: они сильно пересыщены SiO<sub>2</sub>, высокожелезистые, с высокой степенью окисления железа, а по сумме щелочей также иногда переходят в разряд субщелочных (см. табл. 3.22). З.М.Гречишников и Т.А.Чистякова отмечают преобладающую роль в этих гранитах элементов-примесей: Y (33 г/т), Sn (17 г/т), Mo. По их мнению, повышенные содержания названных элементов обязаны соседству устиновских гранитов с пержанскими, но в целом геохимический спектр элементов вполне отвечает таковому коростенских гранитов.

Устиновские граниты сильно переработаны в результате процессов альбитизации, калишпатизации, окварцевания, флюоритизации, местами превращены в щелочные метасоматиты и грейзены [188]

В составе массива выделяется Устиновское рудное поле, приуроченное к юго-восточному контакту массива, где локализовано Вербинское месторождение молибдена. Рудные тела располагаются преимущественно в гранитах, а также в гранит-порфирах, в зонах грейзенов и щелочных метасоматитов. [188, 536]. Выделяются три стадии рудообразующего процесса: кварц-полевошпатовый метасоматоз, грейзенизация, формирование поздних кварц-сульфидных прожилков. В грейзенах установлены циннвальдит с  $f=94-99,6\%$ , Li<sub>2</sub>O= 2,0-2,7%, топаз, флюорит. Молибденит представлен уникальным для УЩ ромбодрическим полиморфом. Молибденит из наиболее низкотемпературных кварц-серцитовых метасоматитов содержит Re [574]. Возраст грейзенов предполагается докоростенский.

Приведенные выше данные не позволяют сопоставлять устиновские граниты ни с житомирскими, ни с осницкими. Н.А.Беспалько сравнивает устиновский гранит с лезниковским и относит его к коростенскому комплексу.

### 3.3.11. Пержанский комплекс

Пержанский тип гранитов выделил в 1929 г. Н.И.Безбородько. Считая Пержанский массив продолжением Коростенского, он отметил, что динамотекстура гранита является наложенной в результате действия локальных тектонических процессов и не свидетельствует об их древности. В качестве особого комплекса пержанский гранит выделен Л.С.Галецким в 1970 г. В стратиграфической схеме УЩ пержанский комплекс располагается выше коростенского, на уровне 1750 млн лет, что в среднем соответствует изохронному возрасту по цирколиту 1760-1730 млн лет [676]

В объем комплекса, вслед за Л.С.Галецким, мы включаем собственно пержанские граниты с жильными гранит-порфирами, ассоциирующие с ними хочинские, сырницкие, львовковские граниты, граниты Лезниковского массива за пределами Суцано-Пержанской зоны, а также сиениты и щелочные сиениты, в том числе образующие отдельный массив – Ястребецкий.

Пержанский комплекс субщелочных гранитов локализован в Суцано-Пержанской зоне разломов (металлогенической зоне), расположенной вдоль юго-восточной границы Осницкой зоны, и имеет согласное с ней простирание. Первая схема геологического строения Суцано-Пержанской зоны принадлежит Н.А.Беспалько [42, 43, 44]. Наиболее полная ее характеристика с учетом всех имеющихся геологических материалов приведена в книге С.В.Металиди и С.В.Нечаева [538]. Согласно этим авторам, зона имеет ширину 0,5-3,0 км в юго-западной части и до 10-15 км в расширяющейся средней части. Зона приурочена к гравитационной ступени северо-восточного простирания, ограничивающей с юго-востока Рокитнянский гравитационный максимум. Общая протяженность зоны – 200 км. Многочисленные разломы высокого порядка в пределах этой зоны имеют северо-восточное простирание и падение на северо-запад. В срединной части зоны выделяется Пержанский тектонический узел, образованный пересечением ортогональных и диагональных разломов, к которому приурочены собственно пержанские граниты с обширным проявлением разнообразных метасоматитов и грейзепов. Наиболее четко выражены Суцанский разлом с зонами тектонитов по диабазовым порфирирам мощностью до 600 м и примыкающий к нему с юго-востока Устиновский разлом, отделяющий Суцано-Пержанскую зону от Новоград-Волынского блока.

Структура Пержанского узла, согласно представлениям [42, 538], в упрощенном виде следующая. С севера, северо-запада и запада Пержанский узел окаймляется Юрово-Хочинской дугой, сложенной габброидами осницкого типа с характерными для этих пород оторочками диоритов и гранодиоритов в окружении осницких гранитов. Непосредственно к узлу с севера и запада примыкают хочинские граниты, а с юга и востока – сырницкие и львовковские. В северной части Пержанского узла среди хочинских гранитов находится Ястребецкий массив щелочных сиенитов. Внешнее обрамление узла с севера и запада образуют осницкие граниты, а с юга – устиновские граниты кишинского комплекса. В строении узла принимают участие вулканы и вторичные кварциты Суцанского разлома, а также локализованные в нем образования збраньковской и толкачевской свит.

#### 3.3.11.1. Пержанский массив.

Собственно пержанские граниты занимают площадь около 30 кв. км. Габброиды и связанные с ними гранодиориты, которые Л.С.Галецкий также рассматривал в составе пержанского комплекса, отнесены к осницкому комплексу.

Общие особенности гранитоидов комплекса такие: щелочнополевошпатовый минеральный и субщелочной химический состав, отсутствие средних плагиоклазов, высокая железистость как самих гранитов, так и темноцветных минералов, обширный и очень разнообразный набор аксессуарных минералов.

Пержанский гранит буровато-розовый, розово-серый, средне- и крупнозернистый, порфировидный, гнейсовидный. Гнейсовидность имеет катакlastическое происхождение и обусловлена ориентировкой биотита и разлинзованного кварца. Вкрапленники калишпата длиной до 6 мм имеют таблитчатую, но чаще обоваленную вследствие катаклаза форму. Структура гранитов катакlastическая разной степени катаклаза. Н.И.Безбородько отмечает также гранофировую структуру и идиоморфный характер зерен кварца, что, по его мнению, свидетельствует о приближении гранитов к гиабиссальным образованиям. Минеральный состав гранитов: калишпат-пертит – 50-56, альбит – 5-20, решетчатый микроклин – 1-10, кварц – 25, биотит – 5% [42]. Н.А.Беспалько указывает также в составе гранитов арфведсонит, эгириин, амазонит, – а это уже минералы щелочных гранитов, хотя встречаются они редко. Граниты содержат обширный набор аксессуаров, которые иногда выступают как породообразующие, составляя в сумме 0,3-2,6% объемных: флюорит, цирколит, касситерит, оранжит, колумбит, торит, фенакит, молибденит, топаз, галенит, сфалерит и другие. В качестве вторичных указаны минералы: мусковит, апофиллит, криолит, каолинит. Выделяются разности гранитов: биотитовые (аннитовые), эгириновые, арфведсонитовые, амазонитовые.

Чрезвычайно характерен для этих пород калишпат-пертит. В сущности, это мезопертит, т.к. степень насыщенности калишпатовыми вростками очень большая – 40-60%. По степени упорядоченности калишпат определяется как промежуточный ортоклаз с  $\Delta r = 0,5-0,99$ . Его средний состав  $Or_{63}Ab_{34}An$ . Несмотря на умеренную рентгеновскую неупорядоченность, калишпат характеризуется чрезвычайно низкой, практически нулевой рентгеновской люминесценцией:  $I_{\text{рл}} = 3-185$  усл. ед. Этот факт объясняется высокой степенью распада калишпата, что, в свою очередь, связывается с низкой температурой и высокой обводненностью магмы. Более поздний решетчатый микроклин обрастает зерна первичного калишпата. Поздний микроклин часто представлен голубым амазонитом. Плагиоклаз – альбит №№ 1-3. Биотит в шлифе черный. Согласно химическому анализу (табл. 3.23) – это литийсодержащий чистый аннит с умеренно высоким  $TiO_2 = 2,77$ ,  $Li_2O = 0,38$ , и  $Rb_2O = 0,95\%$ . Максимально возмож-

Таблица 3.23

Химический состав биотита и гранитов пержанского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	38,48	75,08	71,94	75,32	72,37	78,37
TiO <sub>2</sub>	2,77	0,19	0,42	0,19	0,27	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,19	11,80	12,38	11,94	14,10	13,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,43	1,07	2,22	1,10	1,40	0,59
FeO	28,45	1,71	1,48	1,78	1,84	2,01
MnO	0,22	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02
MgO	0,16	0,20	0,24	0,29	0,34	0,02
CaO	0,57	0,61	0,28	0,67	0,79	0,99
Na <sub>2</sub> O	0,18	3,78	3,83	2,89	3,65	3,54
K <sub>2</sub> O	8,20	4,70	5,74	5,35	5,09	5,27
Li <sub>2</sub> O	00,38	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,02	0,06	0,01	0,06	—
F	0,80	0,45	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	0,30	0,12	—	—
H <sub>2</sub> O	0,26	—	—	—	—	0,20
П.п.п.	3,83	—	—	—	—	0,60
Сумма	99,58	—	98,95	99,68	99,93	100,37
F, f	100	93	94	91	91	99
Fo, fo	14	23	60	38	43	23

Примечание. 1 – биотит из пержанского граи-га, 2 – гранит пержанский, среднее из 77 анализов; 3 – гранит львовковский, среднее из 22 анализов; 4 – гранит сырницкий, среднее из 28 анализов; 5 – гранит хочинский, среднее из 32 анализов; 6 – гранит-порфир. Анализы: 1, 8 – из [42], 2, 3, из [504], 4 – из [188], 5-7 – из [538].

характер биотита тем более, изредка встречающиеся щелочные амфиболы и широксены такое определение оправдывают. По величине коэффициента аргитности эти породы отвечают нормальным гранитам.

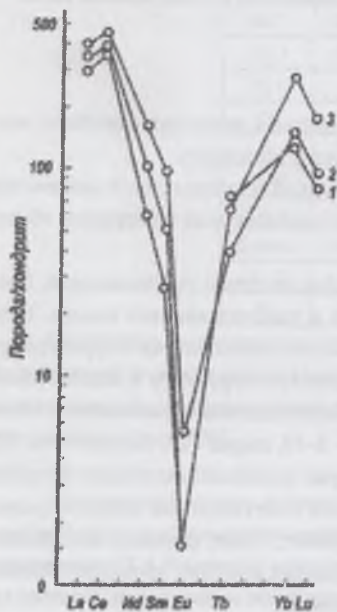


Рис. 3.16. Распределение P3Э в пержанских гранитах

Термины хочинские, львовковские и сырницкие граниты в литературе появились после статьи Л.С.Галецкого [180]. Н.А.Беспалько [43] считала их излишними. Объяснение этих терминов приведено в книге [538]. Согласно определениям этих авторов, граниты хочинские – розово-красные, крупнозернистые, обычно массивные, с голубовато-серым кварцем. Граниты сырницкие – розовато-серые, среднезернистые, массивные, с зернами лилового кварца, иногда – с амфиболом. Граниты львовковские, в отличие от предыдущих – мелко- среднезернистые. Все граниты, как и типично пержанские – щелочнополевощпатовые и незначительно различаются по набору аксессуаров.

Термины «апограниты» и «апогранитовая формация», которыми сейчас широко пользуются геологи, впервые появились в литературе в 1970 г. в опубликованных одновременно работах Н.А.Беспалько и Л.С.Галецкого [42, 180]. Л.С.Галецкий приводит следующие признаки, характеризующие пержанские граниты как апограниты: их состав близок к гранитовому, есть признаки активного метасоматического преобразования, повышенная щелочность, обедненность кальцием и магнием, обогащенность летучими компонентами, рудными и рассеянными элементами. Пержанские граниты, по мнению Л.С.Галецкого, образовались за счет хочинских, львовковских гранитов и гранит-порфиров. С точки зрения Н.А.Беспалько диапазон метасоматизированных пород значительно шире и захватывает эффузивы и другие породы суцанской свиты. По данным Л.С.Галецкого,

с вмещающими породами пержанские граниты образуют постепенные переходы, вплоть до определенной степени метасоматических изменений, но непосредственная граница между ними четкая и даже резкая. Метасоматические преобразования осуществлялись последовательно в несколько этапов – калишпатизации, альбитизации и грейзенизации. Л.С.Галецкий считает, что пержанские граниты – особый тип апогранитов, который он называет палингенно-метасоматическими апогранитами. От фанерозойских автометасоматических апогранитов, приуроченных к апикальным частям массивов, они отличаются образованием *in situ* в связи с ультраметаморфическими процессами в наложенных тектонических зонах и характеризуются устойчивым химическим и минеральным составом.

ная железистость биотита отражает высокую восстановленность и щелочность магмы и оценивается величиной  $\lg f_{O_2} = -19$ . Низкая степень окисления железа, вероятно, также объясняется высокой восстановленностью.

Пержанские граниты специализированы на целый ряд элементов, % : Zr – до 0,3, Nb – 0,01-0,03, Sn – 0,001-0,03, Ga – 0,005, Be – 0,0005, Li – 0,01-0,03, Rb – 0,04-0,1, Cs – до 0,001, La – 0,06, Y – до 0,1 [42]. Особенно характерно для них обогащение литием, рубидием, оловом и фтором. Авторы [615] считают, что по большинству элементов-примесей пер-жанские граниты тождественны редкометальным гранитам Приазовья. З.М.Гречишников и Т.А.Чистякова приводят геохимическую характеристику пержанских гранитов и отмечают, что по сумме акцессорных элементов они сопоставимы с коростенскими. Поскольку пержанские граниты сильно изменены, то эталоном могут быть хочинские граниты, за счет которых образуются пержанские граниты. Типоморфным элементом последних является ниобий.

Распределение P3Э в пержанских гранитах вполне уникальное (рис. 3.10). Содержание элементов цериевой и иттриевой групп близкое и одинаково высокое. Сумма P3Э составляет 400-600 г/т, причем европий практически отсутствует:  $Eu/Eu^* = 0,03-0,09$ .

Как показал Л.С.Галецкий [180], пержанские граниты имеют удивительно однообразный химический состав. Все их следует относить к семейству субщелочных лейкогранитов. Сумма щелочей для субщелочных гранитов сравнительно низкая (см. табл. 3.23), однако субщелочной

Жильный комплекс пержанских гранитов своеобразен: его составляют альбитизированные гранит-порфиры и разнообразные трещинные образования как метасоматические, так и гидротермальные. Гранит-порфиры выступают в виде жил и мелких массивов с четкими контактами непосредственно в пержанских гранитах. Это мелкозернистые серые или розовые порфировые породы с крапленниками калишпат-пертита и каплевидными зернами голубовато-серого кварца. Минеральный состав гранит-порфиров такой же, как и гранитов, но в них нет рассланцевания и катаклаза. Повсеместно в гранит-порфирах имеются прожилки и гнезда флюорита. Химический состав гранит-порфиров также не отличается от состава гранитов, за исключением того, что они полностью лишены магния (см. табл. 3.23).

Среди пород Сушано-Пержанской зоны Н.А.Беспалько выделяет грейзеновую, прошилитовую и вторично-кварцитовую формации. Подробно охарактеризованы такие редкие для УЩ породы как кварц-мусковитовые, флюорит-мусковитовые, кварцево-сидерофиллитовые, кварцево-гранитовые грейзены, слюдястые, дистеновые, андалузитовые, кордиеритовые и мономинеральные вторичные кварциты.

### 3.3.11.2. Ястребецкий массив

Ястребецкий массив расположен в средней части Сушано-Пержанской зоны среди пержанских гранитов на пересечении трех разломов – Ястребецкого, Пержанского и Плотницкого. Массив имеет овальную форму, ориентированную в северо-западном направлении. Площадь массива 4 кв. км. Возраст сиенитов, согласно изохронной датировке по циркону, 1720 млн лет [168], то есть они несколько моложе коростенских гранитов. Массив прорывает средне- крупнозернистые пержанские граниты с образованием эндоконтактовой зоны закалки. Контакт с гранитами четкий.

Таблица 3.24

Химический состав пород и минералов Ястребецкого массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	60,60	61,63	68,41	59,12	61,35	31,80	45,80	35,99	37,14	44,10
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,33	0,12	0,25	0,30	1,58	0,60	1,14	0,66	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,70	15,79	15,22	17,57	17,25	13,70	0,96	10,22	9,48	3,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	1,52	0,99	0,98	1,22	5,96	6,03	11,19	10,98	4,18
FeO	5,83	5,32	1,87	4,07	3,60	33,01	22,41	23,18	23,76	25,06
MnO	0,07	0,04	0,04	0,13	0,09	0,70	1,10	0,58	0,74	0,49
MgO	0,22	0,24	0,36	0,22	0,32	1,10	1,00	0,88	0,71	1,66
CaO	2,25	2,57	0,57	2,30	1,68	0,22	18,80	9,67	8,52	14,04
Na <sub>2</sub> O	5,30	5,30	5,42	7,04	5,98	0,14	1,78	2,34	3,30	1,26
K <sub>2</sub> O	5,78	4,46	5,24	6,00	5,68	7,48	0,21	2,38	2,63	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,12	0,06	0,08	0,09	–	–	–	–	–
CO	0,43	0,32	0,29	0,83	0,32	–	–	–	–	1,90
F	0,28	0,60	0,21	0,43	0,39	0,48	–	0,20	0,32	0,13
ZrO <sub>2</sub>	0,29	0,25	0,14	0,19	0,21	–	–	–	–	–
HfO <sub>2</sub>	0,04	0,10	0,16	0,15	0,04	–	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O	0,49	0,06	0,12	0,03	0,15	0,08	0,20	–	–	0,22
П.п.п.	0,68	1,14	0,93	1,14	1,10	4,04	0,90	1,89	1,96	1,22
Сумма	100,50	99,79	100,15	100,53	100,47	100,09	99,79	99,66	100,20	99,62
F.f	97	97	89	96	94	95	94	95	96	90
Fo,fo	16	22	37	19	25	8	11	18	17	8

Примечание. 1 – сиенит мелкозернистый, биотит-пироксеновый, из эндоконтакта. 2 – сиенит кварцевый, мелкозернистый, из верхней расслоенной серии; 3 – сиенит среднезернистый, кварцевый, рибекитовый, из центрального ядра, 4 – сиенит среднезернистый, биотит-амфиболовый, из главной расслоенной серии; 5 – сиенит мелкозернистый амфиболовый из главной расслоенной серии; 6 – биотит из сиенита главной расслоенной серии; 9 – тарамит, там же; 10 – феррозденитовая роговая обманка из сиенита верхней расслоенной серии. Анализы 1-5 из [446], 6-10 – из [733]

Щелочные сиениты массива описаны Н.А.Беспалько [44]; позднее массив изучен В.И.Ткачуком [732, 733], С.Г.Кривдиком и В.И.Ткачуком [444, 446]. В отличие от предыдущих исследователей эти авторы рассматривают массив как магматическое тело. Согласно их данным, Ястребецкий массив имеет лополитообразную форму и обладает признаками расслоенной интрузии. В нем выделены все элементы таких интрузий: эндоконтактовые сиениты (закалочная фация), сиениты главной расслоенной серии, кварцевые сиениты центрального ядра и сиениты верхней расслоенной группы. Ястребецкий массив изучен скважинами до глубины 1500 м. Впрочем, есть мнения (Т.А.Рокачук, В.А.Семка), что фациальные особенности массива имеют метасоматическую природу.

Ястребецкий и Давидковский массивы – первые на УЩ сиенитовые массивы, для которых доказана расслоенная природа. Ритмическая расслоенность Ястребецкого массива заключается в чередовании лейкократовых и мезо-меланократовых сиенитов и лучше всего проявляется в эндоконтактовых сиенитах. Кристаллизация пород массива происходила от периферии к центру. Установлена и скрытая расслоенность, которая состоит в возрастании щелочности пироксенов (от геденбергита до эгирина) и

амфиболов (от феррогастингсита до рибекита) в направлении снизу и сверху к центральному ядру. На ранней стадии кристаллизовались кальциевые и кальций-натриевые глиноземистые амфиболы, а из остаточного раствора – амфиболы катафоритового и рибекитового ряда. С возрастанием щелочности расплава уменьшается глиноземистость и возрастает титанистость биотита, увеличивается количество ортоклаза в мезопертите. Рассмотренный характер интрузии подтверждается типом кристаллизации и осаждения кумулятивного или интеркумулусного циркона [577]. Максимум температур его кристаллизации оценивается величиной 900°C. Установлена также латеральная зональность массива.

Эндоконтактовые сиениты имеют мощность 50-70 м. Сиениты темно-серые, массивные, мелко-тонкозернистые, редко – порфирированные. Выделяются разновидности биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-пироксеновые. Мезопертит слагает 70-80% породы, кварц – до 15%, плагиоклаз – до 5%; встречается андрадит. Все темноцветы идиоморфные и высокожелезистые – феррогеденбергит, феррогастингсит, аннит. Аксессуары: длиннопризматический циркон, ильменит, паризит и др.

Сиениты верхней расслоенной группы розовые, преимущественно средне-крупнозернистые, массивные. Их мощность 100-200 м. Амфибол – феррогеденитовая роговая обманка, пироксен – эгирин-геденбергит. Сиениты центрального ядра розовые, лейкократовые, среднезернистые. Полевые шпаты – мезопертит, решетчатый микроклин, альбит. Темноцветы – рибекит, катафорит, эгирин, аннит. Мощность сиенитов главной расслоенной серии около 1000 м. Среди них преобладают средне-крупнозернистые амфиболовые сиениты. Известны также андрадит-пироксеновые разновидности. В пегматоидных сиенитах кристаллы роговой обманки достигают 7 см. Состав амфиболов изменяется от гастингсита до феррогастингсита и тарамита, пироксенов – от геденбергита до эгирин-геденбергита. В пегматоидных сиенитах установлены шестоватые и удлиненно-призматические кристаллы бритолита, нередко в рубашках из ортита [443]. Бритолит – силикат редких земель, – характерный минерал щелочных и нефелиновых сиенитов. Ранее он был известен только в Приазовье. Кроме того, из аксессуаров добавляются флюорит, молибденит, бритолит. Из вторичных минералов диагностированы сидерофиллит по биотиту, ильвант.

Сиениты Ястребецкого массива отличаются высокими железистостью (86-100%), суммой щелочей (10-13%), содержанием фтора (до 0,8%), сравнительно небольшим коэффициентом апаитности – около 0,90 (табл. 3.24). Геохимическая специализация пород массива редкоземельно-циркониевая. Кроме того, в сиенитах центрального ядра установлены повышенные содержания W, Mo, Sn.

Сиениты Ястребецкого массива авторы [446] сопоставляют с породами Южно-Кальчикского массива, южного обрамления Корсунь-Новомиргородского и, особенно, Давидковского массива, а также с расслоенной интрузией Кунгнат в Гренландии.

### 3.3.12. Коростенский комплекс

Сложный Коростенский плутон расположен на сочленении двух мегаструктур УЩ. С одной стороны, он вместе с Корсунь-Новомиргородским плутоном находится вблизи Днестровско-Донецкой впадины, а с другой – на окраине Вольнско-Двинского вулканоплутонового пояса. Плутон принадлежит к типу анорогенных интрузий, внедренных в область субплатформенной активизации. Подобно букинскому, осницкому и другим комплексам, Коростенский плутон представляет собой плутоническую ассоциацию пород существенно разного состава. Плутон включает: граниты рапакиви, рапакивиподобные граниты, гранит-порфиры, анортозиты, габбронориты, пегматиты, аллитойдные граниты, сиениты, щелочные сиениты, лейкократовые субщелочные граниты (лезниковские) и литий-фтористые редко-металльные граниты. По отношению к этим породам в литературе обычно применяется тер-мин «анортозит-рапакивигранитовая формация». В стратиграфической схеме УЩ Коростенский плутон фигурирует как единый интрузивный позднемезопротерозойский комплекс.

Наиболее полное исследование возрастных этапов магматизма Коростенского плутона, выполненное свинцово-изохронным методом по пиркону и бадделейту, принадлежит В.М. Верхогляду [168]. Им установлено, что внедрение различных магматических пород происходило в течение длительного времени – 60 млн лет. Внедрение «древних» зеленовато-серых и белых анортозитов, находящихся в виде ксенолитов в анортозитах Игнатпольского и Федоровского массивов, а также сложенного ими Пугачевского массива, осуществлялось в течение 1784-1794 млн лет. По основным породам главной интрузивной фазы получены следующие значения: лабрадориты с. Головино – 1758, голубоватые анортозиты с. Турчинка и овьиновые габбронориты с. Буки – 1759 млн лет. Две последние даты, по-видимому, позволяют рассматривать эти породы как дифференциаты. Для мелкоовоидного рапакиви г. Малин получена дата 1767 млн лет. К коростенскому этапу отнесен кислый эффузивный магматизм в Вильчанской (1770 млн лет) и Овручской (1745 млн лет) впадинах. На основании полученных дат В.М.Верхогляд [168] определяет такую последовательность формирования Коростенского плутона: внедрение «древних» анортозитов, гранитов рапакиви, лабрадоритов и габброноритов главной фазы, лезниковских гранофировых гранитов.

Последние радиоизотопные данные по плутону такие [239]: ранние анортозиты – 1800-1790, рапакиви – 1771-1767, габбронориты и поздние анортозиты – 1761-1754, безовидные субщелочные лейкограниты (лезниковские ?) – 1752, гранит-порфиры и риолиты – 1745-1737 млн лет.

Изучением Коростенского плутона занимались многие отечественные ученые, в том числе В.Е.Тарасенко, составивший первую карту плутона, В.И.Лучицкий, Н.И.Безбородько, П.И.Лебедев, В.С.Соболев, А.А.Полканов, И.Л.Личак и многие другие. Наиболее надежные геологические данные по плутону, как представляется, приведены в работах В.П.Бухарева, который со своими соавторами выполнял в Северо-западном районе геолого-съемочные работы. Самая полная минералого-геохимическая характеристика гранитов плутона имеется в книге К.Е.Есипчука с соавторами [615]. Обширные материалы по плутону имеются у геологов Житомирской экспедиции, но они, к сожалению, недостаточно опубликованы.



Коростенский плутон представляет собой в плане изометричное тело с размерами по широте 150 км, по меридиану – 110 км, общей площадью 12 000 кв. км (рис. 3.17). Вмещающими породами на западе служат граниты и мигматиты житомирского типа, частично осадки пугачевской серии. На севере и северо-востоке в пределах Овручской и Вильчанской впадин на коре выветривания коростенских гранитов залегают породы овручской серии. На юге и юго-западе вмещающими являются гранулиты бугской (?) серии, на юго-востоке – породы тетеревской серии Кочеровского синклинория, а на востоке – толщи росинско-тикичской серии и гранитоиды тетиевского комплекса. Таким образом, Коростенский массив находится практически на стыке трех мегаблоков УЩ – Днестровско-Бугского, Северо-западного и Росинско-Тикичского. О.В.Зинченко и др. [300] рассматривают его как гигантскую “кальдеру проседания”.

Основная часть площади плутона сложена рапакивиподобными гранитами; лишь около 20% площади занято массивами анортозитов, из которых только два имеют значительные размеры – Володарск-Вольнский (площадь 1250 кв. км) и Чеповичский (площадь 830 кв. км). Прочие массивы: Дубровичский, Пинязевичский, Кривогинский, Ушомирский, Федоровский, Игнатпольский, Пугачевский.

Среди гранитов плутона преобладают зеленовато-серые однородные крупнозернистые биотит-амфиболовые рапакиви-подобные граниты с редкими овоидами и темно-серым кварцем. Эти граниты, по мнению [139], представляют собой фацию гранитов центральной части плутона. Контакты плутона с вмещающими породами четкие, типично интрузивные. Характер контактов однозначно указывает на интрузивную природу плутона [136]. В эндоконтактных зонах, особенно в контакте с анортозитами, эти граниты насыщаются оплавленными ксенолитами, обогащаются мелкими овоидами, становятся средне- и мелкозернистыми. Граниты в контакте часто меняют свою структуру и минеральный состав: структура становится пойкилопегматитовой, гранофировой, микропегматитовой, увеличивается содержание роговой обманки и плагиоклаза, появляется пироксен. В эндоконтакте гранитов с габброноритами в сторону гранитов последовательно сменяются сиениты, граносиениты, контаминированные граниты, а в габброидах – габбромон-цониты, монцониты, кварцевые монцониты. Переходы между разновидностями вполне постепенные.



Рис. 3.17. Схематическая геологическая карта Коростенского плутона [139].

1 – протогеосинклинальный складчатый фундамент; 2 – гранитоиды пержанского комплекса; коростенский интрузивный комплекс: 3 – анортозиты; 4 – габбродолериты; 5 – рапакиви-граниты; оливин-базальтовая формация: 6 – габбродолериты; 7 – долериты; 8 – порфиристые трахиандезиты; 9 – гранит-порфиры; 10 – кварцевые порфиры; овручская серия: 11 – итнимбриды и кварцевые порфиры; 12 – щелочные базальты и трахиандезиты; 13 – песчаники и гравелиты збраньковской свиты; 14 – песчаники и гравелиты беложоровичской и толкачевской свит; 15 – алевролиты озерянской свиты; 16 – разломы.

В эндоконтактах рапакиви приобретают мелкозернистое строение и содержат особенно много ксенолитов. Мелкоовоидные граниты представляют собой краевую фацию или апикальную часть массива рапакиви-подобных гранитов. Процесс контаминации протекает особенно активно там, где граниты полого перекрываются анортозитами. В контакте с мигматитами рамы крупнозернистые рапакиви-подобные граниты приобретают крупноовоидную структуру и овоиды тем крупнее, чем больше в гранитах

ксенолитов гнейсов. Авторы [615] делают вывод, что крупноовоидные граниты являются краевой фацией рапакиви-подобных гранитов там, где кровлей их служат мигматиты. Имеются признаки термального воздействия пород плутона на вмещающие породы [282]. Так, в северной части Кочеровской синклинали установлены роговики по породам тетеревской серии. В зависимости от состава пород определены роговики гранат-везувиан-волластонитовые, оливин-двупироксеновые, кордиерит-гиперстен-плагиоклазовые [770]. Их температура по геотермометрам – 750-800 °С, – свидетельствует о высокой температуре магмы.

В строении массива просматриваются кольцевые элементы. Они выражаются в изометричной конфигурации как плутона в целом, так и слагающих его отдельных массивов, в обрамлении анортозитовых массивов телами габброноритов, в геофизических аномалиях, в расположении системы разломов, окружающих плутон. О.Б.Гинтов с соавторами [196] рассматривает плутон в целом как гигантскую кольцевую структуру. Р.З.Левковский [497] выделяет в составе плутона четыре центра плутонизма кольцевого строения, совпадающие с массивами анортозитов. Кольцевое в плане и коническое в разрезе строение, по его данным, является общей закономерностью структуры анортозит-рапакиви-гранитовых плутонов.

А.А. Полканов и В.С.Соболев впервые высказали представление о плутоне как о системе плоских субгоризонтальных тел. В.С.Соболев видел определенное сходство анортозит-рапакиви-гранитовых массивов с плутонами типа Садбери, Бушвельд и далее – с трапцевыми формациями. Геофизические исследования подтвердили плоскую форму тела и доказали расслоенный его характер. Так, в результате первых работ по сейсмическому профилированию, В.Б.Соллогубом, Л.Т.Калужной и А.В.Чекуновым [693] составлен разрез, согласно которому под основными породами Володарск-Вольнского массива мощностью 500-600 м располагается слой гранитов мощностью 1,0-2,3 км. Главным магмоподводящим каналом, по мнению этих авторов, служил разлом, разделяющий Володарск-Вольнский и Чеповичский анортозитовые массивы. В районе Коростенского плутона установлено четкое блоковое расчленение верхней части коры. В.М.Егоров считал, что мощность анортозитов неодинакова и в центре Володарск-Вольнского массива может до-

стигать 6 км. На профиле К.А.Болубах [119] (рис. 3.18) также выделено несколько чередующихся слоев гранитовых и анортозитовых пород мощностью 0,5-3 км. Петроскоростная модель Т.С.Лебедева и др. [495] допускает существование в пределах 10 км по вертикали двух слоев анортозитов и двух – гранитов. По их расчетам, в районе Володарск-Вольнска pluton подстилается горизонтом мигматитов житомирского типа мощностью около 10 км, ниже которого располагается горизонт бердичевских гранитов, который на глубине 25 км сменяется гранулитовым слоем. В районе г. Коростень pluton залегает непосредственно на бердичевских гранитах.

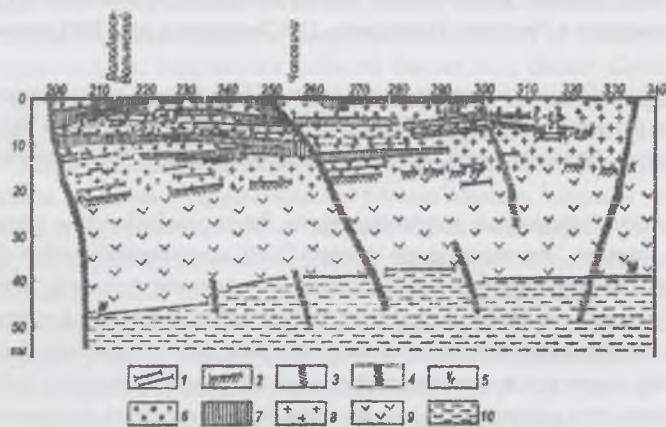


Рис. 3.18. Схематизированный геолого-геофизический разрез земной коры и верхней мантии в районе Коростенского плутона. Составила К.А.Болубах [119].

1 – сейсмические горизонты; 2 – поверхность Конрада. Разрывные нарушения по данным: 3 – гравиметрии, 4 – сейсмометрия; 5 – плотность (г/см<sup>3</sup>); 6 – граница распространения упругих волн (в км/с); 7 – граниты рапакиви; 8 – основные породы; 9 – гранитный слой; 10 – базальтовый слой; 11 – зона разуплотнения в верхней мантии.

Г.В.Ильченко и др. [960] считают, что мощность низкоскоростных слоев плутона изменяется в пределах 0-1,0 км, а высокоскоростных – 4-5 км. В.Бурьянов и

др. [952] в результате 3-D моделирования предложили такую модель земной коры в районе плутона: верхний слой до 5 км включает все разновидности пород плутона, средний – смесь рапакиви и пород рамы, нижний – от 18 км до Мохо – породы рамы. Плутоны согласно их расчетам имеют асимметричное строение: состав пород под северо-восточной частью ультрамафитовый, а под юго-западной – мафитовый. Согласно последним данным Н.М.Костенко [392], основанным на сейсмогравитационном моделировании, упрощенная схема структуры Коростенского плутона следующая: сверху граниты прикровлевой фазы – 0,5-1,0 км, ниже – граниты главной фазы внедрения – 1,0-1,5 км, далее – основные породы – 1,5 км. Общая мощность плутона – 3,0-4,5 км. В.И.Старостенко и др. [975] указывают на наличие под Коростенским массивом на глубинах 20-38 км высокоскоростного блока, который можно рассматривать как первичную магматическую камеру, выполненную габброидами (см. рис. 3.3).

Блоковые подвижки являются, вероятно, причиной того, что Коростенский плутон включает массивы более древних гнейсов. Самый крупный из них назван А.А.Полкановым «Ушомирской глыбой древнейших образований» [621]. Слагающие ее мигматиты рамы (тоже термин А.А.Полканова) в районе сел Пугачевка и Ушомир глубоко вдаются в субширотном направлении в тело плутона, будучи приуроченными к тектоническому блоку [136]. На севере блок граничит с Ушомирским анортозитовым массивом. Вдоль их контакта внедрены дайки остривских гранитов. Контакт мигматитов с гранитами четкий, интрузивный. Блок сложен породами гранулитовой фации, в том числе двупироксеновыми кристаллосланцами, форстеритовыми кальцифирами, известково-силикатными кристаллосланцами. Е.К.Пискорская [618] установила, что под влиянием интрузива гранулиты испытали контактовый метаморфизм и метасоматоз с образованием скарнов, микроклинитов и нагровых метасоматитов. Наличие покровов песчаников, по мнению В.П.Бухарева, свидетельствует об опускании Ушомирского блока. В то же время наличие гранулитов, которые здесь находятся на глубинах свыше 20 км, говорит о резком воздымании блока. Поскольку воздействию плутона подверглись и гранулиты, и пугачевские песчаники, то его внедрение должно было осуществляться в малоглубинных условиях. Ушомирский блок отвечает скорее всего понятию «окно» или «эрозионное окно», хотя в данном случае это просто вмещающие породы. Во вмещающих древних мигматитах имеются многочисленные жилы рапакивинодобных гранитов, а также роговики по основным кристаллосланцам, зоны окварцевания и щелочного метасоматоза. В другом месте, в районе с. Зубринка, по данным В.П.Бухарева [136], имеется крыша мощностью 100-200 м, сложенная древними мигматитами; их В.П.Бухарев рассматривает как остатки кровли плутона. Второй большой массив древних пород находится в западном обрамлении Чеповичского анортозитового массива в районе сел Бехи-Михайловка. Массив сложен равномернозернистыми и порфириовидными гранитами амфиболитовой фации. В.П.Бухарев также считает этот блок остатками кровли плутона. Если исходить из геофизических данных о расслоенности плутона, то Беховский массив может быть и окном, и остатками кровли плутона одновременно.

Анортозиты южной окраины Коростенского плутона контактируют непосредственно с гранулитами бугской серии [380]. Зона контакта падает как на север, так и на юг. Контакт осложнен Черняховской зоной разломов субширотного простирания. Двупироксеновые кристаллосланцы и другие породы подверглись ороговикованию.

### 3.3.12.1. Основные породы

Основные породы плутона представлены двумя главными видами: анортозитами, которые резко преобладают, и габброноритами.

Среди анортозитов визуально различаются целый ряд разновидностей: темные иризирующие, светлые иризирующие, светло-серые неиризирующие и зеленовато-белые анортозиты с сахаровидным плагиоклазом [688]. Иризирует плагиоклаз в синих, голубых, иногда зеленовато-синих и золотисто-желтых тонах [504]. Наиболее вероятной причиной иризации плагиоклазов является из двухфазовое (перистеритовое) строение, ведущее к разложению света. Гипотеза предложена и предельно обоснована Н.К.Крамаренко [435].

Анортозиты – массивные крупно- и гигантозернистые породы без признаков, как утверждает В.П.Бухарев [144], расслоенности. В.С.Соболев считает весьма обычной для лабрадоритов ориентированную текстуру вследствие плоскопараллельного расположения таблиц плагиоклаза. Размер зерен плагиоклаза редко менее 1 см, чаще 5-6 см. Выделяются две, по крайней мере, генерации анортозитов. Древние анортозиты (вальковичский тип) находятся в виде ксенолитов среди молодых анортозитов (пенинзевичский тип). Анортозиты обоих типов являются кумулятами разных магматических камер, причем древние анортозиты – более глубинные [543]. Состав анортозитов: плагиоклаз – 90-95%, пироксены, рудные минералы, апатит, иногда оливин, биотит, калишпат. По минеральному составу И.Л.Личак выделяет собственно анортозиты и габброноританортозиты. Последние отличаются меньшим количеством плагиоклаза и, соответственно, большим содержанием темноцветов.

Плагиоклаз по основности отвечает андезину №№ 43-48, реже лабрадору № 53 и еще основнее. Крайне редки зональные кристаллы с оторочкой №№ 40-35. Двойники в плагиоклазе широкие, законы альбитовый и карлсбадский. Степень упорядоченности плагиоклаза высокая – 0,8-0,9. Нередко плагиоклаз антипертитовый. Темноцветные минералы зажаты между таблицами плагиоклаза. Оливин высокожелезистый,  $f=45-65\%$  (табл. 3.25). Из пироксенов обычно преобладает ортопироксен,  $f=54-73\%$ , а также инвертированный пижонит и авгит.

Габбронориты – усредненное название основных пород. В действительности их состав меняется в широких пределах. Преобладают оливиновые габбронориты, есть троктолиты, оливиновые габбро, те же разновидности без оливина, а также нориты и рудные габбронориты. В.Е.Тарасенко решил вопрос номенклатуры проще. Он выделил только шесть разновидностей: лабрадориты, оливиновые нориты, оливиновое габбро, оливин-пироксеновые сиениты, пироксеновый сиенит и амфиболовое габбро.

Таблица 3.25

Химический состав минералов основных пород коростенского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	34,04	32,56	33,43	48,26	49,25	47,62	49,70	49,88	51,25	49,30
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,12	0,20	0,26	0,44	0,32	0,64	0,62	1,00	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,24	1,17	0,34	0,72	0,53	2,80	2,50	2,00	1,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,64	3,00	1,73	0,91	2,58	2,52	0,88	0,38	1,74	2,71
FeO	41,56	47,46	41,04	34,92	27,60	30,68	13,79	15,03	13,55	16,11
MnO	0,50	0,58	0,53	0,61	0,45	0,45	0,25	0,34	0,30	0,32
MgO	20,68	16,07	21,00	11,25	15,35	14,20	12,13	12,51	13,00	10,48
CaO	0,12	0,10	0,03	2,65	3,00	2,35	18,75	17,40	16,35	17,14
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,06	0,08	0,08	0,06	0,08	0,26	0,30	0,30	0,35
K <sub>2</sub> O	9,03	0,07	0,05	0,02	0,06	0,12	0,10	0,04	0,04	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,01	0,04	–	0,02	0,02	–	–	0,01	0,01
H <sub>2</sub> O–				0,10			0,08	0,12		
H <sub>2</sub> O+				0,67			0,70	0,63		
Сумма				100,07			100,08	99,75		
F	54	63	53	61	52	56	40	41	39	49
Fo	3	3	2	1	4	3	3	1	5	7

Примечание. 1 – 3 – оливины: 1 – из анортозитов, ср. из 8 ая; 2 – из габброноритов, ср. из 14 ая; 3 – из перидотитов, ср. из 3 ая; 4-6 – ортопироксены: 4 – из габбронорита, с. Кривотян; 5 – из анортозитов, ср. из 5 ая; 6 – из габброноритов. 7-10 – клинопироксены: 7 – из лабрадорита, с. Новый Бобрин; 8 – из анортозита, с. Добрынь; 9 – из анортозитов, ср. из 10 ая; 10 – из габброноритов, ср. из 14 ая. Анализы 1-3, 5, 6, 9, 10 – из [139], 4, 7, 8 – из [504].

Все породы средне- и мелкозернистые, изредка порфириовидные. Структура пород преимущественно габбровая, габбро-офитовая, сидеронитовая. В.П.Бухарев приводит такой усредненный состав основных пород: плагиоклаз – 55, оливин – 8, клинопироксен – 18, ортопироксен – 11, рудные (ильменит и титаномагнетит) – 7, апатит – 1%. Кроме них калишпат, роговая обманка, кварц.

Свойства минералов не отличаются от таковых как в анортозитах, так и в ультрабазитах. Плагиоклаз №№ 40-55, во вкрапленниках – №№ 52-56. Нередко наблюдается прямая зональность. Все темноцветы умеренно высокожелезистые, с почти нулевой степенью окисления железа. Оливин ( $f=70-75\%$ ) свежий, слабо серпентинизирован, нередко окружен келифитовыми оторочками клино- или ортопироксена. Ортопироксен ( $f=60-62\%$ ) насыщен ламеллями авгита и, вероятно, представляет собой инвертированный пижонит. Клинопироксен – титанистый авгит ( $f=40-42\%$ ). Он отличается высокими титанистостью, глиноземистостью, низким содержанием волластонитового компонента.

Среди габброноритов В.П.Бухарев [144] выделяет, благодаря ее своеобразной форме, Стремигородскую штокообразную интрузию, которая заключает месторождение ильменита и апатита. Интрузия отличается явными признаками дифференциации, но не типичными для расслоенных интрузий. Контакт интрузии четкий, без явлений закалки. Ядро сложено меланократовым габбро (плагиоперидотитом) с содержанием ильменита 18, апатита – 10%. К периферии перидотиты сменяются зоной троктолитов и в контакте – оливиновым габбро. Состав минералов во всех зонах неизменный.

Породы монцонитового и сиенитового состава традиционно рассматриваются всеми исследователями как результат воздействия на основные породы гранитной магмы. В.С.Соболев пишет «... Основные породы, как правило, к моменту внедрения гранитов не только затвердели, но уже несколько остыли. Под влиянием гранитной магмы они претерпевали перекристаллиза-

Таблица 3.26

Химический состав основных и ультраосновных пород коростенского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	52,67	48,80	45,63	39,18	32,82	27,56	49,76	54,17
TiO <sub>2</sub>	0,62	2,65	4,45	6,20	7,63	9,47	2,67	1,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,78	15,00	14,52	13,00	7,33	3,15	12,04	13,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,67	4,00	3,25	4,80	6,55	8,19	1,95	2,07
FeO	4,66	11,82	12,60	15,56	23,88	29,76	13,36	12,20
MnO	0,06	0,16	0,14	0,22	0,29	0,36	0,22	0,17
MgO	1,81	3,94	4,54	7,24	7,77	9,11	3,72	2,51
CaO	9,18	7,60	8,00	7,21	9,13	8,31	7,45	5,74
Na <sub>2</sub> O	4,20	3,30	3,10	3,05	1,42	0,60	3,30	3,37
K <sub>2</sub> O	1,00	1,34	1,21	0,90	0,45	0,27	2,39	2,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,72	1,24	2,60	2,05	3,17	1,05	0,98
F	78	80	78	74	80	81	80	85
Fo	25	34	20	23	22	22	13	15

Примечание. 1 – анортзит, 2 – габбронорит, 3 – оливиновый габбронорит, 4 – троктолит, 5 – габброперидотит, 6 – перидотит, 7 – калищпатовое габбро, 8 – монцодиорит. Анализы из [144].

Внешне это темные мелкозернистые породы, трудно отличимые от габброноритов. Встречаются гломеробласты нерешетчатого калищпата, окруженные альбитовыми каемками. От габброноритов монцониты отличаются наличием калищпата, роговой обманки и, возможно, несколько более железистым составом темноцветов. Калищпат нерешетчатый, согласно оптическим данным принадлежит к ортоклазу, частью к микроклину. Его содержание в породе обычно 20-35%. Плагноклаз №№ 40-48, в наиболее насыщенных калищпатом породах его основность снижается до №№ 30-35.

Все основные породы относятся к субщелочному ряду калиево-натриевой серии (табл. 3.26). На классификационной диаграмме, составленной В.П.Бухаревым [139], точки составов основных пород образуют единую ветвь с несколькими ступенями, отвечающими ультрабазитам, габброноритам и анортзитам с габброанортозитами (рис. 3.19). Поразительно, что соотношение магния и железа во всех разновидностях базит-ультрабазитов остается практически постоянным и очень высоким даже в ультрабазитах – около 75-80%. Степень окисления железа умеренная 20-25%. Все базит-ультрабазиты отличаются высоким содержанием титана, железа, калия и фосфора. Породы приконтактной группы определяются как калищпатовое габбро и монцодиорит. Они отличаются лишь повышенным содержанием щелочей.

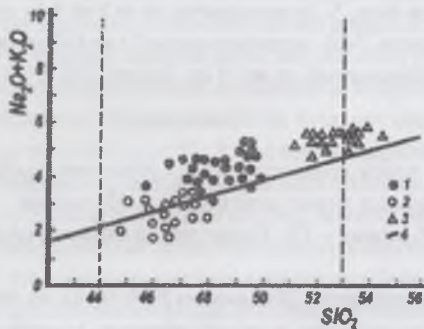


Рис. 3.19. Классификационная диаграмма для пород анортзитовой подформации [139].

1 – габброперидотиты, 2 – габбронориты, 3 – анортзиты, 4 – границы статистических полей пород.

Ультраосновные породы в составе Володарск-Волынского массива описаны В.П.Бухаревым [135]. Их тела мощностью от первых сантиметров до 200 м имеют крутое падение и субмеридиональное простирание, общее с вмещающими оливиновыми габброноритами. Контакты с габброноритами четкие. Как и в анортзитах, простирание тел подчеркивается субпараллельной ориентировкой уплощенных кристаллов плагноклаза. Направляется вывод, что это некоторое подобие листоватой текстуры расслоенных интрузий. Кроме того, наблюдается ритмичность, обусловленная чередованием лейко- и меланократовых прослоев. Встречаются пегматоидные ультрабазиты. По составу ультрабазиты отвечают преимущественно верлиту и плагноклазовому верлиту (габброперидотиту). Их состав следующий: OI – 35-45, CPx – 30, OPx – 0-2, Pl – 3-14, Bt – 1, RM – 16, Ap – 3-4%. Во многих шлифах установлен калищпат. Редко встречаются породы типа лерцолита, пироксенита и оливинового пироксенита. Оливин имеет железистость 45-65%. Клинопироксен представлен диаллагом и авгитом. Биотит темно-коричневый, плагноклаз №№ 49-52. Содержание ильменита достигает 10, титаномagnetита – 12%. Ультрабазиты резко выделяются среди аналогичных пород щита высокими железистостью, титанистостью, высоким содержанием фосфора и очень низким – магния (см. табл. 3.26). По этим параметрам они сопоставимы только с ультрабазитами Городищенского массива Корсунь-Новомиргородского плутона. В сущности, их можно относить к субщелочным породам.

А.Б.Фомин с соавторами [788] описали в западной части Чеповичского массива оливиниты. Тело имеет мощность около 120 м, крутое падение и четкие контакты с вмещающими анортзитами. Состав породы: OI 33 – 95, Pl №№ 50-54 – до 15, рудные – до 3%. Общая железистость оливинитов – 47%. И оливины, и порода бедны примесями: Cr – 120, Ni – 90, Co – 80, V – 40, Cu – 30 г/т.

Попытки представить плутон, по крайней мере его базитовую составляющую, в виде расслоенной интрузии, берут свое начало в классическом исследовании тектоники Володарск-Волынского анортзитового массива А.А.Полжанова [621]. В составе

этого массива он выделял две фазы. фазу 1а – формирование габброаноритов краевого комплекса и фазу 1б – внедрение центрального комплекса крупнозернистых анортозитов. Основанием для такого разделения служил факт приуроченности габброаноритов, в том числе рудоносных, как выявилось позднее, к окраинам Володарск-Волынского анортозитового массива. Гипотеза не потеряла привлекательности и по сей день. Для одного небольшого массива в теле плутона – Давидковского, – гипотеза получила хорошо аргументированное развитие в работах С.Г.Кривдика [448]. Давидковский массив может служить принципиальной схемой для всего плутона. К сожалению, гипотеза расслоенных интрузий подверглась основательной, но хорошо аргументированной ревизии в результате исследований В.П.Бухарева, выполненной на основе его собственных геологических данных.

Взаимоотношения пород в двух самых крупных анортозитовых массивах – Володарск-Волынском и Чеповичском, по данным В.П.Бухарева [144], следующие.

Мелкозернистые габброанориты обрамляют, причем не полностью, только Володарск-Волынский массив, где они контролируются системой глубинных разломов, оконтуривающих массив. Однако, совершенно аналогичные породы имеются и внутри массива в виде протяженных тел мощностью до 350 м, также приуроченных к разломам. Дайкообразные тела габброаноритов имеют крутое падение, большую вертикальную мощность (свыше 4 км) и, по-видимому, служили подводными каналами для анортозитовой магмы. После габброаноритов по ним внедрялись также граниты, габбро-диабазы и диабазы. Дайки габброаноритов несомненно секут крупнозернистые анортозиты с четкими, резкими контактами. Габброанориты нельзя считать краевым комплексом еще и потому, что они не ограничивают области распространения анортозитов. Последние встречаются и западнее контакта Володарск-Волынского массива в виде крупных останцов среди оvoidных гранитов. Это говорит о том, что площадь Володарск-Волынского массива до внедрения гранитов была значительно больше современной.

Ксенолиты анортозитов в габброаноритах были известны давно по работам В.С.Соболева, А.А.Полжанова, О.В.Зинченко и других геологов. Разновозрастность анортозитов впервые подтвердил В.М.Верхогляд [168]. В последнее время обнаружены «древние» анортозиты – ксенолиты анортозитов в анортозитах же. Так, А.В.Митрохин [543] обнаружил в карьере ст. Пиня-зевичи ксенолиты белых гигантозернистых анортозитов, окруженных каймой темноцветов, залегающих среди серых гигантозернистых анортозитов. Кристаллы плагиоклаза вмещающих анортозитов ориентированы субпараллельно ограничениям ксенолитов. В работе [543] приведены и другие примеры. «Древние» анортозиты отличаются от молодых существенно ортопироксеновым составом темноцветов. В них также нет оливина, диаллага, мало ильменита и апатита, а плагиоклаз не содержит антипертитовых вростков. Сравнение химического состава «древних» и поздних анортозитов позволяет утверждать, что в процессе эволюции анортозитов в них растет содержание Fe, Ti, K и P. Таким образом, формирование анортозитов также было многофазным [543].

Наиболее детальная схема формирования основных пород плутона принадлежит А.В.Митрохину [544]. В составе габброанортозитовых массивов он выделяет отдельные возрастные серии: раннюю анортозитовую, главную анортозитовую, раннюю габброидную, позднюю габброидную и дайковую серию. Анортозитовые серии дифференцированы по «анортозитовой схеме» с ранней кристаллизацией плагиоклаза. В каждой из серий с увеличением основности происходит повышение Ti, Fe, Mg при постоянных железистости и кальциевости. При переходе от ранней анортозитовой к главной анортозитовой и далее – к лейкогаббро-долеритам, а также от ранней габброидной к поздней, происходит смена ортопироксеновых парагенезисов оливин-двупироксеновыми и затем – оливин-клинопироксеновыми. Одновременно возрастают содержания рудных, апатита, калишпата и железистости темноцветов, содержания Ti, Fe, K и P. Эти породы формируются за счет глубинной дифференциации по «анортозитовой» схеме субщелочной андезитобазальтовой магмы. Породы габбровых серий и связанных с ними дайковых пород образовались в процессе дифференциации в промежуточной камере субщелочного высокоглиноземистого базальтового расплава, сопровождавшейся одновременным осаждением плагиоклаза, темноцветных и рудных минералов.

Доводы В.П.Бухарева о соотношениях основных пород весьма убедительны. Тем не менее ясно, что явления дифференциации должны были непременно иметь место, поскольку анортозиты по своей структуре являются несомненными кумулятами. Как писал В.С.Соболев, «...никакой анортозитовой магмы не существовало» [688, с.125], хотя дайки, сложенные плагиоклазитами были известны давно [142].

А.В.Митрохин [542] описал явления локальной кристаллизационной дифференциации в габброидах в карьере с. Рудня Шляховая (западная часть Володарск-Волынского массива). Здесь задокументированы два полого залегающих силлообразных тела габброидов мощностью 2-3 м. Каждое из них сверху сложено среднезернистым и более лейкократовым габбро, а внизу – более мелкозернистым и меланократовым. Установлено, что переход между слагающими каждое тело разновидностями постепенный, а между телами – резкий интрузивный. Показано, что нижнее тело более позднее: порция магмы внедрялась в не полностью закристаллизованную породу, что подтверждается также признаками протоклаза. Возможно, расслоенными являются тела Юровско-Селезевской группы массивов, расположенные за пределами плутона в зоне Суцано-Пержанского разлома, описанные В.И.Орсой. Автор выделил в их составе все разновидности основных пород Коростенского плутона: анортозиты, габбро-анортозиты, габброанориты, троктолиты, плагиоперидотиты и монзониты. Химический состав этих пород вполне аналогичен составу пород плутона.

Прототипом строения массивов основных пород может оказаться Давидковский массив.

Давидковский габбро-сиенитовый массив расположен на крайней северо-восточной оконечности Коростенского плутона в зоне сочленения субширотной Овручской и субмеридиональной Вильчанской впадин, на пересечении Ольховско-Слепцко-го и Кировского глубинных разломов [448]. Массив имеет много общего как с Ястребецким массивом, так и с рудоносными габброидами Коростенского плутона. Он имеет округлую форму и значительно крупнее Ястребецкого массива: его площадь около 30 кв. км. (рис. 3.20). Вмещающими породами служат, по мнению авторов [446], не коростенские граниты, а гетеро-

генные образования. Так, в юго-восточном контакте микроклин-плагноклазовые граниты похожи на осницкие, среди которых встречаются плагноклазовые породы с реликтовым диопсидом. Они похожи на преобразованные эндербиты. Восточная часть массива частично перекрыта вулканитами збраньковской свиты с возрастом по циркону 1770 млн лет, что и определяет возраст Давидковского массива.

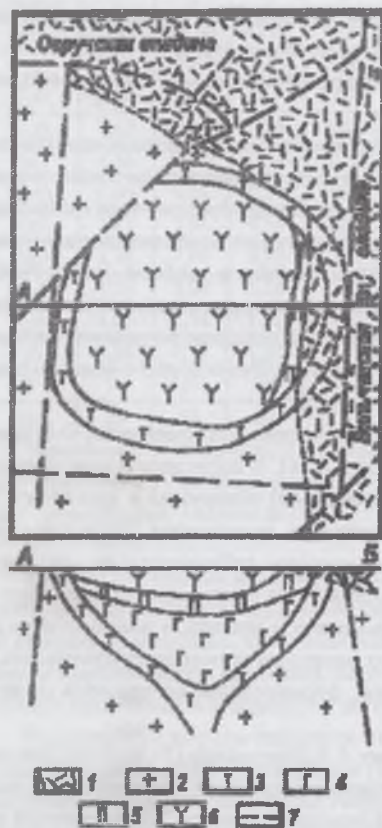


Рис. 3.20. Схема геологического строения Давидковского габбро-сиенитового массива и предполагаемый разрез по линии I-I' [448].

1 – осадочно-вулканогенные образования Овручской и Вильчанской впадин; 2 – вмещающие гранитоиды; 3 – основные породы краевой боковой группы; 4 – ультраосновные и основные породы расслоенной серии; 5 – плагноклазиты расслоенной серии; 6 – сиениты расслоенной серии; 7 – линии разломов.

Давидковский массив имеет доломитовидную форму, концентрически зональное строение с центрициальным падением слагающих массив пород. Массив изучен С.Г.Кривдиком и др. [449], которые установили в нем видимую и скрытую расслоенность, подобную расслоенности Ястребецкого массива. Донную часть массива слагают расслоенные основные породы, верхнюю – сиениты. Периферическое кольцо Давидковского массива образовано габбро-диабазами и габбро в виде каймы шириной 150-300 м. Мелкозернистые габбро-диабазы слагают наружную часть эндоконтакта, а также проникают во вмещающие гранитоиды. Ближе к центру они переходят в более крупнозернистые породы. Для всех основных пород очень характерна диабазовая структура, а также поперечно-шестоватая текстура. Последняя описана для Скергаардской расслоенной интрузии и заключается в том, что субпараллельные шестоватые кристаллы плагноклаза ориентированы перпендикулярно контакту.

В разрезе донной части Давидковского массива чередуются лейкократовые основные породы, часто крупнозернистые до пегматоидных, и меланократовые, нередко рудные габброиды с ильменитом, титаномагнетитом и апатитом. По составу выделяются пироксеновые, пироксен-оливиновые и троктолитовые габбро-диабазы. В пироксеновых габбро-диабазях встречаются межгранулярный гранофир и кварц. Плагноклаз имеет основность № 45 вплоть до № 30. Клинопироксен – титанистый авгит ( $TiO_2 = 1,3\%$ ), отчетливо плеохроирующий в розовато-коричневых тонах. Оливин имеет железистость 59-69%. Постоянно в количестве 5-10% присутствует гомогенный несдвоенникованный сингенетичный калишпат. Ильменит содержит 1,1% MnO и очень слабо окисленное железо. Биотит красно-бурый, высокотитанистый. Роговая обманка встречается редко. Она буро-зеленая, позднемагматическая, развивается по авгиту.

Выше слоя базитов находится слой мощностью до 300 м, сложенный плагноклазитами – андезинитами. Это – средне-крупнозернистые породы светлой зеленовато-серой окраски. В верхней части разреза плагноклазитов также наблюдается субпараллельная ориентировка кристаллов плагноклаза, но ориентированы они вертикально. Плагноклаз №№ 33-38. В интерстициях его кристаллов нередко находятся темноцветные минералы, калишпат и кварц.

В эрозионном срезе резко преобладают сиениты. Их вертикальная мощность свыше 350 м. Это массивные красноватые средне-крупнозернистые породы. Изредка встречаются участки, в которых кристаллы пироксена образуют такую же поперечно-шестоватую структуру, как и в других породах. Калишпат – нерешетчатый мезопертит, нередко с альбитовой оторочкой. Кварц установлен лишь в верхней части разреза. Темноцветы представлены псевдоморфозами по железистому оливину, титанистым ферроавгитом, по периферии которого развивается эгирин-геденбергит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, флюорит, бадделейт. Встречаются миароловые выполения, сложенные кальцитом, эпидотом, стильпноmelаном, альбитом, кварцем.

Сиениты образовались в результате фракционирования из первичного расплава оливина, рудных минералов и апатита, что привело к обогащению расплава калием и кремнекислотой [446]. В массиве снизу вверх возрастает щелочность и железистость минералов, происходит увеличение альбитовой составляющей в калишпате, уменьшение основности плагноклаза, что отражает скрытую расслоенность интрузии. И скрытая, и явная расслоенность обусловлены внутрикамерной кристаллизацией расплава с постоянным выделением кумулуса и интеркумулусных минералов. В результате эрозии в массиве сохранились только боковая расслоенная группа и расслоенная серия.

Все породы имеют характерную для коростенского комплекса высокую железистость, но при этом довольно высокую степень окисления железа (табл. 3.27).

Породы Давидковского массива обеднены как когерентными, так и некогерентными элементами. Их содержания, согласно [448] следующие. В габбро:  $TiO_2 = 5,63\%$ ; Cr – менее 100, Ni – 40, Nb – 27, Zr – 335, Ce – 90, Y – 49, Ba – 970, Sr – 436, Rb – 73 г/т; в сиенитах:  $TiO_2 = 1,50\%$ , Nb – 58, Zr – 1058, Ce – 174, Y – 160, Ba – 1000, Sr – 170, Rb – 130 г/т. По этим признакам массив следует отнести к образованиям зоны сжатия. Отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в апатите из габбросиенитов Давидковского массива достаточно низкие – 0,70295-0,70305.

Химический состав главных видов пород Давидковского массива, щелочных пород и гранитов коростенского комплекса, редкометальных гранитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	41,26	53,00	54,53	72,30	69,08	70,70	73,82	73,50	64,34	63,97	75,00	75,00	73,85
TiO <sub>2</sub>	5,63	0,53	0,74	0,35	0,45	0,46	0,28	0,33	0,56	0,66	0,03	0,30	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,35	24,93	13,94	13,40	13,30	12,50	12,40	13,10	15,28	15,97	14,00	12,80	12,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,52	1,30	6,69	1,20	1,90	2,10	1,50	0,95	3,12	3,32	0,20	0,30	0,85
FeO	12,83	1,80	7,34	2,10	3,70	3,20	2,28	1,80	2,95	1,87	1,08	2,24	1,88
MnO	0,20	0,03	0,20	0,03	0,07	0,06	0,04	0,04	0,08	0,06	0,02	0,04	0,03
MgO	4,26	0,70	0,75	0,55	0,40	0,45	0,23	0,50	0,48	0,72	0,08	0,40	0,29
CaO	5,73	8,84	3,80	1,20	1,82	1,35	0,75	1,10	0,89	1,79	—	0,20	0,68
Na <sub>2</sub> O	2,74	5,50	4,34	2,80	3,65	3,45	3,50	3,56	6,50	5,17	5,70	2,72	3,95
K <sub>2</sub> O	2,30	0,96	4,40	5,12	5,50	5,65	5,10	5,00	4,74	5,77	3,55	5,15	4,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,09	0,09	0,15	0,05	0,13	0,08	0,10	0,12	0,10	0,10	0,03	0,11	0,04
CO <sub>2</sub>	0,41	0,10	0,84						0,36	—	0,20	0,29	
F	0,08	—	—						0,10	0,10	0,27	0,83	0,18
H <sub>2</sub> O	0,20	0,25	0,23						0,09	0,06	0,20	0,00	0,15
П.п.п.	3,29	2,09	1,68						0,46	0,26	0,12	0,47	0,53
Сумма	99,88	100,28	99,68						100,07	99,98			
F	81	82	95	88	93	91	95	84	93	88	84	87	90
Fo	30	42	47	36	34	40	32	35	51	63	15	12	45

Примечание. 1-3 – породы Давидковского массива: 1 – габбро-диабаз эндоконтактный, ср. из 4 ан.; 2 – плагиоклазит лейкократовый из верхней части разреза; 3 – сиенит мезократовый из верхней части разреза. 4-10 – породы коростенского комплекса: 4 – порфировидный рапакиви, ср. из 21 ан.; 5 – крупноовоидный рапакиви, ср. из 15 ан.; 6 – мелкоовоидный рапакиви, ср. из 30 ан.; 7 – мелкозернистый порфировидный рапакивиподобный гранит, ср. из 8 ан.; 8 – биотитовый гранит мелкозернистый (островский) ср. из 10 ан.; 9 – сиенит среднезернистый; 10 – сиенит эгиринный. 11, 12 – редкометальные граниты: 11 – редкометальный гранит флюоритового типа; 12 – то же топазового типа. 13 – биотитовый гранит лезниковский, ср. из 5 ан. Анализы 1-3 из [448], 4-8 – из [139], 9, 10, 13 – из [504], 11, 12 – из [229].

Авторы [448] сопоставляют Давидковский массив с небольшими габброидными интрузиями в пределах развития основных пород Коростенского плутона, а также с Октябрьским массивом Приазовья.

### 3.3.12.2. Граниты

Многочисленные разновидности гранитов, которые различаются по внешнему облику, структуре и минеральному составу, можно объединить в три группы: рапакиви (крупно- и мелкоовоидные), рапакивиподобные граниты и гранит-порфиры. Геологи, занимавшиеся изучением плутона, выделяли значительно больше разновидностей, поскольку это было необходимо для определения тех из них, с которыми связаны пегматиты. Последняя, вероятно, наиболее детальная схема классификации гранитоидов плутона принадлежит О.В.Зинченко с соавторами [615].

Основную часть площади плутона, занимаемой гранитами, слагают однородные крупнозернистые порфировидные граниты с редкими овоидами и черным кварцем. В обнажениях граниты красные, малиново-красные, в глубоких выработках темно-серые. И.Л.Личак предложил называть такие граниты рапакививидными. П.Эскола применял к безовоидным рапакиви, в отличие от типичных рапакиви (выборгитов), термин питерлиты. По другим авторам, питерлитовая структура характеризуется обрастанием вкрапленников калишпата оторочкой кварца. Такие каймы более типичны для рапакививидных гранитов. К ним относятся граниты, получившие собственные названия: росоховские, коростенские, норинские, смельяновские.

А.Н.Платонов с соавторами [619] доказали, что характер и интенсивность окраски калишпатов зависит от количества и соотношения фаз гематита и гетита, возникающими при распаде твердого раствора  $KAlSi_3O_8 - KFeSi_3O_8$ . Согласно их измерениям, микроклин гранитов группы рапакиви и других интенсивно окрашенных гранитов северо-запада (осницкие, пержанские граниты, лептиты и др.) характеризуются минимальной светлотой (вероятно, величина, обратная интенсивности окраски). Как видно из анализа (табл. 3.28), окисное железо в составе калишпата резко преобладает, следовательно, окраска его определяется наличием гематита.

Рапакивиподобные граниты как правило биотит-роговообманковые. В.П.Бухарев дает их средний состав: микроклин-пертит – 48, плагиоклаз – 18, кварц – 30, биотит – 2%, роговая обманка. В качестве примесей присутствуют: грюнерит, флюорит, апатит, циркон. Структура гранитов порфировидная, основная ткань гетидиоморфнозернистая. Порфиновые вкрапленники имеют размеры 1-2 см и представлены идиоморфными кристаллами калишпата, редко – типичными овоидами. Плагиоклаз оторочек хорошо заметен в штуфе и сложен олигоклазом №№ 22-28. Иногда вместо овоидов имеются более мелкие кристаллы калишпата, окруженные микропегматитовой каймой. Встречаются округлые включения размером до 10 см, сложенные теми же минералами, что и граниты, но более мелкозернистые. Возможно, это автолиты гранитов. Калишпат вкрапленников – не-

решетчатый микроклин-пертит; иногда решетка слабо выражена. Плаггиоклаз зональный: в центральных частях зерен № 30, на периферии – № 10 и кислые. Кварц имеет изометричные очертания, нередко в виде ограненных кристаллов, особенно как оторочка вокруг овидов и порфировых вкрапленников. В кварце рапакививидных гранитов установлены расплавные включения с солидусом 810-830° С [830]. В.С.Соболев находил в этих гранитах псевдоморфозы по оливины. Бiotит темно-бурый, низкоглинозистый, с умеренным содержанием  $TiO_2 = 2,2-3\%$  и высоко, но не предельной железистостью – 83-89% (табл. 3.28). Роговая обманка буровато-зеленая, по краям зерен голубовато-зеленая;  $f=81-90\%$ . Многие авторы, начиная с В.И.Лучицкого, отмечали бесцветный амфибол («киевит»). Согласно определениям В.С.Соболева, это гронерит с железистостью 85%, характерный для пород пониженных давлений.

И.Л.Личак среди рапакививидных гранитов выделяет особую разновидность – гранофиновые граниты, которые Н.И.Безбородько называл гранитами коростенского типа. Это амфибол-пироксеновые (?) слабо порфировидные мелкоовидные красные граниты с микропегматитовой (гранофировой) структурой основной ткани. Овиды также окружены микропегматитовой оторочкой, редко – олигоклазом.

Таблица 3.28

Химический состав минералов из гранитов коростенского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	29,67	47,12	40,08	40,03	41,12	33,75	33,93	34,05	35,72	64,73
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,43	1,83	1,10	1,76	2,47	3,06	2,24	4,57	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	2,10	9,65	10,75	8,52	14,52	13,17	15,58	15,41	19,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	–	4,15	4,56	4,49	3,60	2,65	2,62	3,34	0,48
FeO	63,66	28,00	26,12	26,58	24,82	29,74	29,89	29,02	22,20	0,08
MnO	0,95	0,25	0,34	0,31	0,36	0,25	0,27	0,31	0,35	0,30
MgO	2,42	10,40	2,37	1,98	3,70	2,53	3,62	2,17	4,54	0,20
CaO	0,47	11,00	10,14	10,22	9,68	0,65	0,24	0,36	0,89	0,76
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,43	1,99	1,70	2,10	0,45	0,35	0,55	0,03	3,40
K <sub>2</sub> O	0,10	0,20	1,40	1,30	1,23	8,30	8,54	8,82	8,50	10,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	0,14	–	–	–	–	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O	0,04	0,08	0,04	0,12	0,15	0,16	0,18	–	–	–
F	–	–	0,27	0,15	0,42	0,36	0,48	0,46	0,42	0,13
Сумма	–	–	100,08	100,09	99,87	100,19	99,80	–	–	100,17
f	94	60	87	89	80	88	83	89	75	62
f <sub>0</sub>	6	–	7	7	8	5	4	4	6	73

Примечание. 1 – оливин из «прикровлевого» гранита, 2 – клинопироксен из «прикровлевого» гранита. 3-5 – роговая обманка: 3 – из мелкоовидного рапакиви, 4 – из рапакививидного гранита, 5 – то же. 6-10 – биотит: 6 – из рапакививидного гранита, 7 – то же, 8 – то же, 9 – из остривского гранита, 10 – калишпат из овидного рапакиви. Анализы: 1, 2 – из [615], 3-8, 10 – из [504], 9 – из [139].

О.В.Зинченко и др. [615] приводит такой усредненный минеральный состав гранитов главной фазы: калишпат – 52-55, плаггиоклаз – 7-12, кварц – 28-31, биотит – 2-3, амфибол – 1-4, пироксен с оливином – 0-0,4%. Оливин и пироксен (геденбергит) есть только в мелкоовидном рапакиви, например, в западном обрамлении Володарск-Волынского массива, где они, как обычно, контактируют с анортозитами.

Овидные рапакиви в пределах плутона распространены ограниченно. Так, на карте, составленной И.Л.Личаком, показано только три участка распространения рапакиви: в районе г. Малин, в западном обрамлении Володарск-Волынского массива и на севере плутона, в районе с. Игнатполь. Преобладают мелкоовидные рапакиви. Небольшой массив крупноовидных рапакиви, будучи приурочен к Центральной зоне разломов, находится в северо-восточной части Володарск-Волынского массива. В связи с частыми и постепенными переходами между рапакиви и родственными гранитами выделить отдельные их массивы невозможно. И.Л.Личак различает среди рапакиви целый ряд разновидностей: мелко-, средне- и крупноовидные, оливин-, пироксен-, амфиболсодержащие и другие.

Граниты рапакиви – средне-крупнозернистые, на поверхности буровато- и мясо-красные, на глубине – зеленовато-темносерые. Мелкоовидные рапакиви очень темные. Размер овидов редко превышает 2 см. Порфировые выделения и овиды слагают несколько больше половины объема безовидной ткани, имющей гипидиоморфнозернистую и гранулитовую структуру, хотя соотношения нередко меняются. Овиды сложены микроклин-пертитом, часто с несовершенной решеткой, и окружены оболочкой плаггиоклаза № 30. Некоторые овиды имеют полизональное строение за счет нескольких оболочек плаггиоклаза.

Существует несколько гипотез образования овидов. После работы В.С.Соболева наиболее популярной стала гипотеза, согласно которой, основу овидов составлял плаггиоклаз, о чем свидетельствуют реликты в микроклине его и темноцветных минералов. Плаггиоклаз замещается микроклином, после чего процесс идет в обратную сторону – замещение микроклина олигоклазом. Пертиты также двух генераций: тонкие жилковатые пертиты распада в последствии укрупнились за счет повторной альбитизации как пертиты замещения.

Калишпат гранитов коростенского комплекса имеет разную степень упорядоченности –  $\Delta p=0,0-1,0$ . Калишпат уникален в том отношении, что в валовом составе он содержит максимальное из всех КППШ гранитов УЩ количество альбитового ком-



появления и максимально чистой ортоклазовую фазу. Его средний состав:  $Or_{66}Ab_{32}An_2$ , причем содержание ортоклаза может понижаться до 45%. Вероятно, вследствие высокой степени очистки, что, в свою очередь, следует связывать с высокой водонасыщенностью магмы, калишпат гранитов отличается низкой величиной  $I_{ртл}$ , равной в среднем 2640 усл. ед. [634]. Кривая термовывеивания имеет двухпиковое строение, причем пик T2 значительно более слабый. Это значит, что в эволюции КШШ было два эпизода, из которых один определяющий. Микроклин, замещающий плагиоклаз был, в отличие от высоковосстановленных темноцветных минералов, уже насыщен железистой молекулой. Это можно рассматривать как свидетельство окисленности магмы в процессе формирования овоидов и достаточно высоких температур кристаллизации калишпата. Плагиоклаз зональный: в центре зерен андезин, по периферии олигоклаз № 20. Кварц рапакиви очень характерный: наряду с обычным ксеноморфным кварцем есть идиоморфный гексагонально-дипирамидальный. Есть одна специфическая форма кварца – “снаружи вогнутый” кварц. Это пегматитоподобные, закономерно ориентированные вроски в микроклин-пертите.

Все темноцветные минералы высокожелезистые, значительно более железистые, чем в основных породах (см. табл. 3.28). Оливин имеет железистость 94%. Обычно он замещен идингситом. Оливин часто окружен оторочкой грюнерита, а последний – сине-зеленой роговой обманкой. Клинопироксен представлен геденбергигом. Роговая обманка и биотит такие же, как в рапакививидных гранитах.

В.С.Соболев относит к рапакиви красные крупнозернистые биотитовые граниты с черным кварцем, развитые по р.Тростянице (“рихтинские” граниты), основываясь на установленном им факте постепенных переходов к рапакиви с одной стороны и к рапакививидным гранитам – с другой. Небольшие тела этих гранитов приурочены к Центральному разлому. Из темноцветов граниты содержат только биотит. По данным Т.А.Рокачук [634], из всех гранитов коростенского комплекса только они имеют калишпат, полностью сходный с калишпатом рапакиви.

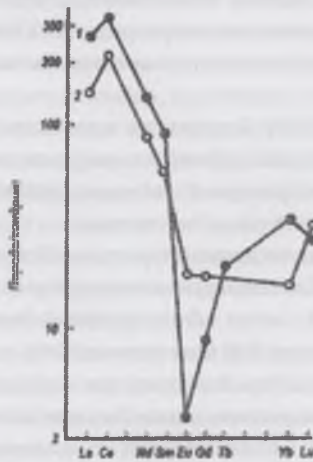


Рис. 3.21. Распределение РЗЭ в гранитоидах Коростенского массива [615].  
1 – гранодиорит, 2 – гранит рапакиви.

Акцессорная минерализация гранитов Коростенского плутона детально изучена авторами работы [615]. Согласно их данным, состав акцессоров в разных видах гранитов изменяется незначительно. Главный тип минерализации – флюорит-ильменит-цирконовый. Содержание главных минералов следующие: циркон – 370–480, флюорит – 15–27, апатит – 8–25, ильменит – 600–700, магнетит – 100–200, ортит – 24–62 г/т. Количество акцессоров значительно возрастает вблизи пегматитовых тел. Прочие редкие акцессоры: бастнезит, рутил, апатит, касситерит, гранат, шпинель, корунд, топаз, монацит и др. Обычные сульфиды: пирит, сфалерит, молибденит. Авторы [615] подчеркивают, что как породообразующие, так и акцессорные минералы гранитов по своему химическому составу существенно отличаются от одноименных минералов основных пород, что свидетельствует об автономности тех и других.

Гранитоиды характеризуются резко дифференцированным распределением РЗЭ: отношение  $(La/Yb)_N$  – около 8 (рис. 3.21) и четко отрицательной европиевой аномалией:  $Eu/Eu^* = 0,07-0,51$ . Сумма РЗЭ очень высокая – 250–400 г/т и создается за счет не только легких, но и тяжелых РЗЭ.

Геохимический спектр главных видов пород, по данным тех же авторов [615], близок к спектру стандартного гранита. Специфические черты гранитов: обогащенность TR, Zr, Y, сочетание гранитофильных элементов (F, Rb, Sn, Mo, Pb, U, Th) с элементами основных магм (Zn, Ti, Co, Ni, Cr, P) [615].

Граниты плутона отличаются высокой железистостью – 85–88% (табл. 3.27) и при этом умеренно высокой степенью окисления железа. Последняя, возможно, определяется магнетитом; содержания этого минерала в гранитах низкие, но и железа в гранитах также немного. По этим параметрам граниты отличаются от пород Давидковского массива и лишь немного превышают эти величины для основных пород. В целом состав гранитов укладывается в рамки семейства калишпатовых субщелочных гранитов. Некоторые разновидности рапакиви приближаются к составу граносиенитов.

### 3.3.12.3. Щелочные породы плутона

Щелочные породы в составе плутона были впервые описаны В.С.Соболевым в 1938 г., затем изучены В.И.Бартошевским [29], И.Л.Личаком [504], недавно С.Г.Кривдиком и В.И. Ткачуком [446]. В.С.Соболев и другие исследователи считали их самыми молодыми образованиями плутона.

Щелочные породы по составу отвечают щелочным сиенитам и кварцевым сиенитам и располагаются исключительно в рапакиви и рапакививидных гранитах. В целом наблюдается приуроченность щелочных пород к обрамлению анортозитовых массивов. Они известны вблизи восточного (с. Гута Потиевская) и западного (села Ставки, Михайловка, Писаревка и др.) контактов Володарск-Волынского массива, в северо-западном контакте Чеповичского массива, вблизи Игнатпольского массива и в других местах.

До работ С.Г.Кривдика и В.И.Ткачука [446] считалось, что щелочные сиениты являются метасоматитами по гранитам. Так, И.Л.Личак ощелачивание гранитов связывал с густой сетью субпараллельных кварцевых жил. Обосновывался метасоматический процесс – альбитизация калишпата и кварца с образованием щелочных пироксенов и амфиболов. По его мнению,

существуют все переходы от неизмененных гранитов через кварцевые сиениты к щелочным сиенитам. С.Г.Кривдик и В.И.Ткачук показали, что многие проявления сиенитов имеют жильный характер. Их контакты с вмещающими гранитами четкие, хотя в гранитах наблюдается покраснение окраски. Жильными, по их мнению, являются сиениты с. Ставки. В сиенитах с. Ставище обнаружены ксенолиты основных пород – предположительно измененных габброидов Володарск-Волынского массива.

Щелочные породы среднезернистые, частью порфирировидные, имеют характерный для коростенских гранитов мясокрасный цвет. В.И.Бартошевский писал, что микроструктуры замещения наложены на первичные структуры гранитов. Минеральный состав всех проявлений сиенитов близок: калишпат-мезопертит – 80-90, эгирин – 5-10, щелочные амфиболы, кварц – 10%, альбит, сфен, титаномагнетит, апатит, циркон. Калишпат представлен ортоклазом ( $\Delta r=0,327$ ), иногда решетчатым микроклином. Валовый состав калишпата отвечает анортоклазу:  $Or_{50}Ab_{50}$  [446]. Альбит №№ 3-8 образует оторочки вокруг калишпата и кварца, а также полные псевдоморфозы по ним. Эгирин резко преобладает над амфиболом. Он густоокрашенный, травяно-зеленый. Из амфиболов оптически определен арфведсонит.

Щелочные породы отличаются высоким содержанием щелочей, причем  $Na_2O$  как правило преобладает над  $K_2O$  (см. табл. 27). Общая железистость пород такая же, как и вмещающих гранитов (80-86%), но железо переходит в окисную форму. Очевиден вынос кремния. По описаниям В.И.Бартошевского можно предположить, что здесь имеет место процесс фенитизации, однако С.Г.Кривдик (устное сообщение) с этим не согласен.

### 3.3.12.4. Остривские гранит-порфиры

Серые биотитовые граниты остривского типа развиты в западном контакте Коростенского плутона с породами рамы в районе Ушомирского тектонического блока (села Пугачевка, Рудня-Ушомирская и др.), а также в юго-западном контакте в районе сел Зубринка, Сколобов и др. А.А.Полканов рассматривал эти граниты как более древние, чем анортозиты, Ю.Ю.Юрк относил их к житомирскому комплексу, а Г.М.Коровниченко впервые указал на дайковый характер этих гранитов и объединял их с рапаквивоподобными гранитами.

Геологическую позицию гранитов однозначно, на наш взгляд, определил В.П.Бухарев [137]. В результате выполнения геолого-съемочных работ им установлено, что остривские граниты образуют крутопадающие дайки субширотного простирания мощностью от 1 до 200 м. Дайки четко секут песчаники пугачевской свиты, анортозиты, габбронориты, оvoidные граниты, а также мигматиты рамы. В дайках установлены мелкие ксенолиты роговообманково-биотитовых оvoidных гранитов.

Остривские граниты светло-серые, мелкозернистые, нередко порфирировидные, с вкрапленниками микроклина. Текстура очковая. "Очки" размером до 1,5 см сложены агрегатом кварца, кордиерита, биотита, микроклина и окружены касмой светлых минералов. Состав гранитов: микроклин – 40-50, плагиоклаз №№ 5-15 – 15-25, кварц – 20-25, биотит – 5-8%, мусковит. Биотит красно-бурый, высокотитанистый ( $TiO_2=4-4,5\%$ ,  $f=77\%$ ), высокоглиноземистый и определяется как минерал высокотемпературных апопелитовых гранитов (табл. 3.28). Вполне можно согласиться с В.П.Бухаревым, который считает, что остривские граниты не имеют ничего общего с житомирскими и являются завершающей фазой коростенского комплекса. По химическому составу остривские граниты отличаются от рапаквива более высокой кремнекислотностью, большей лейкократовостью, меньшей железистостью, низкой для платформенных гранитов, и в целом явно апопелитовым характером (табл. 3.27). В.П.Бухарев отмечает поразительное сходство остривских гранитов с искренскими гранитами Корсунь-Новомиргородского плутона. Это сходство выражается прежде всего во внешнем облике: оба гранита серые мелкозернистые с характерной очковой текстурой. Кроме того, они имеют близкий химический состав, свойства породообразующих минералов и особенно – биотита: в обоих гранитах он совершенно одинаковый. Вполне очевидно, что наличие специфических, не известных в других комплексах гранитов, является особенностью и характерным признаком анортозит-рапаквивитных массивов. Для выделения остривских гранитов отдельный комплекс, как предлагает В.П.Бухарев, оснований пока недостаточно, так как нет надежных датировок.

Судя по химическому и минеральному составу, петрофондом остривских гранитов служили субглиноземистые породы и скорее всего это были породы бердичевского комплекса, подстилающие коростенский комплекс. В.С.Соболев наблюдал в пегматитовых жилах ксенолиты силлиманит-кордиерит-шпинелевой породы со структурой кристаллосланцев. Это, видимо, означает, что после становления Коростенского плутона осуществлялась частичная ремобилизация фундамента.

### 3.3.12.5. Лезниковский массив.

Большинство исследователей – Н.И.Безбородько, М.Н.Ивантишин, А.А.Полканов, В.С. Соболев, В.П.Бухарев и другие считали Лезниковский массив внедрившимся в Коростенский плутон на завершающих стадиях становления кислых пород. И.Л.Личак, О.В.Зинченко, В.Т. Латыш и другие геологи сопоставляли его с редкометалльными образованиями Суцаюно-Пержанской зоны.

По данным О.В.Зинченко и др. [294], Лезниковский массив приурочен к северо-западному борту Тетеревского разлома. Размеры массива 7 x 2 км; он вытянут в направлении  $10^\circ$ . На севере и востоке граниты массива контактируют с Володарск-Волыньским габбро-анортозитовым массивом. Контакт тектонический. Восточный контакт Лезниковского массива с габбро-анортозитами представляет собой зону чередования кислых и основных пород. Ксенолиты сильно измененных основных пород включены в лезниковских гранитах. Массив имеет зональное строение: краевые зоны слагают амфибол-биотитовые неяснопорфировые граниты с реликтами широксена, затем идут красные биотитовые чернокварцевые граниты, в центре – собственно лезниковские граниты. В вертикальном разрезе установлена обратная зональность. Мощность собственно лезниковских гранитов около 200 м.

Лезниковские граниты – розово-красные, средне-крупнозернистые, слабо порфировидные [294]. Вкрапленники калишпата редкие и небольшие – до 1 см. Минеральный состав: калишпат-пертит – 45-60%, плагиоклаз (преобладает альбит, редко – №№ 12-18), кварц, биотит, флюорит. Аксессуары: циркон, касситерит, топаз, циннвальдит. Биотит очень темный, почти непрозрачный, низкотитанистый ( $TiO_2=1,8\%$ ), литийсодержащий, очень высокожелезистый:  $f=96-99\%$ .

Лезниковские граниты, по мнению [294], представляют собой продукт метасоматического преобразования биотит-амфиболовых рапакививидных гранитов и должны рассматриваться как постмагматические породы коростенского комплекса. Изменения заключаются в исчезновении порфировидности, замене пойкилитовых структур гранитовыми, удалении пироксена и амфибола, замене плагиоклаза альбитом, а биотита – литиевыми слюдами, в новообразовании ряда аксессуаров: флюорита, топаза, колумбита, фенакита, сфалерита, самородного свинца. Эти граниты очень близки к альбитизированным гранитам Суцано-Пержанской зоны и к собственно пержанским гранитам. Так, по химическому составу лезниковский гранит почти не отличается от пержанского (см. табл. 3.27).

### 3.3.12.6. Редкометальные граниты.

Редкометальные литий-фтористые граниты представляют заключительную фазу становления кислых пород Коростенского плутона [229, 293]. Они обнаружены в двух местах плутона: в его центральной части, на пересечении двух второстепенных разломов (Полчанский участок) и в юго-западной, в пределах Тетеревской зоны разломов (Андреевский участок). Граниты образуют крутопадающие тела мощностью до 1,5 м с плоскопараллельными контактами дайкового типа. Выделены граниты топазового и флюоритового типов. Граниты топазового типа рассекают крупноовоидные амфибол-биотитовые рапакививидные и аплит-пегматоидные граниты, а граниты флюоритового типа – гранит-порфиры. Жилы редкометальных гранитов сопровождаются кварцевыми жилами с молибденитом, касситеритом, а также биотитовыми грейзенами. Граниты розоватые, массивные, мелко- и среднезернистые. Структура неяснопорфировая. Порфиновые выделения сложены изометричными зернами дымчатого кварца, окруженного лейстами альбита, образующими структуру “снежного кома”. Основная ткань гипидиоморфнозернистая при явном идиоморфизме альбита. Топазовые и флюоритовые граниты различаются только преобладанием одного из этих минералов. Обычный минеральный состав гранитов: альбит №№ 0-5 – 38-43, першпетчатый и пертитовый микроклин – 24-30, кварц – 25-27, магниезальный циннвальдит – до 6, топаз или флюорит – до 2%. Обильны акцессорные минералы, в том числе монацит, колумбит, фенацит, касситерит. Обнаружены сферулы, сложенные магнетитом, иоцитом и когенимом, свидетельствующие о крайне восстановительных условиях кристаллизации этих пород. В кварце установлены расплавленные включения с температурой гомогенизации 600°C [293]. По химическому составу (см. табл. 3.27) редкометальные граниты отвечают субщелочным лейкогранитам.

О.В.Зинченко и И.И.Лазарева [299] сообщают об открытии типично гипабиссальных редкометальных гранитов среди основных пород в районе г. Малин. Жилы мощностью до 1 м сложены очень плотными тонкозернистыми породами темно-вишневого цвета с мелкими вкрапленниками кварца, альбита, калишпата топаза и циннвальдита. Основная ткань крипто- и тонкозернистая. Содержание  $SiO_2$  в гранитах 76-77%,  $Na_2O$  – 5,4-4,4,  $K_2O$  – 3,2-3,9%. Авторы [299] отмечают близость описанных гранитов к онгонитам.

Коростенский плутон знаменит своими морион-топазовыми пегматитами, локализованными исключительно в гранитах. Их исследованию посвящена обширная литература [364, 477, 478].

### 3.3.12.7. Проблемы генезиса пород Коростенского плутона

Обобщая опыт многих исследователей можно резюмировать следующий порядок формирования коростенского комплекса: внедрение анортозитов (минимум в две фазы), внедрение габброидов и ультрабазитов, внедрения и контаминация рапакиви и рапакививидных гранитов (в несколько фаз), лезниковских гранитов, образование щелочных пород в виде метасоматических зон, жильных и расслоенных сиенитов, внедрение дайковых тел островских гранитов, формирование лейкократовых редкометальных гранитов. Из этих эпизодов геологически твердо доказанными являются только три первых – внедрение габброидов, анортозитов и гранитов. Н.М.Костенко [392] выделяет три фазы формирования гранитов плутона. Первая фаза – овоидные и безовоидные порфировидные граниты сначала прикровлевой фации, затем главной фазы внедрения. Вторая фаза – штокообразные тела гранит-порфиров (1745-1735 млн лет), аплитовидные граниты. Третья фаза – жильные литичесные микроклин-альбитовые и альбитизированные лезниковские граниты.

Гипотезы формирования анортозит-рапакививидных комплексов детально рассмотрены в книге Р.З.Левковского [497] и Д.В.Великославинского с соавторами [157]. Существуют две главных гипотезы происхождения гранитов комплекса и их соотношения с основными породами. Гипотеза интрузивно-метасоматического происхождения гранитов в Украине развивалась Р.З.Левковским и поддерживалась И.Л.Личаком. Суть ее заключается в постмагматическом метасоматическом преобразовании анортозитов. Современные геологи предпочитают объяснять происхождение как гранитов, так и анортозитов интрузивно-магматическим путем, принимая, в основном, схему В.С.Соболева. Интрузивный характер контактов плутона следует, в частности, из работ В.П.Бухарева. Согласно схеме В.С.Соболева, формирование комплекса начинается с подъема больших масс основной магмы, которая вызывает переплавление вмещающих пород и частично смешивается с ними. Потеря тепла при реакции магмы с твердыми основными породами ведет к интенсивной кристаллизации с выпадением плагиоклаза, давшего анортозиты. Возникает вопрос: где сохраняется остающаяся гранитная магма, когда основные породы уже находятся в твердом состоянии и

как обеспечивается многофазность ее внедрения? Каким путем достигнута многослойность плутона в целом? Кроме того, на глубинном уровне выплавления гранитов нет достаточно насыщенных калием пород и следует предполагать привнос калия из других источников, например, за счет сапукитовой магмы.

Представления о плитовом строении плутона были заложены В.С.Соболевым и А.А. Полкановым задолго до появления первых геологических доказательств. В настоящее время популярностью пользуется точка зрения, поддерживаемая, в частности, В.П. Бухаревым, согласно которой Коростенский плутон представляет собой межформационный хонолит. В качестве кровли предполагаются толщи пугачевской серии. Наличие кровли необходимо для обоснования глубинности формирования пород плутона. Для Корсунь-Новомиргородского плутона наличие такой кровли не доказано. В.С.Соболев определял плутон как гипабиссальную интрузию, основываясь главным образом на принципиальном его сходстве с трапповыми формациями. По нашему мнению, гипабиссальная природа плутона в достаточной мере подтверждается существованием роговиков, известных также в контакте Корсунь-Новомиргородского плутона, высокой для гранитов основностью плагиоклаза, высокими температурами его кристаллизации – около 870°C, низкой люминесценцией калишпата, наличием грюнерита. О.С.Егоров с соавторами [254], на основании распределения в основных по-родах Коростенского плутона Cu, Zn, Ti, P, а также щелочности пород, пришли к интересным выводам, согласно которым исходная магма этих пород очень близка по составу к основным породам островных дуг. Обширные проявления щелочных калиевых метасоматитов предполагают, по их мнению, большую мощность коры.

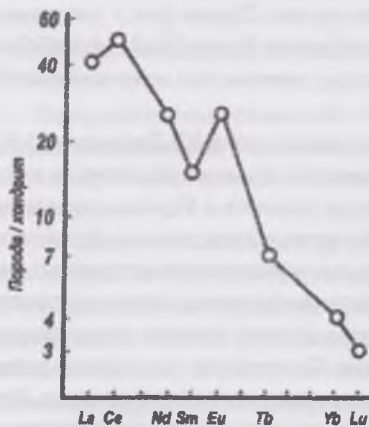
Т.И.Довбуш и В.М.Скобелев [956] определили, что для габброноритов плутона  $\epsilon_{Nd} = -0,8$ , а для рапакиви  $\epsilon_{Nd} = -1,8$ . На этом основании они утверждают, что источником основной магмы могли быть породы нижней части коры или океанические базальты предшествовавшей субдукции. Первичный источник, согласно Sm-Nd методу, мог иметь возраст 2170-1940 млн лет, что отвечает времени формирования Осницко-Микашевичского пояса. Мафиты так-же имеют относительно более высокое  $I_{Sr} = 0,7030-0,7060$ , чем можно ожидать для мантийных пород этого возраста. Источником кислых расплавов могли быть породы верхней части коры. Эти авторы считают, что мафитовые члены плутона являются расслоенными.

Если исходить из утверждаемого Ю.А.Балашовым [25] положения, согласно которому содержание некогерентных элементов в мантии возрастает к ее верхам, то магма основного состава коростенского комплекса должна быть продуктом выплавления наиболее легкоплавких элементов из самых ее верхов. Этим можно объяснить обилие в породах некогерентных элементов – Ti, P, R, Fe и низкие содержания когерентных – Mg, Ni, Co, Cr, V. Мантийный характер магмы подтверждается чрезвычайно низкой, практически нулевой степенью окисления железа в темноцветных минералах, низким содержанием магнетита во всех типах пород, особенно в гранитах. Так было, возможно, до расчленения исходной магмы на основную и кислую составляющие. После этого режим кислотности должен был измениться на обратный, о чем свидетельствует обширное участие в породообразовании фтора. Водонасыщенность магмы также менялась. Если на первых порах магма была сухой, что фиксируется наличием оливина и пироксенов, то на конечных этапах кристаллизации она была насыщена водой. Об этом свидетельствуют миаролы, обильные пегматиты и высокая степень чистоты ортоклазовой фазы в мезопертитах.

Если основываться на температурах кристаллизации оливина и плагиоклаза, рассчитанных по методу В.А.Кутолина и А.А.Прусевич [466], то максимальную температуру кристаллизации – 1300°C, – имели плагиоклазы анортозитов, значительно превышающую температуру солидуса оливина – 1090°C. Температура солидуса плагиоклаза постепенно снижается по мере повышения основности пород – до 900° в плагиоперидотитах. В этом же направлении повышастся температура кристаллизации оливина – до 1200°C. Определенная по двум минералам температура кристаллизации основных пород не превышает 1180°C. Интересно, что температура кристаллизации монцодиоритов находится в тех же пределах, что и основных пород. Это значит: либо монцодиориты являются продуктами дифференциации, либо весь калишпат наложен с сохранением первичных парагенезисов, что мало вероятно.

Распределение РЗЭ в гранитах умеренно дифференцированное. Отношение (La/Yb)N находится в пределах 3-15. Оно понижено за счет высокого содержания ТРЗЭ. Последнее, как полагают [518], типично для интрузивных гранитов в отличие от метаморфогенных и метасоматических. Сумма РЗЭ достаточно большая, обычно около 300 г/т. Особенность распределения РЗЭ – наличие глубоких европиевых минимумов:  $Eu/Eu^* = 0,2-0,3$ . В целом рапределение РЗЭ отвечает III типу [192], характерному для щелочных и субщелочных гранитов обстановок растяжения, возникающих в связи с континентальным рифтогенезом тыловых областей активных окраин континентов. Таким образом, коростенский комплекс вполне укладывается в нашу схему геодинамики западной части УЩ.

Рис. 3.22. Распределение РЗЭ в «молодых» анортозитах Федоровского массива [545].



Интересно сопоставить распределение РЗЭ в гранитах с таковым в основных породах. Из рисунка, приведенного в работе К.Е.Есипчука [266] можно видеть, что распределение РЗЭ в этих двух видах пород строго комплементарное: европиевый минимум в гранитах является зеркальным отражением такой же величины максимума в габброноритах. Напрашивается вывод, что здесь мы имеем явное доказательство отсадки плагиоклаза из единой исходной магмы. Распределение РЗЭ в ранних и поздних анортозитах несколько различается [545]. В ранних анортозитах сумма РЗЭ (11-19 г/т) намного меньше, чем в поздних анортозитах, где она составляет 67-72 г/т. В ранних анортозитах очень сильный европиевый максимум:  $Eu/Eu^* = 8-20$ . В поздних анортозитах  $Eu/Eu^* = 2$ . Схема распределения РЗЭ в обоих типах анортозитов обычная «анортозитовая» (рис. 3.22).

Все геологи считают активное влияние гранитов на анортозиты с последующей контаминацией гранитов фактом доказанным и вполне очевидным. Принимается, что площадь, занимаемая анортозитами значительно уменьшилась вследствие их ассимиляции гранитами. Много конкретных примеров приводится В.С.Соболевым, И.Л.Личаком, В.П.Бухаревым и другими геологами. Однако, столь широкое развитие процесса в гипабиссальных условиях представляется нереальным.

Явно расслоенное тело в виде Давидковского габбро-сиенитового массива описано С.Г.Кривдиком. Наличие этого тела, кстати, говорит и о том, что исходная магма до последних порций внедрения имела приблизительно трахиандезитовый, возможно, санукитовый состав. Примеры расслоения описаны В.П.Бухаревым и А.В.Митрохиным. С позиций модели расслоенной интрузии лучше объясняются сиениты в контакте анортозитов и гранитов. Иначе трудно представить огромные масштабы засоренности магмы веществом твердых пород (анортозитов) и, с другой стороны, сиенитизацию анортозитов. Что касается баланса слагающих комплекс пород, в котором 75% объема составляют граниты, то учтены только соотношения в эрозионном срезе. Если основываться на геофизических данных по структуре плутона – а других у нас нет, – то на глубине имеется еще большой резерв магматического материала и какие там соотношения пород, нам не известно. Надо признать, что в настоящее время структура Коростенского плутона в целом с позиций расслоенной интрузии расшифровке не поддается. Причина либо в недостатке информации, либо в сильнейшей разбукерованности плутона.

### 3.3.12.8. Дайковые породы Коростенского плутона

Дайковые породы, локализованные в Коростенском плутоне или в его ближайшем обрамлении, традиционно рассматривались как производные плутона. В этом не сомневались В.И.Лучицкий, А.А.Полжанов, В.Е.Тарасенко, И.Л.Личак, И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская, а из современных авторов – О.В.Зинченко и др. [295, 301], Г.Г.Павлов [599, 600], Л.Ф.Котвицкий [399], А.В.Митрохин [544] и в своих первых работах – В.П.Бухарев [145].

В.П.Бухарев в пределах плутона выделяет следующие виды дайковых пород: габбро-долериты, долериты, плагиоклазовые порфириты, базальты, трахиандезиты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Вмещающими служат как основные породы, так и граниты, а также окна пород рамы. Все породы кайнотипные.

Самые крупные дайки, сложенные габбро-долеритами и долеритами – Звиздаль-Залесская, Скуратовская и Рудня-Базарская.

Звиздаль-Залесская дайка прослеживается в строго меридиональном направлении почти на 40 км при мощности до 2 км и залегает среди рапакививидных гранитов. Дайка имеет зональное строение: в срединной части находятся среднезернистые габбро-долериты, ближе к контакту – порфиновые долериты, в эндоконтакте – слабо раскристаллизованная стеклосодержащая порода. В эндоконтакте дайка вмещает ксенолиты гранитов. Структура пород габбро-офитовая и офитовая. Минеральный состав средней части дайки по [145] Pl – 60-80, Aug – 15-20, Орх – 5-17, Ol – 15-20, Rm – 5-15, Ap – 5%. И.Л.Личак указывает также калишпат, роговую обманку, биотит. Плагиоклаз антипертитовый, часто зональный, №№ 40-56. Скуратовская дайка находится в той же структуре, но пересекает анортозиты Чеповичского массива. Протяженность дайки 10 км, мощность до 200 м. Рудня-Базарская дайка залегает среди мигматитов рамы в приподнятом Недашковском блоке. По химическому составу долериты отвечают виду трахибазальт-трахидолерит (табл. 3.29).

Плагиоклазовые порфириты известны под названием вольнитов. Такое название, по свидетельству Л.Г.Ткачука, им дал польский геолог Оссовский. Согласно современной номенклатуре – это плагиофировые трахибазальты. Собственное название вольниты получили, вероятно, благодаря своему внешнему виду. Это тонкозернистые породы, с почти черной основной тканью, в которую погружены таблицы белого плагиоклаза размером до 6 см. В центральной части даек количество вкрапленников плагиоклаза № 45 достигает 70%. Дайки маломощные – первые метры. В эндоконтактах вкрапленники исчезают, а сама порода плохо раскристаллизована. За счет контаминации состав вольнитов существенно меняется в пределах одной дайки – от базальта до ортофира, – в зависимости от основных или кислых вмещающих пород. Согласно подсчетам В.П.Бухарева, средний нормативный состав вольнитов следующий: Or – 20-22, Pl – 40-45, СРх – 5-17, ОРх – 5-13, Пш – 4-6, Ap – 2%.

Трахиандезиты залегают в виде штокообразных тел большой вертикальной мощности среди рамы западного обрамления плутона. Породы тонкозернистые, с фенокристами плагиоклаза и микролитовой основной тканью, сложенной полевыми шпатами, роговой обманкой, биотитом и рудными минералами.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры (риолит-порфиры) различаются по структуре и локализации: первые залегают внутри плутона и вне его, вторые – только в пределах плутона. Средний нормативный состав этих пород следующий: Qz – 33, Or – 32, Pl – 28, темноцветы – 5, Rm – 2%. Фенокристы – микропертит и кварц. Л.Ф.Котвицкий с Г.Г.Павловым [399] описали в районе с. Шишлово сложную дифференцированную дайку мощностью 30 м. Эндоконтактовые части дайки сложены плагиопорфиритами, которые ближе к центру переходят в риолит-порфиры и далее – в гранит-порфиры. По химическому составу кислые породы абсолютно не отличаются от гранитов и отвечают трахириолиту.

И.Л.Личак [503] описал также дайки ортофира. Фенокристы в них сложены ортоклазом, реже – плагиоклазом №№ 15-30. Основная ткань полнокристаллическая, фельзитовая; состоит из агрегата полевых шпатов, зеленой роговой обманки (25-30%), биотита, кварца, иногда клинопхироксена. По классификации [614] ортофиры следует относить к трахидацитам.

В.П.Бухарев [138] в составе коростенского комплекса описал черные скрытокристаллические породы состава трахиандезитов, образующие маломощные дайки среди овоидных гранитов. В Звиздаль-Залесской зоне им же определены дайки андезибазальтов с миндалекаменной текстурой, сложенные лейстами плагиоклаза №№ 47-52, пиджонитом и оливином. Известны они и в обрамлении плутона. Автор подчеркивает петрохимическое сходство андезибазальтов с основными породами плутона и считает, что они должны рассматриваться в его составе.

Химический состав дайковых пород Коростенского плутона

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,16	48,86	51,80	51,85	59,40	65,04	72,28	73,48
TiO <sub>2</sub>	2,13	2,24	2,64	2,63	0,75	0,89	0,17	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,94	17,47	16,86	16,50	17,45	13,51	13,48	12,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,21	2,23	3,15	2,20	3,40	1,93	0,63	1,02
FeO	8,21	4,70	9,21	11,80	3,78	4,70	2,28	1,93
MnO	0,07	0,11	0,15	0,18	0,10	0,08	0,04	0,05
MgO	2,91	3,82	3,27	3,10	2,85	2,01	0,70	0,62
CaO	7,70	6,87	6,90	5,74	5,05	2,15	1,00	1,05
Na <sub>2</sub> O	3,63	3,80	3,56	3,25	3,70	3,42	2,87	2,90
K <sub>2</sub> O	1,51	1,50	2,09	2,55	3,10	4,77	5,61	4,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,55	0,57	0,70	0,33	0,26	0,12	0,08
П.п.п.	2,29	1,14				0,76	0,35	0,52
Сумма	100,29	100,29				99,48	99,43	99,47
F	75	65	80	81	79	77	81	83
Fo	21	32	25	16	47	29	22	34

Примечание. 1 – габбро-долерит Звиздаль-Залесской дайки; 2 – габбро-долерит Рудня-Базарской дайки; 3 – плагиопорфириты (вольниты), ср. из 24 ан.; 4 – трахибазальты, ср. из 5 ан.; 5 – порфиновый трахиандезит, ср. из 7 ан.; 6 – трахидацит, ср. из 3 ан.; 7 – гранит-порфир, ср. из 3 ан.; 8 – кварцевый порфир. Анализы 1, 2 из [399], 3-5 [138], 6-8 из [504].

Имеющиеся на сегодняшний день радиоизотопные данные подтверждают принадлежность описанных дайковых пород, по крайней мере, вольнитов, к коростенскому комплексу. Для вольнитов получена дата 1759 млн лет [193]. В.М.Верхляд и В.М.Скобелев [169] утверждают также, что розовые среднезернистые граниты рассекают и калишпатизируют вольниты.

### 3.3.13. Дайковые комплексы Северо-западного района

Северо-западный район, в отличие от соседних Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского, предельно насыщен дайками разнообразного состава и возраста. По данным Н.М.Костенко и др. [396] их насчитывается более 200. Несмотря на достаточный уровень изученности района в целом, единой схемы расчленения дайковых комплексов не существует.

Уже в первых работах геологов старшего поколения – И.Л.Личака, Л.Г.Ткачука, И.С. Усенко, Л.Г.Бернадской и др. – в основу расчленения даек был принят территориально-возрастной принцип, подкрепленный данными вещественного состава: выделялись дайки, связанные с осницким и коростенским комплексами. Этот же принцип положен в основу последующих работ, подвергаясь усовершенствованию в плане территориальной приуроченности, геологических соотношений с вмещающими породами, петрографических и петрохимических особенностей дайковых пород.

В.П.Бухарев и В.Д.Полянский [147] доказали различие в составе кайнотипных дайковых пород восточной, центральной и западной частей района, разделив их на две субформации: габбро-долеритов нормального и габбро-долеритов субщелочного ряда (рис. 3.23). Габбро-долериты нормального ряда, развитые в западной части района, однозначно отличаются от тех же пород восточной и центральной частей района своим мезократовым характером, более высокими содержаниями MgO, CaO и низкими – TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и общей железистости (табл. 3.30). Температуры солидуса габбро-долеритов обоих типов практически не различаются и равны 1200°C, то есть температура их кристаллизации несколько выше, чем габброидов плутона. Габбро-долериты, по мнению этих авторов, по своим петрохимическим особенностям близки к базальтам трапповой формации. Субщелочные габбро-долериты восточной и центральной зон сходны с заведомо более древними габброноритами коростенского интрузивного комплекса.

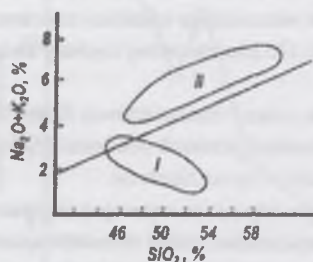


Рис. 3.23. Классификационная диаграмма основных пород толсит-базальтовой (I) и оливин-базальтовой (II) дайковых формаций Северо-западного района Украинского щита [147].

Петрохимические различия обеих субформаций В.П.Бухарев и В.Д.Полянский отнесли на счет особенностей петрографической провинции и все же объединяли обе субформации в единую формацию платформенных габбро-долеритов. Несколько позже они выделили дайки западной части района в виде толсит-базальтовой прототрапповой формации. Таким образом, эти авторы, вероятно, впервые после В.С.Соболева, который сравнивал Коростенский плутон в целом с трапповой формацией, ввели этот термин для Северо-Западного района. Несколько позже Н.П.Щербак и др. [872] отнесли к древнейшим траппам Прутовское тело. Еще позже О.В.Зинченко и др. [301], пользуясь аналогией с Воронежским кристаллическим массивом, выделили в Северо-Западном районе полную

траптовую формацию в составе расслоенных массивов (Каменский интрузив), дифференцированных малых интрузий (Прутовское тело, Горынская дайка) и даек габбро-долеритов нормальной щелочности. Позднее они подняли траптовую формацию в ранг ассоциации в составе траптовых формаций докоростенского возраста: габбро-долеритовой (включая Прутовское тело), субщелочной оливин-габбровой и перидотит-габбро-норитовой (Каменское тело). Представленные ими аргументы имеют, в основном, петрохимический характер. В состав субщелочной оливин-габбровой формации включен новый формационный тип даек – стрибезский. Трудно согласиться с включением в состав траптовой ассоциации Прутовского и Каменского интрузивов: они принципиально отличаются от всех других дайковых пород высокой магнизиальностью и наличием в их составе монцитонитов. По петрохимическим характеристикам эти породы ближе к дайкам стрибезского типа, но и от них отличаются низкой калиевой щелочностью. Если же не вводить эти дайки в состав траптовой формации, то последняя лишается надежного радиоизотопного обоснования, выполненного по Прутовскому телу.

О.В.Зинченко с соавторами [295] провели особо детальное расчленение всех даек района с учетом их геологических соотношений, но главным образом – на основе геохимических характеристик. За основу взято отношение  $Ti/V$ , которое в общих чертах отражает щелочность пород. Е.Г.Шмелев [843, 844] практически без изменений использовал схему В.П.Бухарева 1992 г. [142]. Н.М.Костенко и др. [396] выделили в пределах района три группы даек кайнотипного облика: дайки докоростенского (прутовского) комплекса, локализованные в пределах Осницкого блока, дайки коростенского комплекса, приуроченные к Коростенскому плутону и его северному обрамлению – Замысловичскому блоку, и дайки постовручского комплекса, секущие породы белокоровичской свиты. В.Ф.Гринченко [224] также выделяет три комплекса, но группирует их несколько иначе: 1) послезитомирские, но доосницкие диабазы и диабазовые порфириды; 2) докоростенские габбро-долериты с титаномagnetитом; 3) коростенские трахибазальтовые – габбро-долериты, обогащенные ильменитом. В действующей стратиграфической схеме дайки расположены на трех уровнях: на уровне букинского комплекса, выше коростенского и в неопротерозое.

Недавно опубликованы статьи Л.В.Шумлянского и др. [855, 858], в которых авторы вновь выделяют на северо-западе УЩ траптовую ассоциацию. В состав ассоциации входят формации только кайнотипных пород: долеритовая, субщелочная оливин-габбровая и перидотит-габбро-анортозитовая. В составе габбро-долеритовой формации описано Прутовское интрузивное тело, а перидотит-габбро-анортозитовую формацию образует один Каменский массив.

По нашему мнению, для выделения траптовой ассоциации фактов недостаточно. Традиционно принято, что траппы – это образования, внедренные и переслаивающиеся с породами осадочного чехла платформ. В составе траппов – породы основного состава нормальной щелочности, тогда как в Северо-западном районе широко распространены дайки субщелочного состава. Ссылка авторов на Микашевичско-Житковичский горст и Воронежский массив неубедительна, поскольку в первом случае породы представлены также дайками, а во втором траппы залегают в иной геологической обстановке. Не все в порядке и с возрастом. Авторы безусловно правы, принимая за основу геологические отношения. По их мнению, траптовая ассоциация древнее коростенского комплекса и моложе букинского, то есть ее возраст около 1990-1980 млн лет. Всем выделенным дайковым формациям авторы дают исчерпывающее петрографическое описание.

Обосновывая наличие траптовой формации, авторы приводят ее определение из авторитетного издания «Магматические горные породы. Основные породы» (1985) и свое понимание этого термина. Они пишут: это – «...ассоциация основных магматических пород, закономерно возникающая в результате процессов платформенной активизации». При этом опускается последняя фраза определения: они «...сформировались после консолидации фундамента платформ и образования их чехла» [352, с.50]. Естественно, последнее требование авторами не доказано. Если основываться на радиохимических и даже геологических данных, то ко времени формирования траптовой ассоциации северо-западная часть щита, как и весь УЩ, находились в стадии субплатформы. Впереди еще было внедрение коростенского плутона и связанных с ним гранитов. Следовательно, УЩ еще не достиг жесткости, необходимой для внедрения даек. Если следовать идеям авторов, то наличие траптовых ассоциаций с таким же основанием можно допустить и для других районов щита.

Обобщая опыт многих исследователей дайковых ассоциаций Северо-западного района, автор рискует предложить следующую схему их расчленения на уровне петрологических комплексов (снизу вверх):

- рокитновский диабаз-лампрофировый,
- томашгородский толеит-базальтовый (габбро-долеритовый),
- замысловичский субщелочной толеит-базальтовый (субщелочной габбро-долеритовый),
- стрибезский субщелочной оливин-габбровый комплексы.
- постовручский субщелочной комплекс.

Каждый из перечисленных комплексов знаменует, как справедливо отмечает В.П.Бухарев, один из этапов стабилизации щита. Возрастные соотношения даек остаются недостаточно определенными, а присвоенные им собственные названия, разумеется, сугубо предварительные.

Ю.В.Гейко и др. [190] отмечают также субвулканические и жильные тела кварцевых порфиров в пределах Кишинского и Барашевского массивов и липариты в окрестностях с. Чмель. Находки этих пород, по их мнению, указывают на небольшой эрозионный срез Новоград-Волынского блока.

Рокитновский комплекс, выделенный В.П.Бухаревым [145, 147] как диабаз-лампрофировый, объединяет палеотипные породы неодинакового состава, испытавшие наложенный метаморфизм в результате повторных нисходящих блоковых движений. Дайками этого типа насыщена средняя часть района, а также западное и юго-западное обрамление Коростенского плутона. В.П.Бухарев выделяет несколько поясов даек этого состава как северо-западного так и северо-восточного простирания. Протяженность поясов достигает 100 км, мощность – 100 м. Вмещающими породами служат мигматиты житомирского и граниты

осницкого комплексов, а также вулканиты клесовской серии. Контакты четкие, с зонами закалки, в экзоконтактах иногда видны зоны ороговивания. Наиболее мощные дайки имеют зональное строение. Отмечая однотипность этих даек, В.П.Бухарев выделяет следующие разновидности: диабазы, конгадиабазы и лампрофиры.

Диабазы среди даек преобладают. Они сложены плагиоклазом №№ 42-50, клинопироксеном, иногда оливином. Наложённые процессы проявились в развитии роговой обманки, биотита, микроклина, альбита, актинолита, эпидота, хлорита и других минералов. Реликты первичного парагенезиса, как правило, сохраняются. Конгадиабазы отличаются присутствием кварца и микропертита. Лампрофиры в составе вкрапленников содержат плагиоклаз и идиоморфные кристаллы роговой обманки. Эти же минералы слагают основную ткань вместе с пироксеном и оливином. Среди лампрофиров выделяются несколько более кислые керсантиты и спессартиты с вкрапленниками роговой обманки и биотита.

К этому же типу даек условно можно отнести описанные Л.Г.Ткачуком, вероятно, еще более ранние «амфиболиты типа Губкова» [737]. Они залегают субсогласно с биотитовыми гнейсами и житомирскими мигматитами, однако, как отмечает Л.Г.Ткачук, их контакты все же срезают сланцеватость гнейсов. Первичные парагенезисы пород полностью замещены, дайки превращены в амфиболиты, гранитизированы, а вмещающие их граниты контаминированы. Амфиболиты представляют собой черную крупнозернистую породу очень специфического минерального состава. По подсчетам Л.Г.Ткачука он следующий: Hbl – 35-55, Fsp – 18-38, Bt – 19-23, Pl № 32 – 0,2-0,4, Qu – 1-1,5%. Калишпат – нерешетчатый пертит и мезопертит, роговая обманка обыкновенная зеленая. По минеральному составу породу можно определить как монзонит.

Главные петрохимические показатели пород диабаз-лампрофирового комплекса такие же, как и многих основных пород района, включая коростенский комплекс: они низкомагнезиальные и низкокальциевые, содержат повышенные количества  $TiO_2$ ,  $K_2O$  и  $P_2O_5$  (см. табл. 3.30). В соответствии с химическим составом их следует называть трахибазальтами и спессартитами. Амфиболит типа Губкова отличается несколько повышенными основностью и магнезиальностью.

Томашгородский толент-базальтовый комплекс кайнотипных даек В.П.Бухарев и В.Д. Полянский относят к прототрапповой формации рассматривая их как подводящие каналы эродированного лавового плато. Вмещающими породами служат те же образования, что и для диабаз-лампрофирового комплекса. В.П.Бухарев и В.Д.Полянский [147] выделяют несколько зон локализации пород томашгородского комплекса. Породный состав даек однообразный. Одна из особенностей этого комплекса – полное отсутствие пород среднего и кислого состава. Выделяется несколько поясов концентрации даек.

Горынский дайковый пояс совпадает с одноименным разломом северо-западного простирания на крайнем северо-западе УЩ. Разлом выражен зоной катаклазитов мощностью до 10 км. Дайки долеритов имеют протяженность до 3 и более км, мощность до 300 м, крутое юго-восточное падение и четкие контакты с вмещающими катаклазитами. Структура пород офитовая и габбро-офитовая. Состав долеритов: Pl №№ 50-60 – 35-55, Aug – 40-50%. Встречаются оливин и ортопироксен.

Таблица 3.30

Химический состав дайковых пород Северо-западного района

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	49,5	49,74	43,36	50,40	48,52	49,52	49,63	44,96	46,25	48,00	48,12	52,22
TiO <sub>2</sub>	2,33	2,16	0,97	1,65	1,05	2,60	2,80	3,00	1,91	3,33	4,14	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,57	15,25	14,11	14,81	17,30	18,20	17,45	9,83	11,83	13,30	12,20	17,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,66	5,38	6,22	4,73	2,73	2,60	2,10	4,42	4,80	4,61	4,95	0,97
FeO	7,55	8,50	9,67	9,30	9,08	8,20	9,12	11,38	7,33	12,78	13,43	7,83
MnO	0,18	0,21	0,13	0,21	0,18	0,10	0,15	0,19	0,18	0,17	0,17	0,11
MgO	4,63	5,10	8,46	6,85	7,83	2,65	2,90	12,30	12,91	4,19	3,48	5,22
CaO	7,83	7,15	9,86	9,81	10,38	7,30	6,22	8,11	8,50	4,86	6,15	6,72
Na <sub>2</sub> O	2,50	3,08	0,55	1,60	2,19	4,10	4,60	1,92	2,43	2,80	2,40	4,51
K <sub>2</sub> O	1,00	1,74	2,61	0,50	0,53	1,80	2,11	1,20	0,87	11,50	1,90	1,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,64	0,94	1,69	0,14	0,21	1,03	1,00	–	0,42	0,30	0,71	0,46
F	74	73	65	67	62	80	80	57	49	88	84	63
Fo	43	39	39	34	22	24	19	28	40	27	27	11

Примечание. 1 – диабаз, ср. из 7 ая; 2 – средний состав дайковых пород диабаз-лампрофировой формации, ср. из 57 ая; 3 – амфиболит типа Губкова; 4 – габбро-долериты Горынской зоны, ср. из 17 ая; 5 – габбро-долерит Томашгородской зоны, ср. из 15 ая; 6 – габбро-долерит Белокоровичской дайки, ср. из 4 ая; 7 – габбро-долерит Замысловичской дайки, ср. из 3 ая; 8 – оливиновое габбро Стрибежской дайки, ср. из 7 ая; 9 – оливиновое габбро стрябежского типа, с. Новый Завод, ср. из 2 ая. 10, 11 – долериты постовручского комплекса, 12 – спессартит. Анализы 1, 2, 4-7 – из [147], 3 – из [737] 8, 9 из [856], 10, 11 – из [396], 12 – из [503].

Жерновско-Виленская зона простирается в субмеридиональном направлении от южной части района до Суццано-Пержанского разлома. Дайки залегают исключительно в мигматитах житомирского комплекса. Длина даек достигает 6 км, мощность – 800 м. В центральной части зоны, в районе с. Жерновка, габбро-долериты среднезернистые, с гипидиоморфнозернистой и офитовой структурами. В.П.Бухарев и В.Д.Полянский [147] отмечают их сходство с габбро-долеритами Каменского массива. Состав даек: Ol – 5-20, Aug+OrPy – 30-42, Pl №№ 45-65 – 45-55%. Часть даек этой зоны (села Яцковичи, Михалин и др.) сложена мелкозернистыми и тонкозернистыми безоливиновыми диабазами с офитовой и гиалоцилитовой структурами. Содержание породообразующих минералов изменчиво даже в пределах одной дайки. Основность плагиоклаза изменяется от № 47 до № 63. Клинопироксен – пижонит-авгит, реже встречается ортопироксен.



Городницкий пояс находится в юго-западной части Волынского блока. Дайки северо-восточного и субмеридионального простирания секут житомирские мигматиты и граниты мухаревского комплекса. Структура даек офитовая, габбро-офитовая. Состав:  $P1 \text{ №№ } 45-58 - 50-55$ ,  $CPx$  и  $OPx - 45\%$ .

Габбро-долериты Томашгородского пояса изучены наиболее полно [147, 240]. Общая протяженность зоны более 100 км, длина даек до 12 км, мощность до 400 м. Дайки секут породы оснищого комплекса и мигматиты житомирского комплекса. Выделяются разновидности: габбро-долериты, оливиновые и оливин-двупироксеновые габбро-долериты. Габбро-долериты состоят из плагиоклаза №№ 44-58, авгита и второстепенных – сине-зеленой роговой обманки, актинолита, биотита и рудных минералов. Структура офитовая и габбро-офитовая. Вблизи контактов с лептитам габбро-долериты автометасоматически изменены – амфиболлизированы и биотитизированы. Оливин в оливинсодержащих габбро-долеритах имеет железистость 88%, авгит – 68%, плагиоклаз №№ 48-60. В двупироксеновых габбро-долеритах темноватые минералы менее железистые:  $f_{O1} = 68$ ,  $f_{O2} = 50-55$ ,  $f_{CP} = 37\%$ ,  $P1 \text{ № } 60$ .

Химический состав даек томашгородского комплекса близок (см. табл. 3.30). Среди других дайковых комплексов они выделяются нормальной щелочностью и в целом отвечают составу толеитовых базальтов и траппов древних платформ [147].

Замысловичский комплекс кайнотипных субщелочных габбро-долеритов описан [147] в составе субщелочной оливин-базальтовой формации центральной части Волынского блока. От дайкового комплекса Коростенского плутона замысловичский комплекс отличается отсутствием средних и кислых пород. Авторы [147] отмечают, что эта группа даек идентична или очень близка к габбро-долеритам, залегающим в пределах Коростенского плутона. Н.М.Костенко и др. [396] объединяют их с последними. Ранее Л.Ф.Котвицкий и Г.Г.Павлов [399] считали эти дайки производными плутона, на что имеются определенные основания. Здесь также выделяется несколько дайковых поясов преимущественно субширотного простирания.

Есть серии параллельных даек северо-западного простирания, а также многочисленные дайки вдоль Суцано-Пержанского разлома. Белокоровичская дайка среди житомирских мигматитов прослежена на 10 км при мощности до 400 м. Эта дайка на 75% сложена плагиоклазом олигоклаз-андезинового состава, а из темноватов присутствует только оливин. Наличие микропертита, графических вростков кварца, каемок калишпата, обилие магнетита, ильменита, апатита также сближает их с гипабиссальными породами плутона. В составе габбро-долерита Замысловичской дайки вместе с лабрадором присутствует оливин – 20-30 и ортопироксен – 15%. По химическому составу породы комплекса не отличаются от аналогичных пород плутона. Они имеют все признаки субщелочных пород: высокие железистость, титанистость, калиевую щелочность и высокий фосфор.

Выделение замысловичского комплекса дискуссионно. Его альтернатива – объединение с дайковым комплексом плутона, как это делают Н.М.Костенко и др. [396], или их совместное отнесение к посткоростенскому времени. Возможно, к замысловичскому комплексу следует отнести установленные И.Л.Личаком и Е.К.Пискорской [506] в районе с. Емильчино спессартиты. Отнесение описанной ими породы к спессартитам оправдывается наличием вкрапленников роговой обманки и биотита и минеральным составом пород:  $P1 \text{ №№ } 40-45 - 57$ ,  $Hbl - 34$ ,  $Vt - 5,8\%$ . По химическому составу породы отвечают грахибазальтам и ближе всего к породам коростенского комплекса.

Стрибежский комплекс предложен к выделению Л.С.Шумлянским [858] и, на наш взгляд, вполне обоснованно. Действительно, нет других дайковых пород, где было бы столь высокое содержание  $MgO$  и одновременно  $TiO_2$ ,  $K_2O$  при низких  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $P_2O_5$  (см. табл. 3.30).

Дайки стрибезского комплекса локализованы в Красногорско-Житомирской зоне. Они секут диориты Букинского плутона и, возможно, Лутовского массива. В пределах плутона дайки отсутствуют. Следовательно, их возраст следует принимать в интервале 2000-1800 млн лет.

Стрибежская дайка сложена средне- и крупнозернистым оливиновым габбро состава:  $P1 - 50-60$ ,  $CPx - 20-40$ ,  $O1 - 5-10\%$ . Второстепенные – ортопироксен, бурая роговая обманка, биотит, рудный. Структура габбровая, субофитовая. Оливин ( $f=30\%$ ) образует идиоморфные кристаллы, обычно включенные в плагиоклаз. Клинопироксен – диопсид-салит состава  $Fs_{7-14} \text{ } Ep_{3-46} \text{ } Wo_{45-50}$ . По геотермометру Линдсли такой состав отвечает кристаллизации при  $T=900^\circ C$ . Ортопироксен ( $f=15\%$ ) редок. Состав плагиоклаза изменяется от №№ 55-35 до № 74. Биотит бурый, содержит  $TiO_2$  до 4%. Дайка частично расслоена. В ее лежащем боку порода имеет состав меланогаббро и плагиоперидотита. В эндоконтакте порода порфировая. Вкрапленники плагиоклаза размером до 6 мм зональные, причем оторочка сложена альбитом. В составе эндоконтактной породы преобладает сине-зеленая роговая обманка (20-25% объема), которая замещается биотитом.

Дайки стрибезского типа содержат аномально высокое для дайковых пород вообще количество примесей группы железа:  $Cr - 200-1200$ ,  $Ni - 200-300$ ,  $Co - 30-90 \text{ г/т}$ .

Дайки стрибезского типа первоначально рассматривались автором [856] в качестве гипабиссальных аналогов формации континентальных оливиновых базальтов, возникающих в связи с формированием внутриконтинентальных рифтовых областей. Позднее [858] он включил их в состав трапповой формации.

Постовручский дайковый комплекс впервые установлен и выделен Н.М.Костенко с соавторами [396]. Согласно их данным, эти дайки секут как породы белокоровичской свиты, так и мигматиты рамы. Подобно дайкам коростенского комплекса они ориентированы субширотно. Мощность даек до 60 м, протяженность до 4,5 км. Дайки сложены долеритами и габбро-долеритами. Редкие порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом и пироксеном. Основная ткань офитовая, габбро-офитовая. Минеральный состав: олигоклаз-андезин – 50, авгит – 15, вторичные (амфибол, биотит, хлорит) – 25, кварц – до 3, ильменит – 5%. Согласно химическим анализам (см. табл. 56) долериты постовручского комплекса – типичные грахибазальты. Они значительно отличаются от всех дайковых пород района высокими титанистостью и железистостью.

По расчетам Н.М.Костенко и др. [396] на основе  $Ti/Fe$  отношения внедрение даек коростенского и постовручского комплексов происходило в более высокие горизонты, чем других комплексов.

### 3.3.14. Вулканические породы рифтовых впадин

Вулканические породы известны в составе разрезов топливнянской (Белокоровичская впадина) и овручской серий (Овручская и Вильчанская впадины). Эффузивы представлены основными, средними и кислыми породами с выраженным в разной степени субщелочным уклоном. Стратиграфическая последовательность осадочно-вулканогенных образований, согласно схеме НСК 1998 г., следующая, снизу вверх: топливнянская серия в составе пугачевской толщи, белокоровичской и озерянской свит, овручская серия в составе вильчанской толщи, збраньковской и толкачевской свит [127, 128]. Возраст пород пугачевской толщи определяется возрастом секущих их гранитов коростенского комплекса – 1760 млн лет. По мнению О.В.Зинченко и др. [298] ксенолиты пород пугачевской толщи находятся среди «молодых» габбро-анортозитов и диабазовых порфиритов. Их возраст – 1761 млн лет может быть принят за верхнюю возрастную границу осадконакопления в данном районе. Возраст циркона из кварцевых порфиров вильчанской толщи – 1770 млн лет, а из кварцевых порфиров нижнезбраньковской подсвиты – 1745 млн лет [193]. Существует также мнение о принадлежности осадочно-вулканогенных образований рифтовых впадин к рифею, более того – к палеозою. Так, имеются результаты очень серьезных палеонтологических исследований, доказывающие принадлежность пород Белокоровичской впадины к девону и даже карбону [852]. Таким образом, противодействуют два мощных современных метода, определяющих стратиграфическое положение рифтовых впадин с разрывом почти в 1,5 млрд лет. Обοими методами представлены убедительные доводы и, хотя автор является сторонником радиоизотопных методов, проблему нельзя считать окончательно решенной.

Вулканогенно-терригенные породы топливнянской серии несогласно и полого залегают на мигматитах житомирского типа и оснических гранитах, перекрываются образованиями овручской серии и прорваны жилами гранитов коростенского типа. Ксенолиты песчаников и вулканитов (андезитовых порфиритов) этой серии находятся также в виде ксенолитов в анортозитах, рапакививидных гранитах и особенно обильно – среди дивлинских гранит-порфиритов в северо-западной части пугона. Дивлинские гранит-порфиры В.П.Бухарев и В.Д.Полянский [134, 148] рассматривают как краевую, наименее эродированную часть плутона, а пугачевскую серию в целом – как кровлю плутона. В крупных ксенолитах видно, что порфириты в виде даек пересекают песчаники и содержат ксенолиты последних. Кроме ксенолитов, эффузивы слагают часть разреза белокоровичской свиты.

Ксенолиты андезитовых порфиритов (андезит-порфиритов), по описанию [148], представляют собой черную тонко-мелкозернистую породу с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза размером до 7 см. Андезиты подверглись сильному изменению под воздействием гранитов. Структура частично сохраняется как офитовая, пойкилитовая, но плагиоклаз нацело сосюртитизирован, буровато-зеленая роговая обманка хлоритизирована, появляются новообразования калишпата и кварца, а также тремолит, эпидот и прожилки карбоната.

Помимо ксенолитов, аналогичные андезиты установлены в коренном залегании среди мигматитов житомирского типа. В.П.Бухарев и В.Д.Полянский считают, что андезиты образуют штоки среди мигматитов и являются продуктами деятельности вулканического центра. От ксенолитовых андезитов они отличаются более ярко выраженными признаками эффузивов – скорлуповатой отдельностью, раковистым изломом, пилотакситовой или микрозернистой структурой основной ткани. По химическому составу андезиты из ксенолитов и коренного залегания близки (табл. 3.31). Почти все они укладываются в вид трахиандезитов. От близких к ним трахиандезитобазальтов збраньковской свиты они отличаются заметно более низкой общей железистостью – в пределах 70-75%.

Химический состав вулканитов рифтовых впадин Северо-западного района

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	56,00	58,90	47,76	44,54	74,63	42,95	53,78
TiO <sub>2</sub>	1,59	0,49	3,16	3,28	0,36	4,01	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	19,10	14,27	14,67	12,24	15,93	16,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	2,52	5,04	8,26	2,52	6,04	5,64
FeO	7,86	3,57	10,55	8,45	1,61	11,83	5,05
MnO	0,11	0,12	0,20	0,21	0,04	0,23	0,20
MgO	2,86	2,20	4,16	3,80	0,45	4,32	1,11
CaO	6,00	4,90	6,25	5,30	0,611	6,23	3,09
Na <sub>2</sub> O	2,40	3,65	2,67	2,36	1,61	3,10	4,46
K <sub>2</sub> O	2,80	3,00	2,15	2,88	4,61	1,85	4,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,30	1,33	1,64	0,18	1,47	0,51
F	75	73	80	82	89	82	83
Fo	11	36	32	49	61	33	53

Примечание. 1 – трахиандезит из ксенолита, Жеревецкий карьер; 2 – трахиандезит в коренном залегании, с. Чмель; 3 – миндалекаменные базальты, ср. из 8 ан.; 4 – базальты дайкового комплекса, белокоровичская свита, ср. из 18 ан.; 5 – кварцевые порфиры, ср. из 26 ан.; 6 – меланократовые трахибазальты, ср. из 26 ан.; 7 – трахиандезитобазальты (шопониты), ср. из 34 ан. Анализы 1-3, 6 – из [148], 4, 5, 7 из [231].

В составе разреза вулканиты известны главным образом в основании нижнебелокоровичской подсвиты. Маломощные потоки диабазовых порфиритов установлены также в низах озерянской свиты.

В.П.Бухарев и В.Д.Полянский [148] считают, что Белокоровичская и Овручская впадины выполнены разновозрастными осадочно-вулканогенными образованиями, сформировавшимися в разных структурно-формационных зонах. На этом основании они сопоставляют вулканиты белокоровичской свиты пугачевской серии с вулканитами збраньковской свиты овручской серии и выделяют в их составе две вулканогенные формации, снизу вверх: субщелочную базальт-риолитовую и трахибазальт-трахиандезитовую.

Субщелочная базальт-риолитовая формация сложена основными породами – миндалекаменными базальтами и кислыми – риолит-порфирами и игнимбритами. Предполагается, что эти породы являются продуктами разных магматических очагов. В низах белокоровичской свиты имеются только субщелочные миндалекаменные базальты.

Миндалекаменные базальты залегают на житомирских мигматитах, коростенских и сырницких гранитах в виде покровов и силлов. Базальты мелкозернистые, порфиновые. Миндалины выполнены кварцем, кальцитом, хлоритом, эпидотом, сульфидами. Структура офитовая. Состав: андезин – 65-70, авгит – до 20, рудные – до 6%. Химический состав этих пород характеризуется высокими титанистостью, калиевостью, несколько более низкой железистостью, чем прочие эффузивы, и в целом соответствует трахибазальтам. Л.Г.Данилович с соавторами [231] отмечают повышение щелочности базальтов от центра Овручской впадины к периферии, что вообще характерно для континентальных рифтов. В этой же части разреза авторы [231] описали дайки и силлы диабазов также субщелочного состава. Н.К.Костенко и др. [396] выделяют их в постовручский дайковый комплекс.

Покровы кислых пород сложены игнимбритами, туфами, лавами, риолит-порфирами, слагающими, по-видимому, вильчанскую толщу. Покровы состоят из двух потоков: нижний – брекчиевидная агломсратовая лава, верхний – риолит-порфиры. Вкрапленники в риолит-порфирах представлены преимущественно идиоморфными кристаллами кварца и полевого шпата. Основная ткань фельзитовая. Кислые породы характеризуются очень высокой железистостью – до 92%, но по химическому составу почти не выходят за пределы вида риолит и вряд ли могут быть однозначно названы субщелочными породами.

Трахибазальты и трахиандезибазальты слагают верхнюю часть разреза збраньковской свиты. Меланократовые трахибазальты образуют два покрова, в строении которых принимают участие также диабазы и диабазовые порфириты. Трахибазальты сильно изменены вследствие наложения сплитизации начальных стадий. Офитовая структура сохраняется лишь местами. Породы сложены серицитизированным плагиоклазом – 62, хлоритом – 15% и рудными (лейкоксен, титаномagnetит, апатит). Трахибазальты выделяются высокими титанистостью, железистостью, калиевостью, содержанием фосфора при аномально низкой кремнекислотности. Их валовый химический состав вполне отвечает составу щелочных базальтов рифтовых зон.

Наиболее свежие трахиандезибазальты центральных частей покровов, по описанию [148], содержат вкрапленники микроклин-пертита с оболочкой альбита. Основная ткань сложена плагиоклазом, калишпатами и призматическими кристаллами титан-авгита. Наличие в минеральном составе калишпата и химический состав позволяют именовать эти породы шощонитами (см. табл. 3.31).

В.С.Металиди и А.П.Глухов [537] показали, что благодаря высокому содержанию Nb, Ta, Zr, TR, Be, Rb, Cs эффузивы Овручской впадины вполне сопоставимы с базальтоидно-щелочными породами. Определены минералы-концентраторы ряда элементов, в частности, монацит, фенакит, касситерит.

Многие авторы [128, 148, 248] отмечают интенсивные катаклаз и метаморфизм вулканитов в условиях зеленосланцевой фации, особенно в северной части впадины. По кислым породам образуются кварц-сланцевые сланцы, по средним и основным – серицит-хлоритовые, тремолитовые сланцы с обильными проявлениями гематита, эпидота, кальцита, флюорита. Эти процессы связаны, вероятно, с раздвижением Припятской рифтогенной впадины.

## Глава 4. ДНЕСТРОВСКО-БУГСКИЙ РАЙОН

### 4.1. История исследования.

Днестровско-Бугский район, благодаря своим природным условиям и неплохой обустроенности, всегда охотно посещался учеными. Список посвященных району публикаций огромный, поэтому автор вынужден ограничиться относительно кратким их рассмотрением, ссылаясь в тексте на многочисленные публикации.

Первые сведения по геологии района имеются в трудах геологов домикроскопического периода: Яковицкого, Э.Эйхвальда, К.М.Феофилактова, Барбот-де-Марни, П.А.Пренделя. Углубленное изучение петрографии района начинается в конце прошлого века работами И.А.Морозевича, П.Я.Пятницкого, В.Е.Тарасенко, К.Хрущева, А.Е.Лагорио, Г.П.Михайловского. Так, К.Хрущевым и А.Е.Лагорио были впервые описаны гиперстеновые породы Волины и Подолии, а В.Е.Тарасенко – кварц-магнетитовые породы. Последний высказал вполне современное мнение о том, что эти породы существенно не отличаются от чарнокитоидов и являются продуктом их дифференциации. Значительный вклад в изучение Побужья внес А.В.Красовский. В ряде его статей содержатся данные по полезным ископаемым района, особенно по графитовым и марганцевым рудам и мраморам. Надо заметить, что совсем небольшое месторождение марганцевых руд в коре выветривания кальцифиров на левом берегу р. Южный Буг против с. Соломия, было отработано предприимчивыми людьми еще до революции.

В довоенный (до 1941 г.) период активным исследованием района занимались такие основоположники отечественной петрографии, как В.И.Лучицкий и Н.И.Безбородько. В.И.Лучицкий ряд работ посвятил изучению чарнокитов и впервые ввел этот термин в украинскую литературу. Впрочем, Н.И.Безбородько утверждал, что упоминались об украинских чарнокитах имелось уже в «*Microseropische Physiographie*» Розенбуша (1907), то есть вскоре вслед за открытием этих пород Т.Холландом в Индии.

Одна из первых схем стратиграфии УЩ принадлежит В.И.Лучицкому. Особенно известна выделенная им и Н.И.Безбородько дотеррево-бугская свита; о ее возрастном положении геологи спорят до сих пор. В.И.Лучицкий также впервые высказал представление о разном уровне эрозионного среза различных районов УЩ, что впоследствии было подтверждено метаморфическим картированием [770]. Из многочисленных работ Н.И.Безбородько, большинство которых посвящено исследованию именно этого района, следует отметить статью [34], где он выделяет “бутитовую серию” чарнокитоидов, которая за рубежом впоследствии стала широко известна как эндербитовая. Теория происхождения чарнокитоидов Н.И.Безбородько до сих пор пользуется большой популярностью среди петрологов. Не потеряла своего значения и схема петрогенетического районирования УЩ: это была, в сущности, первая попытка районирования, основанная на петролого-тектонических принципах или, как принято говорить сейчас, на структурно-вещественных (СВК) или структурно-формационных (СФК) комплексах. Надо заметить, что Н.И.Безбородько с предубеждением относился к зарождавшейся тогда радиогеохронологии. Например, однажды на совещании он демонстрировал два обломка одного образца с огромной разницей в “абсолютном возрасте”. Это и неудивительно: в те времена всерьез принимали возраст елисаветградских (кировоградских) гранитов равный 500 млн лет. Н.И.Безбородько не предполагал, что Днестровско-Бугский район вскоре станет полигоном для приложения новейших радиоизотопных методов, развиваемых Н.П.Щербаком и его школой.

Первое достаточно полное петрографическое описание кристаллических пород района с. Хоцеватого на Побужье принадлежит известному украинскому геологу Аниле Николаевне Козловской [368, 369]. Ю.Г.Дубяга [252] обнаружил в с. Завалье хромитовые пироксениты и предсказал открытие в районе Грушкховской аномалии магнетитовых кварцитов. Наиболее полное для довоенного времени описание петрографии Среднего Побужья принадлежит Л.И.Ткачуку. Особенно тщательно им описаны по коренным выходам ультраосновные породы [735].

Для послевоенного периода характерно развитие петроминералогического направления, связанного с внедрением метода парагенетического анализа Д.С.Коржинского. Известны работы в этом направлении Р.И.Сироитана [673] по парагенетическому анализу известняков [673], В.П.Костюка [428] – по породам окрестностей г. Винница, И.С.Усенко [756] по метабазитам и др. Следует также отметить целый ряд публикаций по минералогии Днестровско-Бугского района. Так, К.М.Малкова описала селадонит, Т.Г.Хмарук – роговую обманку, Е.Н.Ушакова – куммингтонит, железистый гиперстен, сепиолит, Ю.Ир.Половинкина и Е.П.Соколова – корундовый слюдит, Н.А.Курьисева – призматин и сапфирин, И.Б.Щербаков – турмалин и томсонит, Э.Б.Наливкина – гиббсит и др.

Много внимания уделялось изучению мафит-ультрамафитовой ассоциации. Им посвящены хорошо известные работы Г.М.Корвинченко, И.С.Усенко, А.Б.Фомяна, В.А.Ершова, Н.Т.Вадимова, Э.Б.Наливкиной, Ю.С.Лебедева, М.А.Ярошук, Э.А.Никулиной и др.

Одних только монографий, посвященных петрологии Днестровско-Бугского района, автор насчитал свыше 20. Приведу список их авторов, надеюсь, что никого не забыл: Н.И.Безбородько (1935), В.И.Лучицкий (1934), Л.Г.Ткачук (1940), М.Н.Ивантишин (1960), И.С.Усенко (1958), В.П.Костюк (1955), Н.П.Щербак (1975), О.И.Слезак (1960), Э.Б.Наливкина (1964), В.М.Венидиктов (1978, 1986), Е.М.Лазько и др. (1975), В.А.Рябенко (1970), Б.И.Горошников (1970), А.Б.Фомин (1979, 1984), М.И.Жеру (1987), М.А.Ярошук (1983), И.Б.Щербаков (1975), И.М.Исеная (1988), Н.П.Семсенько (1995), В.В.Закругкин (1981), Э.А.Никулина (1991), Ю.С.Лебедев (1958), А.Б.Бобров и др. (2002) и др.

Известны также многочисленные публикации геологов, занимавшихся в этом районе решением разных геологических проблем, съемкой и другими работами. Среди них Г.Г.Ви-ноградов, Н.Г.Ролик, В.И.Шунько, И.И.Шоцкий, А.М.Ханисенко, Г.С.Безверхний, Л.А.Де-мехин, Э.В.Мельничук, В.В.Зюльде, А.Я.Кавевский, В.И.Почтаренко, В.А.Великанов, Д.Ф. Володин, М.А.Самарин, П.Ф.Брацлавский, Д.А.Лавров, А.Я.Древин, П.И.Слынько, В.П.Безвинный и многие другие.

## 4.2. Геологическое строение

Днестровско-Бугский район образует «гранулитовую дугу» на юго-западе Украинского щита. Одновременно он представляет собой приподнятый юго-западный угол Восточно-Европейской платформы (ВЕП). По расчетам А.А.Гойжевского и О.Е.Шевченко [215], УЩ испытывает постоянное воздымание. Подъем начался после рифея – 1200 млн лет. Это близко совпадает с возрастом поднятия Среднего Побужья, вычисленным по калий-аргоновому возрасту слюд – 1400 млн лет [891]. При расчетах автор исходил из экспериментальных данных, согласно которым калий-аргоновый возраст биотита отвечает времени выхода пород выше изотермы 300°C, когда в них начинается накопление аргона. Именно по этой причине возраст слюд из пород амфиболитовой фации, например, Росинско-Тикичского района, возникших, по нашему мнению, за счет регрессивной переработки гранулитов, значительно больше – 1600-1800 млн лет. Таким образом, К-Аг возраст по биотиту может служить показателем относительного уровня эрозионного среза и скорости движения отдельных блоков. Приподнятый характер Побужья хорошо подкрепляется данными о метаморфизме пород Фрунзовской и Одесской групп магнитных аномалий на южном склоне щита. Как показал ряд авторов [186, 187, 933], степень метаморфизма этих зон резко изменяется от диафорированной гранулитовой фации на севере в области, близкой к обнаженной части Побужья, до эпидот-амфиболитовой – в погребенной части щита. По принятым в настоящее время оценкам глубинности метаморфизма, это отвечает разнице в высоте эрозионного среза не менее 20 км. Одновременно возрастает мощность осадочного покрова Причерноморскою впадины – до 400 м.

В настоящее время обсуждается иное районирование щита. Днестровско-Бугский район предлагается разделить на три части: Подольский и Бугско-Росинский блоки и Голованевскую шовную зону [249]. Поскольку официальная публикация пока отсутствует, мы описываем Днестровско-Бугский район в традиционном его составе.

Западная и юго-западная границы Днестровско-Бугского района являются одновременно границами щита. На западе он ограничен Ровенским и Приднестровским разломами. Амплитуды сбросов достигают 3-5 км [213]. Возраст сбросов рифейский. Северо-западная граница Днестровско-Бугского района уже обсуждалась выше. Обычно она проводится по Андрушевскому или Тетеревскому разломам. По-видимому, пределы района ограничиваются распространением бердичевских гранитов, хотя небольшие площади их развития известны значительно севернее этих разломов.

Днестровско-Бугский район по петрологическому принципу, с учетом разломной тектоники, можно разделить на четыре блока второго порядка. Северный – Хмельницкий блок, – сложен преимущественно бердичевскими гранитами с отдельными купольными телами литинского комплекса. Хмельницким разломом от него отделен расположенный южнее Винницкий блок. В нем в равной мере развиты крупные массивы чарнокитоидов литинского комплекса и бердичевские граниты. По Немиро-аскому разлому Винницкий блок граничит с Гайворонским, где преобладают эндрбиты гайворонского комплекса. Четвертый блок – Голованевская шовная зона (ГШЗ), – служит восточным крылом гранулитовой дуги. ГШЗ представляет собой мощное утолщение земной коры – до 60-65 км, – причем на глубинах 40-60 км земная кора, в соответствии с физическими свойствами, представляет собой коро-мантийную смесь [975]. Раньше этот слой определялся как базальтовый, тем не менее ГШЗ определялась как палеорифт [452]. Теперь, когда установлено существование слоя коро-мантийной смеси, характерной для рифтов, высказанное ранее предположение становится более доказательным. Надо заметить, что в восточной части ГШЗ слой коро-мантийной смеси отсутствует. Следовательно, если продолжать оставаться на позициях блокового районирования щита, то границу залегания слоя коро-мантийной смеси следует принимать за границу Днестровско-Бугского и Ингульского блоков.

ГШЗ ограничена двумя региональными разломами – Одесско-Тальновско-Мироновским (Одесско-Мироновским) с запада и Первомайским – с востока. Обе зоны разломов сближаются в районе г.Богуслава или еще севернее – в районе г.Мироновка и далее следует разлом, контролирующий группу Ядловско-Трактемировских аномалий. Относится ли последняя к Днестровско-Бугскому или к Ингуло-Ингулецкому блокам, пока неясно; автор относит ее к первому. Г.А.Шварц и П.И.Пигулевский [834] в крайней юго-западной части Ингульского блока выделили Бахшалинскую переходную зону от Голованевского к Ингульскому блоку. Зона ограничена Первомайским и Вознесенским разломами. Палеоархейский эндрбит-метабазитовый фундамент в этой зоне находится на глубине 0-2 км и перекрывается купольными структурами, расположенными среди пород каменно-костоватской свиты.

Одесско-Мироновский разлом Ю.П.Орвецкий и др. [587] считают погребенным, поскольку он, как пишут эти авторы, не выражен на картах, а только в устье Мохо. Согласно нашим полевым исследованиям и данным О.Б.Гинтова [195], этот разлом – один из геологически наиболее четко выраженных в эрозионном срезе щита. Он представляет собой полосу тектонитов шириной 6-7 км, наложенную как на гранулиты ГШЗ, так и на мигматиты Росинско-Тикичского района. Авторы [587] вслед за А.В.Чекуновым и др. [867] считают, что восточная половина ГШЗ налегает на Кировоградский блок. По нашему мнению, соотношения обратные: ГШЗ является фундаментом для западной части Ингульского района.

ГШЗ серией северо-западных разломов второго порядка (Врадиевский, Гвоздавский, Ободовский, Тальновский) разбита на отдельные блоки. Здесь, в пределах замыкания восточной половины гранулитовой дуги, автор выделил в свое время в направлении с юга на север три блока: Голованевский, Ятранский и Лысянский [895]. В этом же направлении повышается уровень эрозионного среза, что фиксируется уменьшением степени метаморфизма пород от гранулитовой до низкой амфиболитовой фации с переходной между ними субширотной «куммингтонитовой зоной». Одновременно сужается петрографический спектр пород вплоть до резкого преобладания амфиболсодержащих пород. Вершину гранулитовой дуги образует Лысянский тектонический клин, где контактируют сразу три мегаблока щита – Днестровско-Бугский, Росинско-Тикичский и Ингульский. Предполагается [895], что здесь имеет место регрессивная метаморфическая зональность, но есть основания рассматривать эту зональность и как прогрессивную. «Лысянский клин» мы считаем естественным продолжением ГШЗ и принадлежащим к ней. Тем не менее, мы описываем слагающие его породы в составе Росинско-Тикичского района, следуя традиционному делению УЩ.

ГШЗ отделена от остальной части Днестровско-Бугского района зоной развития диафторитов амфиболитовой фации по породам гранулитовой фации. Мы назвали эту зону Синецким «проливом» или «каналом». М.А.Ярошук [926, 927, 928] выделяет в ГШЗ два яруса. Нижний ярус – днестровско-бугский, – представляет собой толсит-базальтовую формацию примитивного океанического типа. Верхний – бугский ярус, – сложен, снизу вверх, метаморфитами по коматитит-толситовым базальтам, хомогенными породами, метапелитами, кислыми вулканитами и мафит-ультрамафитами. Ярус бугской серии содержит переработанные блоки днестровско-бугской серии. ГШЗ, по ее мнению, представляет собой меланж, характерный для шовных зон, что подтверждается также наличием в структуре коры коро-мантийной смеси. Верхнеархейский (бугский) комплекс ГШЗ М.А.Ярошук определяет как проторифтогенный комплекс Белорусско-Балтийской островной дуги.

В качестве южного продолжения ГШЗ на склоне щита выделяется слабо изученный Фрунзовско-Одесский блок в виде субмеридиональной полосы длиной около 160 км при ширине 50-60 км. Он сложен, по-видимому, регрессивно преобразованными породами гранулитовой фации, в том числе железистыми кварцитами.

Согласно ряду работ А.В.Чекунова, В.Б.Соллогуба и др. [691, 692, 823, 824], глубинный скелет гранулитовой дуги – Днестровско-Бугского района, – образует структура утолщенной коры в форме «рогатки» (рис.4.1). Она состоит из двух ветвей: Винницкой и Киевской. Винницкая ветвь простирается в направлении Гайворон-Винница-Шепетовка, Киевская – в направлении Гайворон-Канев и далее поворачивает на северо-запад вдоль Ядловско-Трактемировских аномалий. Ручка «рогатки» примерно совпадает с южным продолжением группы Побужских магнитных аномалий – с Одесской и Фрунзовской зонами. По мнению А.В.Чекунова и др. [823], утолщения – это древнейшие прогибы, имеющие существенно базальтовую кору с общей мощностью 55-60 км (рис.4.1). Ветви с внешних сторон обрамляются глубинными разломами. Любопытно, что утолщенная часть Киевской ветви «рогатки» находится не непосредственно в Голованевском блоке, а западнее Тальновско-Мироновского разлома, то есть там, где проходит Одесско-Белоцерковская зона. Ее угоненная восточная часть находится на границе с Кировоградским блоком, который вдоль разлома приподнят почти на 15 км. Обе ветви рогатки секут северо-восточное простирание структур поверхности Мохо и астеносферы. К западной ветви, в районе г.Винница, приурочены почти все находки алмазов в чехле Подольского блока [815]. Надо заметить, что все находки алмазов приурочены к участкам УЩ с толстой корой. Так, кимберлиты и находки алмазов в породах Овручской структуры находятся в Волынской шовной зоне, самый крупный алмаз, найденный в бассейне р.Синюха, относится к Голованевской шовной зоне, алмазы Самотканского месторождения приурочены к северу Орехово-Павлоградской зоны.

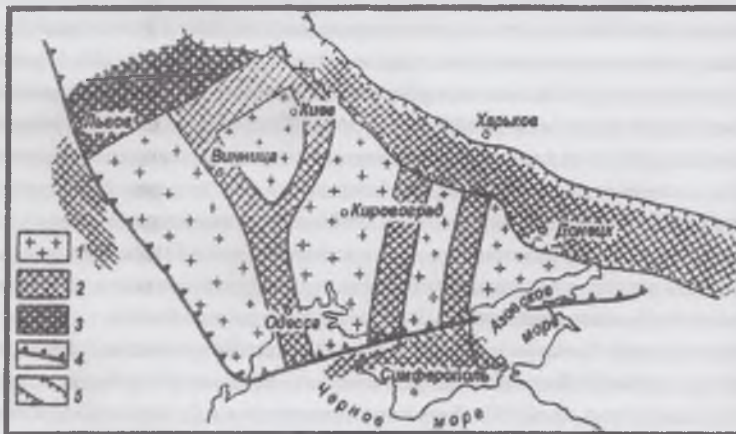


Рис. 4.1. Неоднородности состава консолидированной земной коры по геофизическим данным [823]. Блоки и зоны: 1 - с резким преобладанием гранитоидных пород (сиалитические); 2 - с преобладанием базальтоидных пород (фемические); 3 - с резким преобладанием базальтоидных пород (резко фемические); 4 - граница Восточно-Европейской платформы; 5 - Днестровско-Донецкий палеоавлаогеи.

Предполагается, что верхняя мантия в пределах Подольского и Волынского блоков дифференцирована и частично истощена [813, 815, 981]. Мощность литосферы 160 км. Разрез верхней мантии такой: на уровне раздела Мохо находятся плагиоклазосодержащие эклогитоподобные породы, затем

эклогиты (20 км), пироксениты (10 км), зернистые лерцолиты (8090 км), гарцбургиты и дуниты (больше 10 км). Истощенность мантии нарастает с глубиной. Мантийные породы слабо метасоматизированы.

Возле сел Сабатиновка и Луполово на р.Южный Буг, вдоль р.Синица, гранулитовая дуга Синецким проливом расчленяется на две неравные части – Подольскую и Голованевскую. Проливом или каналом он назван нами потому, что соединяет Росинско-Тикичский район с другим петрологически близким районом на южном склоне щита. В пределах пролива мигматиты и граниты росинско-тикичского типа содержат, наряду с обычными амфиболитами, метаскиалиты гранулитовых пород днестровско-бугской или бугской серии, которые одно время выделялись в отдельную синецкую свиту. Автор давно [890, 901] отмечал, что слагающие этот пролив или Синецкую зону образования принципиально отличаются от толщ Среднего Побужья более высокой степенью гранитизации в условиях наложенной амфиболитовой фации. Е.М.Лазько с соавторами [479, 480] также отнесли Синецкую зону к тикичскому комплексу. Г.М.Яценко с соавторами [942] называют эту зону Синецким прогибом и определяют ее как диафторированный в условиях амфиболитовой фации чарнокит-гранулитовый СФК. Лучше применять к этому участку щита название «зона», поскольку здесь происходит наложение диафторического амфиболитового метаморфизма на породы гранулитовой фации. Образования днестровско-бугского типа сохранились в пределах пролива в виде отдельных довольно крупных структур. Так, М.А.Ярошук выделяет в Синецкой зоне один из самых крупных на Побужье Слюсаревский железорудный район и считает, что он сложен блоково расчлененными породами днестровско-бугской серии, интенсивно диафторированными и гранитизированными, на которых расположены синформы, сложенные породами бугской серии. Разрез бугской серии, по ее мнению, именно в этой зоне представлен наиболее полно.

В связи с тем, что в пределах Синецкой зоны установлен и хорошо изучен ряд золоторудных месторождений и проявлений, известных под названием Савранского рудного поля (СРП), на ее описании следует остановиться более основательно.

Интерес к СРП возник, вероятно, начиная с работ С.В.Нечаева [568, 570, 571, 575]. За ними последовал цикл работ многих авторов, из которых наиболее полные книги М.А.Ярошук и А.В.Вайло [929] и А.Б.Боброва с соавторами [105, 106, 107].

СРП, согласно [929], приурочено к западному борту Голованевской шовной зоны, а Майское месторождение находится непосредственно в Одесско-Гальновской зоне разломов. Вдоль этой зоны располагаются все месторождения: Майское, Чермерпольское, Полянецкое, Савранское, Квитка и др. С Гайворонским блоком на западе СРП граничит по протяженной зоне разломов. Восточной границей служит Владивский разлом. Основой Синицевской зоны является чарнокит-гранулитовый СФК в составе супракрупных формаций, снизу вверх: гиперстеновой гнейсо-кристаллосланцевой, лейкогранулитовой, высокоглиноземисто-кварцитово-кондалитовой и эвлизитовой. Все эти формации, наряду с прочими кристаллическими образованиями, детально охарактеризованы в книге А.Б.Боброва с соавторами [106]. Породы формаций интенсивно диафторированы в условиях амфиболитовой фации, поэтому непосредственно вмещающими для Майского месторождения служат биотит-плагиоклазовые гнейсы, роговообманково-биотитовые кристаллосланцы, метаультрабазиты и кальцифиры. М.А.Ярошук считает, что вещественным наполнением СРП служат граниты бердичевского, кировоградско-житомирского и янишевского комплексов с реликтами диафторированных гранулитов. А.Б.Бобров и др. [106, 107] выделяют две генерации гранитоидов. Более ранние - кварцевые диориты, плагиограниты и граниты (тетиевский комплекс?), более поздняя - двуполевошпатовые граниты, которые сопоставляются с уманскими. В пределах зоны выделяются также два массива площадью 5 км<sup>2</sup>, сложенные аплито-пегматоидными, часто турмалинсодержащими гранитами. Для них приведена дата 2379 млн лет, а возраст пегматитов установлен Л.М.Степанюком в 2040 млн лет [708]. Нижняя возрастная граница золотого оруденения по отношению <sup>187</sup>Re/<sup>187</sup>Os в молибдените определена в 2,06 млрд лет [106].

По данным [106], в минералах метаморфических пород обнаружены многочисленные включения, в которых твердая фаза представлена силикатными минералами, а флюидная составляющая - безводная. По включениям определены РТ-параметры кристаллизации пород: T=850-1100°C, P>4,5 кбар. Включения в ультраметаморфических породах практически такие же, но отличаются несколько меньшим давлением: P>2.5 кбар. Сделан вывод, что формирование ультраметаморфических гранитоидов обусловлено разрядкой напряжений в процессах сводо- и куполообразования.

А.Б.Бобров с соавторами считают, что Майское месторождение не имеет прямых генетических аналогов и предлагают выделить новую рудную формацию - биотит-кварц-олигоклазовых метасоматитов. М.А.Ярошук и А.В.Вайло [929], С.В.Нечаев и др. [568, 570] указывают на значительное сходство Майского месторождения с Клинцовским и Сорокинским рудопроявлениями щита и месторождением Колар в Индии. Автор с ними согласен.

Глубинная структура Синицевского пролива, по нашему мнению, аналогична структуре Росинско-Тикичского блока в целом и может служить моделью для этого блока.

Т.С.Лебедев и др. [494], выполнили глубинное петроскоростное моделирование вдоль VI геотраверса ГСЗ и установили, что в Синицевской зоне ГШЗ на глубине 2-3 км гранитоиды сменяются породами типа чарнокитов и эндербитов, залегающими вплоть до глубины 15 км. Ниже залегают габброиды, двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы и пироксениты. Процессы гранитообразования в Синицевской части Голованевской шовной зоны, по их мнению, обусловлены существованием на глубине около 40 км крупной интрузии, приуроченной к Гальновско-Одесской зоне разломов, или какого-то корового материала, насыщенного базитами. Таким образом, геофизические данные вполне подтверждают и для этой зоны наличие гранулитового фундамента, переработанного в своей верхней части. Не удивляют, поэтому, как некоторых геологов, изохронные определения по циркону возраста плагиогранитов Савранского рудного поля, полученные А.В.Гринченко [225]. Он показал, что вероятный нижний рубеж возраста для этого циркона этих плагиогранитов 3116+133 млн лет и никак не меньше 2600 млн лет, то есть близок к возрасту гранитоидов тетиевского комплекса.

В последнее время, в связи с открытием в Синицевской зоне группы рудопроявлений золота, были предложения относить ее, а вместе с ней и весь Росинско-Тикичский район к зеленокаменным поясам [570, 882]. По нашему мнению, такое определение Росинско-Тикичского района и Синицевской зоны совершенно неприемлемо.

Нередко под термином «зеленокаменные» понимают не только гранит-зеленокаменные, но и амфиболито- и гранулитогнейсовый пояса, определяя этим термином основные породы в любой метаморфической фации. До сих пор некоторые авторы, в том числе такие авторитетные, как Конди и Гликсон, не делают различия между основными породами высокометаморфизованных и гранит-зеленокаменных областей. Так, Р.М.Шеклтон [839] относит районы Саргур и Колар Индии, где метаморфизм достигал гранулитовой фации, а также амфиболито-гнейсовый блок Калгурли, к зеленокаменным поясам.

Характернейшей особенностью зеленокаменных структур, кроме метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, является прогрессивная метаморфическая зональность, заключающаяся в последовательной смене от центра к периферии пород зеленосланцевой фации породами эпидот-амфиболитовой и низкой амфиболитовой фации. Приконтактные породы зеленокаменных структур достигают той степени метаморфизма, какую могли обеспечить контактирующие с ними граниты. Прямо противоположная картина наблюдается в Росинско-Тикичском районе: останцы гранулитов «разъедаются» гранитами, преобразуясь в мигматиты и диафториты разного состава. Надо учесть также, что если размеры истинно зеленокаменных структур измеряются десятками километров, то скиалиты гранулитов володарской толщи измеряются, в лучшем случае, первыми километрами. Гранитоиды, окружающие истинно зеленокаменные структуры, являются архейскими по возрасту и тоналит-трондьемитовыми по составу, тогда как в амфиболито-гнейсовой области Росинско-Тикичского района граниты нормальные и возраст имеют протерозойский. Совершенно необходимо отличать истинно зеленокаменные пояса от других образований, например, приразломных структур, где низкотемпературный метаморфизм является не прогрессивным, а наложенным. Согласно геофизическим данным [827], под Синицевской зоной находится самая глубокая на УЩ Кривозерская депрессия Мохо, достигающая 65 км. Наличие депрессии отвергает модель зеленокаменной структуры, поскольку генетическим признаком зеленокаменных структур являются поднятия Мохо.

Автор считает, что Синицевская зона является прямым продолжением Росинско-Тикичского района. Недавно к такому же выводу пришли Г.А.Шварц и А.А.Питаде [836]. В пределах блока они выделили ряд тех же комплексов и толщ, что и в Росинско-Тикичском районе. Ими, в частности выделен в этой зоне Тилигульский гранодиорит-тоналит-плаггиогранитовый комплекс с возрастом 2680-2610 млн лет. Это -- явный аналог тетиевского комплекса Росинско-Тикичского района. Г.А.Шварц и П.И.Пигулевский прямо пишут, что Тилигульский блок «...является южным продолжением Росинско-Тикичской СФЗ» [836]. Возникает вопрос: не следует ли присоединить Синицевскую зону и ее южное продолжение к Росинско-Тикичскому району?

Синицевскую зону можно определить как наложенный протерозойский пояс. Признаком наложенного пояса являются диафориты пород амфиболитовой и даже эпидот-амфиболитовой фаций. При всем том наложенный пояс принципиально отличается от классических гранит-зеленокаменных поясов Приднепровья.

Синицевская зона -- не единственный наложенный пояс. Таковыми в пределах Росинско-Тикичского района являются Вапшарская, Немировская и другие зоны регрессивного метаморфизма., установленные в процессе метаморфического картирования цита [770]. Не исключено, что они также окажутся перспективными на золотое оруденение.

Автору известны три варианта подхода к динамике района с позиций плитовой тектоники.

В.Г.Пастухов и др. [603, 604] рассматривают Побужье как катархейский протометаморфический гранулит-базитовый блок, который некогда мог представлять одно целое с Приазовским блоком. В тот период могли существовать многочисленные зоны «торошения» тонких небольших и гибких плит в условиях высокого теплового потока и мелкочаистой мантийной конвекции. В раннем архее выделены латеральные ряды комплексов и структур, в частности, протоконтинентальные рифтовые комплексы ( север Вольно-Подольского сегмента), внутренние зоны континентов (там же), пассивные окраины протоконтинентов (Хачеватская и Завальевская структуры). В позднем архее, по мнению авторов, существовал задуговой бассейн на месте нынешнего Росинско-Тикичского района.

Два других автора -- С.В.Нечаев [569] и Е.Б.Глевасский [201] предлагают варианты горизонтально-поступательного движения литоплитов, как это делали основоположники новой плитовой тектоники, сравнивая контуры Южноамериканского и Африканского побережий.

С.В.Нечаев, ссылаясь на работы А.В.Чекунова, считает, что в связи с раздвижением Днепровско-Донецкого рифта происходило разобщение УЩ и ВКМ, которые до того времени имели общие «геодинамические» зоны. Основываясь на сходстве структур обоих регионов, С.В.Нечаев предполагает сдвигание Вольно-Росинско-Тикичского литоплита относительно Кировоградского блока вдоль субширотного Андрушевского разлома на запад. При этом Росинско-Тикичский блок был вдавлен в Днестровско-Бугский и подвинут под Подольский гранулитовый пояс, чем и объясняется значительное утолщение коры в этом районе. Амплитуда перемещения последнего вдоль Немировского разлома составляла 150 км и, поскольку подвиг непременно сопровождается сжатием, то эта зона, по его мнению, перспективна на алмазы.

Е.Б.Глевасский [201], дискутируя с С.В.Нечаевым, считает, что вдоль Подольской зоны разломов на северо-запад перемещался юго-западный угол УЩ. Схема основана на принятии в качестве тектонического «репера» Криворожско-Крупецкую зону и на сходстве конгломератов Фрунзовской аномалии с криворожскими. При ретроспективном смещении юго-западного угла УЩ на юго-восток южное продолжение толщи Воронково-Косицкой аномалии в Приднестровье совмещается с южным продолжением бугской серии Одесско-Брусиловской зоны, а Фрунзовские аномалии -- с Криворожской зоной. При этом Реутский массив субщелочных гранитов логично помещается в Тальновскую зону разломов. С зоной сдвига также связываются перспективы на алмазы.

Мы считаем, что расположенные на склоне цита толщи Одесско-Фрунзовских аномалий, являются естественным продолжением Одесско-Белоцерковской зоны. От криворожского разреза они принципиально отличаются степенью и направленностью метаморфизма. Толщи Одесско-Фрунзовской аномалии, согласно описаниям М.А.Ярошук [933], действительно метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, но регрессивно по породам гранулитовой фации. Породы криворожской серии метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, но прогрессивно, как утверждают все исследователи Криворожья [49].

Если исходить из схемы Е.Б.Глевасского, то Криворожскую зону можно представить как вершину «айсберга», сложенного на глубине породами гранулитовой фации. Такой вариант представляется автору альтернативным и подтверждается он такими двумя фактами: 1) структурным подобием Криворожской, Орехово-Павлоградской и Голованевской зон и 2) соизмеримой мощностью земной коры.

Имея современные петрологические данные, а также представления о структуре земной коры, основанные, главным образом, на работах В.Б.Соллогуба и А.В.Чекунова, заманчиво предложить интерпретацию этих материалов с позиций плитовой тектоники, тем более, что автор имеет опыт такого рода исследований [845]. Для построения модели необходимо рассматривать Днестровско-Бугский и Росинско-Тикичский районы совместно, как единую плиту. Можно допустить два варианта: вариант погружающейся океанической плиты и вариант столкновения двух континентальных плит. В конечном итоге, как постараемся показать, оба варианта совпадают.

Для классического варианта островодужной системы необходимы следующие главные атрибуты: наличие погружающейся океанической плиты, наличие петрохимической и возрастной зональности магматических пород, плоскости субдукции и аккреционного клина. Что касается зоны субдукции, то она достоверно не установлена даже в юных океанических дугах. В нашем случае таковой допускается поверхность Мохо. Аккреционный клин (призма), напротив, находится легко и повсеместно. Так, В.Г.Пастухов считает областью аккреции на западе УЩ бердичевские граниты. Мы к ним добавим отложения тетеревской серии, С.В.Богданова и др. [950, 952] в качестве зоны аккреции принимают весь Белорусский массив. Торцевой (фронтальной) частью океанической плиты могут служить только юго-западная и южная части гранулитовой дуги Среднего Побужья и Приднепровья, сложенные породами океанической коры.



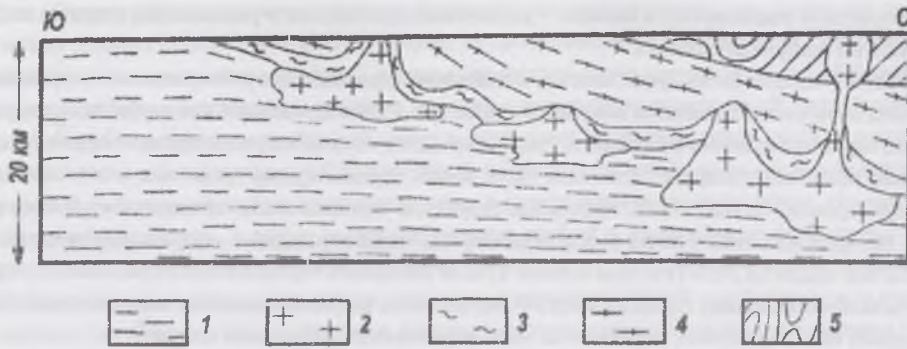


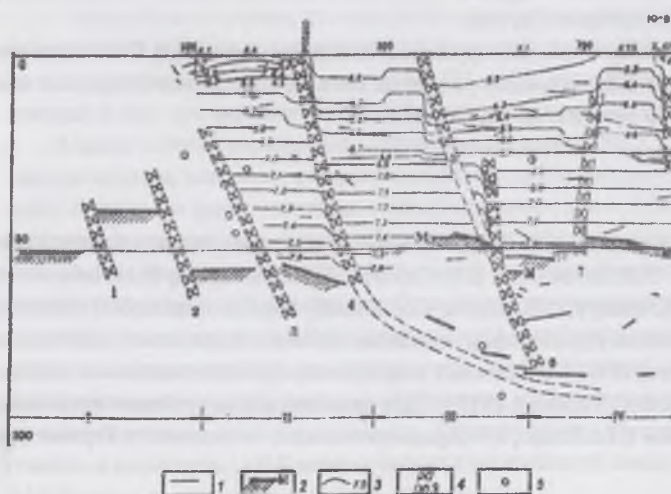
Рис. 4.2. Гипотетический профиль по меридиану западной части Украинского щита. 1 – метаморфогенные чарнокиты; 2 – реоморфические и интрузивные чарнокиты, 3 – виннициты; 4 – бердичевские граниты; 5 – породы тетереvской серии.

исследователи. То, что этот блок представляет собой самую глубинную из доступных для наблюдения часть земной коры УЩ, также было показано неоднократно [895]. Наконец, то, что эта часть именно вздернута, подтверждает наличие на склонах щита слабо метаморфизованных пород типа Одесско-Фрунзовских аномалий. Исходя из общепринятых представлений о глубинности фаций метаморфизма, величину этого обрыва можно оценить 30-20 километрами, даже учитывая более высокое положение докембрийских геозотерм. В качестве верхней ограничительной плоскости торцевой части дуги можно принять линеамент "В" В.Б.Соллогуба [690].

Линеамент "В" трассируется от г. Советск на северо-западе до г.Мелитополь на юго-востоке. Он субпараллелен двум другим линеаментам, "А" и "Б", огибающим юго-западный угол ВЕП. Линеамент "В" разделяет область наличия протофундамент  $K_2$  на юго-западе и его отсутствия на северо-востоке. В районе юго-западного угла УЩ линеамент совпадает с Ровенским разломом, который, в свою очередь, ограничивает с юго-запада Одесско-Винницкую ветвь утолщенной коры. Полого, под углами 40-50°, линеамент "В" падает в северном направлении. По мнению В.Б.Соллогуба, время образования линеамента "В" – неоген. Вероятно, он возник значительно раньше. Вещественную основу плиты слагают породы гранулитовой фации, ограниченные сверху разделом  $K_2$ . Выше него – березинская толща и тетереvская серия в качестве аккреционного хлина. Раздел  $K_2$  не имеет в пределах УЩ такого постоянного положения, как полагал В.Б.Соллогуб, однако в той или иной мере обнаруживается на всех профилях ГСЗ. Петрологическая суть раздела вполне очевидна, поскольку он отсутствует там, где обнажены породы гранулитовой фации и появляется там, где на гранулитах имеется гранитовый слой. Расчленение земной коры на три слоя, предложенное В.Б.Соллогубом, сохранило свое значение и в настоящее время. Так, С.С.Красовский и Ю.П.Оронецкий [437] принимают следующее разделение земной коры: гранитовый слой – скорость менее 6,3 км/сек, диоритовый – 6,3-6,8 км/сек, базальтовый – больше 6,8 км/сек.

На понижение степени метаморфизма пород (повышение эрозионного среза) с юга на север в пределах Подольского блока впервые указал А.А.Маракушев на основании материалов С.М.Доброхотова. Автор также неоднократно отмечал этот факт [895]. В.А.Курепин [461] подтвердил сделанные ранее выводы, рассчитав на основании гранат-ортопироксеновой геотермометрии величину эрозионного среза: в пределах Подольского блока она изменяется от 37 км на юге до 18 км на севере.

В свое время [971], исходя из гипотезы послыоного чередования метаморфических фаций в земной коре, автор предложил простую схему строения земной коры Подольского блока в виде схемы (рис.4.2). По мнению автора, эта схема неплохо согласуется с данными глубинного сейсмического зондирования [690, 975]. На схеме геотраверса VI [975] (см. рис.3.2) можно видеть, что в интервале от г. Гайсин до Тетереvской зоны разломов гранулитовый слой отчетливо погружается в направлении с юга на север, а в пределах Северо-западного блока вновь воздымается. В Осницком блоке появляется коро-мантийная смесь - характерный признак шовной зоны, - и за ее счет мощность коры возрастает до 55 км. На рис.3.2 видно также, что происходит деформация базальтового слоя, его воздымание, а в целом - картина явного скупивания земной коры. Следует отметить такой важный факт: на схеме В.Б.Соллогуба [690] все глубинные разломы севернее г.Винница имеют южное падение. Особенно хорошо это видно в районе Вольнского блока (рис.4.3). Этот факт однозначно, по нашему мнению, свидетельствует, что, во-первых, движение плиты осуществлялось с юга на север и во-вторых, что этим движением охвачена вся кора, включая, возможно, верхи мантии. Некоторые разломы, например,



Суцано-Пержанский и Тетереvский, приобретают отчетливо листрический характер.

Рис. 4.3. Разрез земной коры, район г.Ровно [690]. 1 – отражающие площадки; 2 – раздел Мохо; 3 – изоскорость, км/с; 4 – глубинные разломы; 5 – точки диафракции.

Н.П.Щербак и др. [882] предполагают противоположное направление движения палеопротерозойской плиты - с севера на юг. Новая интерпретация структуры земной коры В.И.Старостенко с соавторами [975], по нашему мнению, подтверждает движение плиты с юга на север. Утолщение земной коры на юге Днестровско-Бугского блока, согласно их данным, обусловлено слоем коро-мантийной смеси, тогда как мощность базальтового (гранулитового) слоя составляет всего около 15 км.

Наличие петрохимической и возрастной зональности, а именно – увеличение щелочности и уменьшение возраста пород от фронта дуги к тылу, можно показать на следующих данных.

Так, на юге района, в пределах Гайворонского блока представлены, в основном, чарнокитоиды гайворонского и ятранского типов, чередующиеся с телами розовых аплитовидных гранитов побужского типа. Это – зона зарождения реоморфических чарнокитоидов. В Винницком блоке заметно нарастает калиевая щелочность чарнокитоидов и степень их реоморфизма. Чарнокитоиды литинского типа занимают здесь более половины площади. Остальная часть занята бердичевскими гранитами и относительно небольшими телами метаморфитов днестровско-бугской серии. Купольные структуры чарнокитоидов литинского комплекса нередко окружены зонами эндрбитов гайворонского типа и почти всегда обрамляются зоной винницитов – переходной от чарнокитоидов к бердичевским гранитам. Как это видно на геологических картах, купола литинских чарнокитоидов прорывают покров бердичевских гранитов, и уже на этом основании можно сделать вывод о более молодом возрасте литинских чарнокитоидов. Похищение под Литинским куполом раздела Мохо, возможно, указывает на связь чарнокитоидов с верхней мантией.

В пределах Хмельницкого блока чарнокитоиды с мондонитовой тенденцией состава по площади значительно уступают бердичевским гранитам, а слагаемые ими купола уменьшаются в размерах и значительно реже обрамляются винницитами. Можно полагать, что эрозионным срезом здесь вскрыты близкие к апикальным части куполов. Согласно расчетам, способность к куполообразованию могли получить только тела чарнокитоидов, достигшие определенного критического размера. Исходя из минимального, судя по эрозионному срезу, размера 10 км в диаметре, можно рассчитать, что критический объем чарнокитоидной магмы при движении с глубины 10 км составлял свыше 150 км<sup>3</sup>.

Севернее Хмельницкого блока развиты интрузивы мондонитоидов с участием пород типа санукитоидов (букинский комплекс) и собственно мантийные интрузивы. Примечательно, что в пределах большей части Подольского блока, в зоне развития бердичевских гранитов, проявления мантийных пород очень ограниченные. Согласно С.Н.Цымбалу [816] они представлены ультрамафитами со щелочным уклоном. Мантия в Подольском и Вольнском блоках, по его данным, дифференцированная и неистощенная.

Тенденция нарастания щелочности и уменьшения возраста пород особенно отчетливо продолжается в Вольнском блоке. Характер магматизма менялся по мере углубления в задуговую область. Если в пределах Подольского и южной части Вольнского блоков это был надсубдукционный (фрикционный) магматизм, то в пределах Вольнского блока надсубдукционный магматизм пространственно совмещен с мантийным. Здесь можно выделить вулканическую дугу.

Весь Вольнский блок представляет собой зону растяжения. Это подтверждается наличием дайковых поясов, а также геохимическими особенностями Ястребецкого и Давидковского интрузивов [443, 444, 448]. О.С.Егоров с соавторами [254], на основании распределения в основных породах Коростенского плутона Cu, Zn, Ti и P, а также щелочности пород, пришли к выводу, что исходная магма этих пород очень близка к магме основных пород островных дуг. Обширные проявления щелочных метасоматитов предполагают, по их мнению, большую мощность земной коры. Можно предположить, что растяжение обусловлено увеличением угла наклона океанической плиты. По-видимому, именно здесь, в районе Припятской впадины, происходит ее погружение. Дополнительными признаками служат подъем базальтового слоя и резкий подъем астеносферы – до 100 км.

Таким образом, если представить Днестровско-Бугский и Северо-западный районы в виде островодужной системы, то угол погружения плиты сначала, до Тетеревской зоны, должен быть очень пологим – порядка 10-15° и затем, в пределах Вольнского блока, существенно возрастет. Недавно появилась публикация [957], согласно которой положение магнитных полюсов УЩ и Фенноскандии до времени 2,0-1,7 млрд лет было существенно разным и лишь ко времени 1,8-1,35 млрд лет магнитный полюс стал общим. Авторы [957] считают, что аккреция началась после 1,85 млрд лет. Можно полагать, что к этому времени произошло объединение УЩ в единый континент и осуществилась коллизия плит. Столкновение могло происходить также по схеме торошения и могло осуществляться двумя способами: одновременным воздыманием или погружением соприкасающихся плит, либо погружением одной плиты под другую. Так или иначе, но механизм столкновения можно интерпретировать и как коллизию, и как пологую субдукцию. Время действия механизма надо, вероятно, определять временем внедрения многих магматических комплексов надсубдукционного типа возрастом около 2 млрд лет – литинского, букинского, житомирского, мухареvского и других, а окончание – временем внедрения Коростенского плутона.

Автор надеется, что предложенная им схема не более гипотетична, чем другие мобилистские схемы УЩ. Последние изобилуют второстепенными деталями типа задуговых бассейнов, тыловодужных рифтовых зон и т.д., трудно определяемыми даже в юных дугах, но главные компоненты островодужных систем при этом не выделяются.

### 4.3. Стратиграфия и возраст.

Стратиграфическое расчленение Побужья имеет длительную и запутанную историю. К разработке его стратиграфии приложили руки почти все известные геологи Украины – П.Я.Пятницкий, Д.Н.Соболев, Н.П.Семененко, М.Н.Доброхотов, И.С.Усенко, А.Я.Древин, Г.Г.Виноградов, О.И.Слензак, М.А.Ярошук, О.Б.Гинтов, Е.М.Лазько, А.А.Сиворонов, В.П.Кирилук, В.В.Зюльце и многие другие. Начало современному пониманию стратиграфии положено, вероятно, выделением одновременно Н.И.Безбородько и В.И.Луцишким в 1939 г. тетерево-бугской серии. Название «днестровско-бугская» появилось впервые в работе Ю.Ир.Половинкиной в 1960 г., а бугская – в статье Ю.Ю.Юрка в 1953 г. Для данного района особенно интенсивно применялись формационный метод, разрабатываемый группой Е.М.Лазько, и геохронологический, заложенный в Украине учеными школы Н.П.Семененко – Н.П.Щербака.

Стратиграфическая схема, принятая Национальным стратиграфическим комитетом по результатам 3-го Всеукраинского межведомственного совещания в 1998 г., исходит из представления о двухъярусном строении Днестровско-Бугского района. Нижний ярус слагают породы палеоархейской днестровско-бугской серии возрастом свыше 3400 млн лет, залегающие в виде останков среди чарнокитоидов и бердичевских гранитов, верхний – породы мезо-неоархейской бугской серии возрастом 3200-2600 млн лет [701].

В составе днестровско-бугской серии в ранге толщ выделены, снизу вверх: тывровская толща, в Подольской части щита – гниванская и березнинская, в Среднебугской и Приднестровской, павловская и зеленолевадовская толщи. Состав толщ: тывровской – двупироксеновые кристаллосланцы и гиперстеновые плагиогнейсы; гниванской (переходная к березнинской) – те же кристаллосланцы, а также гранат-биотитовые гнейсы и кальцифиры; березнинской – гранат-биотитовые плагиогнейсы, гиперстен-плагиоклазовые кристаллосланцы, кальцифиры; павловской – магнетит-двупироксеновые, магнетит-гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, железистые кварциты; зеленолевадовской – лейкократовые гиперстен-биотитовые лептитоподобные гнейсы. Двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы совместно с ультрамафитами сабаровского комплекса представляют собой, возможно, древнейшую вулcano-плутоническую ассоциацию УЩ.

Бугская серия состоит из двух свит. Состав нижней, кошаро-александровской свиты: безрудные кварциты, метапелитовые плагиогнейсы, часто с графитом. Хащевато-завальевская свиты сложена мраморами, кальцифирами, гранат-, графит- и пироксеновыми плагиогнейсами и железистыми кварцитами. К структурам, сложеным породами бугской серии и конседиментационным с нею разломам, приурочены мафит-ультрамафиты гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций.

Схема вряд ли окончательная, поскольку продолжают поступать новые данные, основанные главным образом на радиоизотопных методах, существенно меняющие представления о возрастном положении отдельных подразделений днестровско-бугской и бугской серий. Л.М.Степанюк [701] датировал породы хащевато-завальевской свиты Завальевского карьера и получил следующие результаты. Для биотит-двупироксенового плагиогнейса: возраст 2576 млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7076$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}=-6,6$ . Для мрамора (по бадделеиту): возраст 2000 млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7066$ . Для гранат-гиперстенового эвлизита: возраст 1910 млн лет, для пегматита: возраст 1980 млн лет. Таким образом, эти породы представляют собой типичные коровые образования, а нижний возраст бугской серии принимается не менее 2600 млн лет.

Итоги многолетних исследований стратиграфии пород Днестровско-Бугского района радиоизотопными методами подведены в статье Н.П.Щербака с соавторами [882]. В статье констатируется, что возраст пород днестровско-бугской серии, залегающей в основании архея, растягивается на период 3,65-2,0 млрд лет. Палеоархейский возраст, подтвержденный Sm-Nd методом, установлен, в сущности, только для самой нижней толщи днестровско-бугской серии - тывровской. Возраст самой верхней толщи днестровско-бугской серии - березнинской, - по данным [882], не может быть древнее 2,6-2,45 млрд лет (DM), то есть совпадает с возрастом пород тетереvской серии. Таким образом, тетереvская и бугская серии вновь, как во времена В.И.Лучицкого, смыкаются. До сих пор продолжается спор по поводу выделения в архее двух серий - днестровско-бугской и бугской.

Авторы [882] полагают, что магматизм и молодой гранулитовый метаморфизм в Днестровско-Бугском районе обусловлен формированием Осницко-Микашевичского вулcano-плутонического пояса (2,06-2,02 млрд лет). Это, в частности, явилось для них основанием предполагать направление субдукции палеопротерозойской плиты с севера на юг, под архейский кратон.

Усовершенствованию стратиграфии района в значительной мере способствовало развитие в Украине формационных исследований.

Расцвет формационных исследований в Украине, как и в СССР в целом, датируется началом 1970-х гг. Тогда выступили группа И.С.Усенко (И.Л.Личак, И.Д.Царовский, Л.Г.Бернадская, И.Б.Щербаков) и Г.И.Каляев. Взгляды этих ученых сформировались и были опубликованы в соответствующих работах еще до выхода в свет известной монографии Ю.А.Кузнецова "Главные типы магматических формаций". Одновременно, во Львове начала активно работать группа геологов во главе с Е.М.Лазько (И.П.Кирилук, А.А.Сиворонов, Г.М.Яценко). Главным объектом исследований этих геологов были метаморфические толщи и это в то время, когда ведущими геологами СССР целесообразность выделения метаморфических формаций вообще подвергалась сомнению.

Ученые группы И.С.Усенко считали себя сторонниками парагенетического направления в формационном анализе. Г.И.Каляев, до того как стал убежденным и первым в Украине проводником идей новой плитовой тектоники, был сторонником генетического направления в этой области.

Автор убежден, однако, что приоритет в формационном анализе метаморфических толщ в Украине принадлежит О.И.Слензаку, который в 1960 г. впервые высказал и практически, вплоть до картирования, применил идею формационного анализа для разных типов пород Приднестровья [680, 681, 682]. Ассоциации суперкрупных и ультраметаморфических пород он назвал свитами и само это название в то время вызвало протест ортодоксальных петрографов.

Определение формации О.И.Слензак формулирует так: «...по своему составу породы района группируются в естественные ассоциации, каждая из которых связана постепенными переходами со смежными ассоциациями, имеет определенную область развития и характеризуется своими особенностями» [680, с.28]. Основанием для выделения именно свит послужило пластовое залегание геологических тел, плавные переходы между свитами, хотя в понимании автора свиты являются не наслоенными образованиями, а продуктом дифференциации вещества в твердом состоянии. Необходимость выделения свит он, подобно геологам львовской школы, обосновывал невозможностью картирования по петрографическим видам пород.

О.И.Слензак выделил в Приднестровье пять свит (снизу вверх): котюжанскую, рекеченскую, саинскую, клембовскую и русавскую и построил на этом основании карту, подтвержденную геофизическими аномалиями. Каждую свиту слагает только ей свойственная ассоциация гнейсов, амфиболитов, мигматитов, гранитов и пегматитов. Свиты уложены во вполне определенную стратиграфическую последовательность. Примечательно, что глиноземистые гнейсы и ассоциирующие с ними бердичевские граниты и виннициты О.И.Слензак относит к котюжанской свите, т.е. к самым низам разреза, именно так, как это сделали позже Е.М.Лазько с соавторами для Побужья и Подолии.

Реальность «свит» О.И.Слензака в скором времени подтвердил В.М.Венидиктов [162]. Из пяти свит О.И.Слензака он повторно обосновал три свиты – котюжанскую, сайнскую и русавскую, придав им уже вполне стратиграфический смысл и сопоставляя их со свитами А.Я.Древина по Побужью. Четвертую свиту – григоровскую, сложенную метапелитами, графитовыми и салит-скаполитовыми породами, В.М.Венидиктов выделил заново и вполне логично сопоставлял ее с тетерево-бугской серией. Таким образом, в Днестровско-Бугском районе впервые был назван аналог тетерево-бугской серии задолго до того, как появились радиоизотопные данные Л.М.Степанюка, позволившие сопоставлять с породами этой серии березнинскую толщу Подолии. В.М.Венидиктов также впервые возвел выделенные О.И.Слензаком ассоциации в ранг формаций, опередив в этом отношении некоторые формации львовских геологов. В частности, им названы карбонатно-гнейсовая и кинцитит-мигматитовая формации, близко напоминающие формации Е.М.Лазько и др.

Львовские геологи всегда представляли типично парагенетическое направление в формационном анализе. Принцип определения названий горных пород в таком виде, какой они имеют сегодня, а не в исходном состоянии, лежит в основе современной классической петрографии и представляется единственно правильным. Надо признать, что львовские геологи продвинулись в формационном анализе значительно дальше других школ и продолжают свою работу по настоящее время. Е.М.Лазько, В.П.Кирилук, А.А.Сиворонов, Г.М.Яценко, А.Б.Бобров, Б.И.Малюк, В.Г.Пащенко и другие, начав с Побужья, вскоре охватили своими исследованиями весь УЩ и внесли огромный вклад в его геологию. Ими практически создана стратиграфия Днестровско-Бугского и Среднеприднепровского районов [343, 344, 479, 481]. Нельзя, однако, согласиться с ними в том, что, как они пишут «... петрографические методы изучения метаморфических толщ в своем классическом выражении как методы магматической петрографии и петрологии в познании геологической истории докембрия исчерпали себя» [482, стр.21]. По нашему мнению, парагенетическое направление формационного анализа и петрографические методы исследования имеют нечто общее, а именно: в петрографии сначала породу надо назвать так, какой она является в настоящее время, и лишь потом строить гипотезы о ее происхождении.

Наиболее полная геологическая характеристика метаморфических толщ района принадлежит группе львовских геологов под руководством Е.М.Лазько (В.П.Кирилук, А.А.Сиворонов, Г.М.Яценко и др.). Эти геологи проплали по всем обнажениям западной части щита буквально с рулеткой в руках. Результатом их исследований явилось выделение в Днестровско-Бугском районе восьми супракrustальных формаций, отнесенных к двум архейским сериям, (снизу вверх): винницкой и гайворон-первомайской. Большой части формаций придан ранг свит, которым авторы присвоили свои названия. Винницкая серия (возрастной аналог днестровско-бугской) состоит из двух формаций (снизу вверх): биотит-гранатовых гнейсов и гиперстеновых кристаллосланцев (кинцититовая) – березнинская свита, и кальцифир-кристаллосланцевой – тывровская свита. Гайворон-первомайская серия (аналог бугской серии) сложена формациями: гиперстеновых гнейсов и кристаллосланцев – александровская свита, биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов – зеленолевадовская свита, кварцитов и глиноземистых пород – кошаро-александровская свита, железорудно-гнейсовая – сальковская, кондалитовая и мрамор-кальцифировая – завальевская свита. Из перечисленных свит только кошаро-александровская и завальевская были ранее предложены Г.Г.Виноградовым. Тывровская, березнинская и зеленолевадовская свиты вошли в состав действующей схемы НСК.

Исследования львовских ученых вызвали большой интерес, особенно у геологов-съемщиков. В то же время имела место активная дискуссия относительно возрастного положения выделенных свит. Так, многие геологи считают – и это закреплено в действующей стратиграфической схеме 1998 г., – что в основании разреза находится не березнинская, а тывровская толща, березнинская же венчает разрез днестровско-бугской серии. Не прижились и предложенные львовянами названия серий.

## 4.4. Петрография метаморфических пород

### 4.4.1. Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы

Гиперстеносодержащие плагиогнейсы и кристаллосланцы вместе с чарнокитоидами представляют лицо Днестровско-Бугского района. Впервые в ранге супракrustальной формации они были выделены Е.М.Лазько и др. [482] и описаны рядом авторов, в том числе особенно детально – Т.Г.Щербажовой и Е.Н.Голуб [220]. Второстепенными членами формации являются клинопироксеновые кристаллосланцы. Гиперстеновые кристаллосланцы, реже – биотит-, гранат- и гиперстеновые плагиогнейсы, входят в состав почти всех выделенных Е.М.Лазько и др. [479, 480, 482] формаций, причем в кинцититовой и железорудно-гнейсовой формациях гиперстеносодержащие плагиогнейсы и кристаллосланцы выступают в качестве главных членов. Вместе с глиноземистыми гнейсами гиперстеносодержащие кристаллосланцы образуют ксенолиты в бердичевских гранитах.

Гиперстеносодержащие плагиогнейсы и кристаллосланцы очень разнообразны по минеральному составу. Их распространение имеет, однако, определенную закономерность. В пределах Гайворонского блока развиты преимущественно безбиотитовые, часто гранатосодержащие плагиогнейсы. Некоторое понижение степени метаморфизма, например, в Ятранском блоке, ведет к появлению биотита, который постепенно вытесняет ортопироксен. В Приднестровье и ГШЗ, где, по нашему мнению, несколько понижается давление, в парагенезисе с гиперстеном появляется кордиерит. При повышении кремнекислотности происходят постепенные переходы от гиперстеновых плагиогнейсов к эндебитам гайворонского типа, когда с названием породы вообще трудно определяться. Кроме того, ортопироксен присутствует в некоторых мета- и семипелитах.

Содержание РЗЭ (г/т) в плагиогнейсах и кристаллосланцах Днестровско-Бугского района

№№	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	(La/Yb)N	Eu/Eu*	Сумма РЗЭ
5089	31	46	19,0	3,7	1,3	0,91	1,6	0,22	13	0,91	104
5094	8	17	10,0	2,8	1,3	0,95	3,7	0,43	1,4	1,04	44
5097	9	16	8,0	2,2	0,7	0,80	2,3	0,31	2,6	0,69	39
5085	40	61	21,0	4,7	1,5	0,72	2,1	0,28	12,7	0,97	131

Примечание: 5089 – биотит-гиперстеновый плагиогнейс, с.Скале-вое; 5094 – роговообманково-гиперстеновый кристаллосланец, там же; 5097 – роговообманково-дупироксеновый кристаллосланец; 5085 – биотит-гранатовый плагиогнейс, там же.

Гиперстенсодержащие плагиогнейсы и кристаллосланцы – мелкозернистые грубополосчатые породы характерного цвета – серого с фиолетовым оттенком. Кроме ортопироксена, в минеральном составе участвуют биотит, плагиоклаз №№ 34-65, кварц, иногда пленочный калишпат, часто гранат, кордиерит, графит, магнетит. Железистость гиперстена обусловлена парагенезисом: наименьшую железистость имеет ортопироксен в парагенезисе с гранатом и магнетитом. Е.М.Лазько с соавторами [482]

отмечают также, что наименьшую железистость ортопироксен имеет в породах кинцигитовой формации (32-42%), а наибольшую – в плагиогнейсах железорудно-гнейсовой формации (42-49%). В парагенезисе с ортопироксеном выступают красновато-бурый высокотитанистый биотит ( $TiO_2=3,5-4,5\%$ ,  $f=28-66\%$ ), пироп-альмандиновый гранат ( $f=64-70\%$ ), нередко – кордиерит ( $f=23\%$ ) [220].

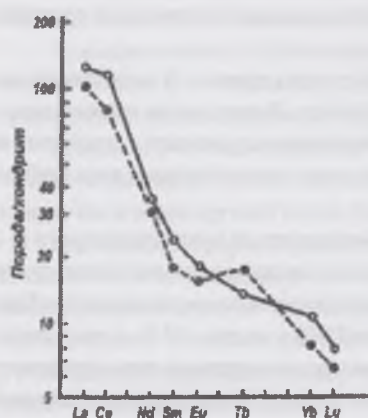


Рис. 4.4. Распределение РЗЭ (см. табл. 4.1): 1 – в биотит-гранатовом плагиогнейсе, с.Скалевое, № 5085; 2 – в биотит-гиперстеновом плагиогнейсе, № 5089.

Химический состав гиперстенсодержащих пород находится в широком интервале кремнекислотности – от основных пород до кислых. Статистически преобладают породы среднего состава, отвечающие андезитам. Содержание главных окислов изменяется в следующих пределах:  $SiO_2$  – 56-66,  $Al_2O_3$  – 14-17,  $FeO$  – 5-6,  $MgO$  – 3-6,  $CaO$  – 2-7,  $Na_2O$  – 2,5-3,2,  $K_2O$  – 1-2, F – 47-52%.

Распределение РЗЭ в биотит-гиперстеновых плагиогнейсах явно дифференцированное и совершенно не отличается от распределения в глиноземистых гнейсах (рис.4.4).

#### 4.4.2. Глиноземистые породы (метапелиты и семипелиты)

Глиноземистые породы входят в состав практически всех стратиграфических подразделений Днестровско-Бугского района. В днестровско-бугской серии они слагают почти полностью безрудинскую и зеленолевадовскую толщи биотит-гранатовых и биотит-кордиерит-гранатовых, иногда с гиперстеном плагиогнейсов. В составе тывровской и павловской толщ метапелитов меньше и представлены они гиперстенсодержащими разностями. Высокоглиноземистые метапелиты особенно характерны для бугской серии. Вместе с безрудными кварцитами они почти полностью слагают кошаро-александровскую свиту и частично – хашевато-завальевскую. Метапелитами, в основном, сложены формации кинцигитовая, биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, кварцитов и высокоглиноземистых пород, кондалитовая [482].

Петрография метапелитов района рассмотрена в целом ряде книг [482, 895]. Наиболее полно охарактеризованы метапелиты Приднестровья в книге В.М.Венидиктова [162].

В пределах изохимического ряда метапелитов – бедных кальцием, богатых глиноземом пород, – можно выделить три группы: высокоглиноземистые (с силлиманитом и кордиеритом), умеренноглиноземистые (с гранатом и биотитом) и нормальноглиноземистые (с гиперстеном, биотитом, редко – с гранатом) породы. Существуют и другие комбинации минералов, например, гиперстена с кордиеритом. Деление это довольно условное, поскольку минеральный состав метапелитов контролируется не только  $CaO$  и  $Al_2O_3$ , но и  $P-T$ -условиями метаморфизма. Кроме того, весьма обычны взаимопереходы между разновидностями. Применение для разновидностей метапелитов особых терминов таких, как кинцигит, мадукарит, кондалит ввиду их неоднозначности представляется нецелесообразным. Практически все метапелиты заражены графитом. При его содержании до 1% гнейсы относят к графитсодержащим, а свыше 1% – к графитовым. Нельзя обойти вниманием такую породу как гранулит – прародителя гранулитовой фации. Термин “гранулит” все чаще распространяют на основные породы гранулитовой фации “основной гранулит”, “ультраосновной гранулит” и т.д., либо используют его еще шире, понимая под этим термином всю совокупность пород гранулитовой фации. Конечно, с точки зрения классической петрографии такое расширение является жаргонизацией, но поскольку жаргон перешел на уровень научного термина, как это нередко бывает, приходится с ним мириться. Термин “гранулит” в применении к конкретной породе мы понимаем в классическом определении, принятом для Саксонского гранулитового массива. Гранулит – это снежно-белая или розовато-белая очень прочная метаморфическая порода с сахаровидным изломом, пластинчатой текстурой, обусловленной линзовидным кварцем, состоящая из порфириобластов сиреневого граната, полевых шпатов, иногда силлиманита, биотита и графита.

Распределение разновидностей метapelитов в пределах района подчиняется метаморфической зональности. Так, в пределах Гайворон-Завальевского блока – максимума метаморфизма УЩ, - при всем желании автору не удалось обнаружить кордиерит; несмотря на указание Л.Г.Ткачука [735] о его находках здесь. Метapelиты этого блока как правило немагнитные, безбиотитовые, безгиперстеновые, обычно содержат графит. Кордиеритсодержащие метapelиты широко распространены в пределах Ятранского блока, ГШЗ, в Приднестровье и на Верхнем Побужье. Заметим, что эклогитоподобные метабазиты, обнаруженные на Среднем Побужье, в перечисленных частях района не встречаются. В.М.Венидиктов [160, 161] оценивает условия гранат-гиперстен-кордиеритовых гнейсов такими параметрами: T=750-800°, P=800-1000 МПа. По нашему мнению, по температуре условия вполне реальные, но по давлению сильно завышены. Как следует из геологической ситуации, кордиеритсодержащие породы формируются в условиях понижения давления. Парагенезис кордиерита с призматическим силлиманитом и гранатом обнаружен нами только в ксенолитах метapelитов среди монзонитовидов букинского комплекса. В Лысянском блоке и в Приднестровье известны двуслюдяные и андалузитсодержащие гнейсы. Е.А.Кулиш с соавторами [450] среди высокоглиноземистых и высокомагнезиальных пород описали сапфирин, выступающий в ассоциации с ортопироксеном, кордиеритом и силлиманитом.

Метapelиты характеризуются чрезвычайно широкими вариациями в содержании породообразующих минералов. Так, содержание кварца изменяется в пределах 16-59 %, силлиманита – 4-46 %, граната – 2-19 %. Однако, Н.П.Щербак [864] отмечает относительно постоянный состав биотит-гранатовых гнейсов Верхнего Побужья. В них средние содержания минералов таковы: плагиоклаз – 50, кварц – 25, биотит + гранат – 25 %. Это хорошо согласуется с постоянством состава бердичевских гранитов, которые по минеральному составу отличаются от гнейсов только наличием калишпата.

Силлиманит в метapelитах гранулитовой фации призматический. Его призмы огибают зерна граната. В метapelитах амфиболитовой фации вторичный фибролит образует щетки вокруг зерен кордиерита и в биотите. В свое время силлиманитсодержащие породы карьера в г.Гайворон изучались в качестве глиноземного сырья, т.к. содержание силлиманита в некоторых из них достигает 38 % при хорошей обогатимости. В Лысянском блоке и в Приднестровье известны двуслюдяные и андалузитсодержащие плагиогнейсы.

Гранат в метapelитах пироп-альмандиновый с небольшим (3-8 %) содержанием известковистых и спессартинового (1-2 %) компонентов. Самое низкое содержание альмандина – 49 %, - установлено в безбиотитовом силлиманитсодержащем гранулите Гайворон-Завальевского блока. Близкие содержания альмандина (59 %) в биотит-гранат-гиперстеновом плагиогнейсе Приднестровья [162]. Содержание альмандина в гранате из кордиерит-силлиманитовых гнейсов ГШЗ в среднем 67 %, в гиперстеновом гранатите – 69,5 %. В метapelитах Лысянского блока значимо возрастает за счет альмандина содержание спессартинового компонента, достигая 29 % (табл.4.2). Это объясняется не повышенной марганцовистостью породы, которая не выше обычной для пород такого типа, а малым содержанием в породе единственного концентратора марганца – граната, в связи с понижением РТ-условий. Обширный материал по химическому составу темноцветных минералов представлен в сводке [164]. В табл.4.2 приведены лишь некоторые характерные парагенезисы.

Таблица 4.2.

Химический состав минералов и пород метapelитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	36,22	35,90	38,65	37,62	39,33	39,07	50,49	38,92	67,51	37,51	48,77	38,97	48,05	75,80	35,52	37,69	45,65	67,43	34,18	38,31
TiO <sub>2</sub>	0,14	5,71	0,11	2,76	0,08	4,40	0,13	0,05	0,72	4,27	0,18	0,14	0,02	0,23	3,45	0,10	0,05	0,48	3,23	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,59	14,27	21,20	17,03	20,66	16,98	6,15	21,49	13,29	16,85	5,32	21,83	32,63	12,30	21,83	20,73	32,02	15,24	16,62	20,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	2,65	0,79	1,60	1,18	1,14	1,03	0,82	1,05	1,63	2,72	1,43	0,10	0,65	2,22	0,44	0,18	0,48	8,66	0,10
FeO	24,65	11,21	26,20	14,02	30,93	11,57	21,54	26,94	4,55	11,49	21,29	25,32	5,07	2,02	17,31	34,11	6,68	5,20	15,09	20,40
MnO	1,27	0,01	0,51	0,05	1,09	–	0,17	0,41	–	0,06	0,56	1,96	0,14	0,05	0,05	0,62	0,07	0,04	0,34	12,12
MgO	11,90	16,85	9,33	14,66	5,14	15,29	17,35	9,21	4,14	15,50	19,13	8,28	10,09	3,30	6,47	4,52	7,13	2,52	9,77	1,77
CaO	2,19	0,07	2,01	0,14	1,47	0,70	1,40	1,12	3,08	0,32	0,14	0,70	0,49	1,42	0,25	0,88	0,35	1,64	0,35	5,18
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,38	0,21	0,19	0,12	0,50	0,30	0,45	3,50	0,50	0,14	0,18	0,40	1,00	0,15	0,13	0,23	3,37	0,40	0,15
K <sub>2</sub> O	0,06	9,05	0,02	8,70	0,29	8,60	–	0,17	1,01	8,94	0,14	0,18	0,20	1,60	9,70	0,12	0,72	1,95	8,36	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	–	–	0,05	0,10	–	0,04	–	0,08	–	0,05	0,09	–	0,03	0,07	–	–	0,90	–	–
F	–	0,12	–	–	0,10	–	–	–	–	0,38	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,15
H <sub>2</sub> O–	–	0,04	0,17	0,07	–	0,04	0,18	0,06	0,31	0,20	0,14	0,08	0,14	0,20	0,06	0,10	0,30	0,20	0,09	0,12
П.п.л.	1,67	2,93	0,74	2,67	0,17	1,49	1,39	0,57	0,75	2,23	1,27	0,73	3,00	0,78	2,86	0,87	6,74	1,60	3,04	1,52
Сумма	100,58	99,79	100,24	99,62	100,47	99,78	100,17	100,21	100,58	99,72	99,85	99,89	100,33	100,18	99,94	100,31	100,12	100,12	100,28	99,94
F,f	55	31	64	37	78	30	41	62	42	29	39	63	22	30	60	81	34	56	57	91

Примечание. 1 – гранат из силлиманит- и графитсодержащего гранулита, № 49, пт Завалье; 2 – биотит и 3 – гранат из биотит-гранатового гнейса, № 171, с.Щацеватос; 4 – биотит и 5 – гранат из гранат-биотитового гнейса, Верхнее Побужье; 6 – биотит, 7 – ортопироксен, 8 – гранат, 9 – биотит-гранат-гиперстеновый гнейс, № 136/1, Приднестровье; 10 – биотит, 11 – гиперстен, 12 – гранат, 13 – кордиерит, 14 – биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовый гнейс, № 222/2, Приднестровье; 15 – биотит, 16 – гранат, 17 – кордиерит, 18 – биотит-гранат-кордиеритовый гнейс, № 172, Приднестровье; 19 – биотит и 20 – гранат из графит-гранат-биотитового плагиогнейса, № 1539, с.Будище, р.Гн.Тикич. Анализы 4, 5 из [864], 6-18 - из [162], 19, 20 - из [895].

Кордиерит в Приднестровье встречается в составе трех парагенезисов, отвечающих снижению РТ-условий: в биотит-кордиерит-гиперстеновых, в биотит-гранат-кордиерит-гиперстеновых и кордиерит-биотит-силлиманитовых гнейсах [160, 304]. Первые, по мнению В.М.Венидиктова, отражают максимум метаморфизма в Приднестровье и наблюдаются только в виде реликтов в парагенезисах второго типа. Соответственно, в первых кордиерит свежий, во вторых – замещается биотитом, фибролитом, гранатом и кордиефагитом. Кордиефагит – термин предложенный М.Н.Ивантишиным. По минеральному составу – это пинит. В безгранатовых гнейсах типичный парагенезис минералов следующий  $Vt_{46} Hup_{46} Crd_{26} (+Fsp, Qu)$ . Железистость кордиерита в других парагенезисах изменяется от 14 до 37 %. Кордиерит типично гранулитовых гнейсов, как правило, не содержит иных включений кроме фибролита и этим отличается от известных нам проявлений кордиерита в других районах, в том числе от кордиерита в гнейсах Лысянского блока.

Ортопироксен в гнейсах отличается высоким содержанием глинозема – обычно в пределах 2-4 %, но иногда – до 6 %. Его железистость в среднем 44-50 % при очень низкой степени окисления железа – менее 7 %. При таких химических показателях ортопироксен интенсивно плеохроирует [895]. Пироксен замещается красно-бурым биотитом.

Биотит в неизмененных метapelитах гранулитовой фации отличается красно-бурой окраской и высоким содержанием  $TiO_2$ . В метapelитах Гайворон-Завальевского блока его количество достигает 5-6 %, в метapelитах ГШЗ, Приднестровья и Лысянского блока оно ниже – 2,5-4 %. Железистость биотита 33-54 %, степень окисления железа также очень низкая – 5-8 %.

Андалузит встречен в метapelитах в зонах диафореза в Приднестровье и в Лысянском блоке в ассоциации с мусковитом. Он везде вторичен и развивается по биотиту либо в сростаниях, либо вкрест его табличек.

Турмалин описан В.М.Венидиктовым в Приднестровье в составе силлиманит-кордиерит-биотитовых и андалузит-двуслюдяных гнейсов. Его содержание редко достигает 3-5 %, но в отдельных линзах гнейсы содержат 20-40 % турмалина. Турмалин принадлежит дравит-шерловому ряду с содержанием 40-50 % шерловой молекулы.

Графитом в той или иной мере заражены практически все метаморфические и даже ультраметаморфические породы района, но концентрируется он в метapelитах разного состава, чаще всего – в гранат-биотитовых гнейсах, а стратиграфически приурочен к низам бугской серии. Содержание графита обычно 1-3 %.

Как правило, графит образует совместные с биотитом и сульфидами слойки скорее всего, в результате совместной кристаллизации, а не замещение. Об этом же однозначно свидетельствуют включения графита в гранате. Кроме того, графит сравнительно легко мигрирует при наложенных процессах, нередко отлагаясь в трещинах и пустотах. М.А.Яроцук и др. [934] кроме сингенетичного выделяют эпигенетичный графит, который находится в высокоглиноземистых метасоматитах, приуроченных к участкам переслаивания гнейсов с кальцифирами. В таких участках содержание графита достигает 10-15 %. Во всех случаях графит ассоциирует с сульфидами. Большие различия в  $\delta^{13}C$  – от -6 до -44 ‰ допускают существование нескольких морфогенетических групп графита. В.Н.Загнитко и И.П.Луговая [285], учитывая облегченный изотопный состав графита –  $\delta^{13}C$  от -34,5 до -17,0 ‰, предполагают для него органогенное происхождение, а З.В.Шабо и Г.П.Мамчур – абиогенное [285]

Хорошо известное Завальевское месторождение высококачественного графита является крупнейшим в Европе. Месторождение освещено в обширной литературе, например, [177].

По химическому составу метapelиты отвечают большей частью кислым, реже – средним породам. Обычно содержание  $SiO_2$  находится в пределах 59-71 %. Содержание  $Al_2O_3$  также близко к гранитовому – 14-17 %. Образование высокоглиноземистых минералов, кроме РТ-условий, объясняется прежде всего дефицитом СаО (1,5-2,5 %) и щелочей. Все метapelиты умеренно калиевые: содержание  $K_2O$  в них обычно 1,5-4 %. Нормально глиноземистые метapelиты (семипелиты) типа биотит-гиперстеновых гнейсов отличаются более высоким содержанием СаО (3-7 %) и низким –  $K_2O$  (0,7-1,4 %) и по составу близки к андезитам.

#### 4.4.3. Карбонатные породы

Карбонатные породы – типоморфная составная часть хщевато-завальевской свиты бугской серии. Наиболее широко они распространены на Среднем Побужье и в Приднестровье. Лучшие и традиционно посещаемые геологами обнажения карбонатных пород находятся по р.Юж.Буг в окрестностях с.Хщеватое и пгт Завалье. Здесь их мощность составляет от 700 до 1500 м.

Авторами работ по карбонатным породам являются А.В.Красовский, который впервые описал их в 1921 г., а также Л.Г.Ткачук, Е.Н.Ушакова, Р.И.Сироштан, О.И.Слензак, И.Б.Щербаков, В.М.Венидиктов, М.И.Жеру, Е.М.Лазыко с соавторами, М.А.Яроцук, В.Н.Загнитко, И.П.Луговая и другие исследователи.

Кальцифиры и мраморы вскрыты многочисленными скважинами, главным образом, в Молдовском и Слосаревском железорудных районах. Они ассоциируют с магнетитовыми кварцитами, двупироксен-плаггиоклазовыми, гиперстен-биотитовыми, гранат-биотитовыми кристаллосланцами, гнейсами и мигматитами. В Завальевском графитовом карьере, толщи которого рассматриваются как верхняя часть разреза хщевато-завальевской свиты, карбонатные породы переслаиваются с биотит- и гранат-графитовыми плаггиогнейсами, полевошпатовыми и магнетитовыми кварцитами. На наличие пропластков и линз гиперстенинов среди кальцифиров указывают Н.И.Половко и др. [626]. Хорошо известна гипотеза В.А.Ершова [262] о метасоматическом происхождении кальцифиров за счет ультрабазитов. Она основана на реальных фактах карбонатизации серпентинитов капитановского комплекса. Н.И.Половко и др. [626] отмечают, что оливин таких метасоматитов имеет железистость до 30 %. В.Н.Загнитко и И.П.Луговая [285] подтверждают этот факт и добавляют, что подобные кальцифиры содержат включения темноцветов с содержанием Ni и Cr до 0,1 %. Известна также и геологически неплохо аргументирована гипотеза Г.Д.Коломыйца о карбонатитовом происхождении кальцифиров [374]. Авторы [387], считая кальцифиры метасоматитами по силикатным породам, напрямую сопоставляют их даже с карбонатитами Черниговской зоны.

Таблица 4.3.

Химический состав минералов кальцифиров и пород  
Днестровско-Бугского района

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	0,20	40,14	54,35	37,84	28,20	2,36	35,50	—	29,40
TiO <sub>2</sub>	—	0,02	0,02	0,85	1,68	—	0,03	—	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,35	0,38	16,75	17,60	58,74	0,20	—	5,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	0,64	0,44	2,82	0,10	11,68	1,96	0,03	1,34
FeO	0,86	6,80	3,23	2,90	2,80	11,13	35,48	9,04	2,30
MnO	0,72	1,09	0,62	0,07	0,04	0,57	1,36	1,33	0,08
MgO	2,24	50,28	17,56	25,92	22,38	15,90	24,82	35,69	13,32
CaO	51,08	0,00	22,85	0,14	0,68	—	0,12	4,00	24,62
BaO	—	—	—	—	17,52	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	—	0,15	0,21	0,68	0,76	—	—	—	0,50
K <sub>2</sub> O	—	0,06	0,022	8,82	3,02	—	—	—	0,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,11	0,06	—	—	—	0,02	—	4,40
CO <sub>2</sub>	—	0,11	0,06	—	—	—	0,02	—	4,40
H <sub>2</sub> O	—	0,06	0,08	0,50	0,21	0,02	—	—	0,39
П.п.п.	—	0,18	0,60	2,40	2,48	—	—	—	2,74
F	—	—	—	—	4,00	—	—	—	—
Сумма	100,12	99,88	100,42	99,69	99,73	100,40	99,51	98,11	99,90
f	—	9	12	11	7	43	46	—	—

Примечание. 1 – кальцит из кальцифира; 2 – форстерит из кальцифира; диопсид из диопсидита, пгт Завалье; 4 – флогопит из кальцифира, Грушковская аномалия; 5 – высокобариевый флогопит из кальцифира, Тарасовский участок, Среднее Побужье; 6 – шпинель; 7 – оливин из железистого кальцифира, Молдавский участок; 8 – брейнерит из железистого кальцифира, там же; 9 – апатитсодержащий кальцифир, Троянский участок. Анализ 5 из [643], 6-8 - из [626], 9 - из [644].

Мно может достигать 1 % (табл.4.3). Доломит нередко вмещает экссолюционные ламеллы кальцита. Содержание магнетиового компонента в нем – 65-67 %.

Форстерит в кальцифирах имеет железистость не выше 12 %, обычно – 8-10 %. Он совершенно стерилен в отношении элементов-примесей, в том числе и никеля. Не замещенный серпентином форстерит встречается редко. Диопсид в кальцифирах присутствует в количестве до 5 %. Он имеет железистость 12-25 %, в диопсидовой породе – 12 %. Диопсид слабо замещается актинолитом с  $f=25$  %. Последний может выступать и как сингенетичный минерал, но в более низко метаморфизованных блоках района, например, в пределах ГШЗ и Приднестровья. Шпинель в шлифах голубовато-зеленая до темно-зеленой (см. табл.4.3). Флогопит ( $f=10$  %), выступает в виде идиоморфных шестигранных кристаллов, но кристаллизовался он позже форстерита. Иногда флогопит слагает сантиметровые прослойки в кальцифирах; замещается клинохлором.

Е.Н.Ушакова [773] в керне скважины, пробуренной в районе пгт Завалье описала доломитовые кальцифиры с гранатом. Они сложены оливином с  $f=46-56$  %, клинопироксеном с  $f=25-30$  %, флогопитом, гранатом и доломитом. Гранат имеет экзотический состав: альмандин – 42, пироп – 28, андрадит – 15, гроссуляр – 8,5, спессартин – 6,5 %. От обычных кальцифиров, а также ультрамафитов – предполагаемых исходных пород, эта порода отличается высокой железистостью темноцветов.

В.Н.Загитко [283] дает такие величины содержаний изотопов в кальцифирах:  $\delta^{13}C$  от 0 до +1,9;  $\delta^{18}O$  от -1,5 до 24;  $\delta^{34}S$  от -13,6 до +16,5 %. По его мнению, эти данные вполне характеризуют кальцифиры как первично-осадочные породы разных фациальных условий седиментации. Для Приднестровья, в частности, допускается участие в кальцифирах органического вещества. Отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  находится в пределах 0,7033 – 0,7281, при том, что в карбонатах Черниговской зоны это отношение равно 0,7006. Н.П.Щербак и И.П.Луговая [867], сравнив отношения изотопов кислорода и углерода в карбонатных породах УЩ, пришли к выводу, что мраморы содержат первичный карбонат, а кальцифиры – вторичный.

Особый интерес представляют кальцифиры с бариевым флогопитом. Они известны во многих месторождениях Норвегии, США, Японии и др. В Украине на такие кальцифиры впервые обратил внимание Г.Л.Кравченко [406]; ранее флогопиты, по-видимому, просто не анализировались на барий. Г.Л.Кравченко описал бариевые флогопиты из целого ряда проявлений кальцифиров в Приазовье, где они ассоциируют с метаморфитами гранулитовой фации. Флогопиты кальцифиров содержат 4,5-9,8 % BaO. Как особо отмечает Г.Л.Кравченко, эти кальцифиры ничем не отличаются от кальцифиров с традиционным парагенезисом кальцит-доломит-форстерит-флогопит-шпинель. Флогопит является концентратором бария: содержание бария во вмещающих породах на один-два порядка ниже, чем во флогопите. К сожалению, нет никаких данных о бариеносности кальцифиров более низких фаций.

На Среднем Побужье бариевый флогопит обнаружен в аналогичной ситуации в форстеритовых кальцифирах в геологических структурах сел Тарасовка и Синьки, сложных породами бугской серии, а также в скарноидах (см.ниже).

Среди существенно карбонатных пород мы выделим три главных вида: кальцифиры, мраморы (с содержанием силикатов менее 15 %) и магнетитовые кальцифиры.

Кальцифиры – серые, отчетливо полосчатые породы с шириной полос от нескольких миллиметров до 20-30 см. Полосчатость обусловлена концентрацией карбонатных и силикатных минералов. Кроме того, встречаются линзы и участки, сложенные анхимономинеральным диопсидом. Структура кальцифиров пойкилитовая за счет включений силикатных минералов высокодиоморфной формы в карбонатах. В карбонатных прослоях структура гранобластовая. Минеральный состав кальцифиров: кальцит, доломит, форстерит, серпентин по форстериту, диопсид, флогопит, тремолит, шпинель. Клиногумит на Среднем Побужье редок. Он чаще встречается в Верхнем Побужье, где этот минерал описан А.Я.Каневским и др. [331], и в пределах ГШЗ. В локалитетических обнажениях по р.Юж.Буг преобладают кальцифиры простого состава: карбонаты, форстерит (серпентинизированный), флогопит, шпинель. Мраморы имеют существенно доломитовый состав. В кальцифирах обычно также преобладает доломит.

Компонентный состав кальцита из кальцифиров такой: кальцит – 90, магнетит – 6,04 сидерит – 3,9; родохрозит – 0,1 %. Содержа-



Наряду с бариевыми, установлены и совершенно безбариевые флогопиты. Изученные нами [643] флогопиты содержат максимальное для флогопита из кальцифиров количество BaO – 17,5 %. Кроме бария, в них установлены: V – 100, Zr – 10, Cu – 3, Li – 30, Rb – 500, Sr – 60, Zn – 220, Ga – 195, Nb – 25 г/т.

В природе известны три ряда высокобариевых слюд: алюмо-бариевые, титано-бариевые и марганцево-бариевые слюды. Собственные видовые названия имеют марганцево-бариевая слюда – кинситалит, и высокожелезистая алюмо-бариевая слюда – анандит. Напи флогопиты по соотношению K и Ba относятся, в сущности, к хрупким слюдам. От анандита они отличаются чрезвычайно низкой железистостью, то есть находятся в начале ряда высокобариевый флогопит – анандит. Поскольку конечный член ряда по железистости имеет собственное название, то логично иметь свое название и начальному члену ряда изоморфной смеси. Еще в 1993 г. с таким предложением авторы [643] обратились в комиссию по новым минералам Международного минералогического общества, но получили ничем не аргументированный отказ, подписанный ее председателем Мандарино.

Анхимономинеральные целезиановые породы описаны И.Ф.Шраменко и др. [850] среди кальцифиров Плисковской структуры (Винницкая область) в поле бердичевских гранитов. Примесные минералы: корунд, микроклин, кварц. Отмечается также широкое распространение бария, в частности, в албитизированных гранитах (0,1-0,3 % BaO) и в кальцифиров (0,2-1,0 % BaO).

На Троянском участке Среднего Побужья пласты кальцифиров мощностью до 100 м в отдельных местах обогащены апатитом в количестве до 15 % [644]. Главные породообразующие минералы те же, что и в обычных кальцифиров. Эти породы резко обеднены марганцем (см. табл.4.3) и отличаются высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ . Апатитопоявление установлено также в северном крыле Завальевской структуры [123]. Апатит приурочен преимущественно к кальцифиров, безрудным кварцитам и кварц-диопсидовым породам. В кальцифиров, имеющих карбонат-форстерит-диопсидовый состав, содержание апатита составляет 5-10 %, среднее содержание  $\text{P}_2\text{O}_5 = 2,5$  %. Найдена также порода апатит-клинопироксенового состава. Апатит содержит 2,22 % фтора и 0,61 % суммы РЗЭ. Метасоматический апатит, судя по описанию Г.М.Яценко и др. [940], в Приднестровье приурочен к контакту гранитной жилы и салитового кристаллосланца (скарнонда). Агрегат альбита с апатитом находится в зоне дробления в пределах жилы гранита.

В Лукашевской структуре вблизи г.Винница, сложенной карбонатными породами, обнаружены нефелин-карбонатные породы. Десиликации подверглись жилы сиенитового состава, секущие кальцифиров. Авторы [850] рассматривают это проявление как аналог Слюдянского месторождения флогопита. Калий-аргоновый возраст пород 1440 млн лет. Сиениты, по нашему мнению, могли быть фацией чарнокитоидов литинского комплекса.

Карбонатно-магнетитовые известняки – это оруденелые доломитовые кальцифиров. Впервые они были обнаружены в 1968 г. в Молдовском районе [330]. Вскоре такие породы были установлены и в Слюсаревском районе. Сейчас они вскрыты многими скважинами повсюду вдоль р.Юж.Буг от г.Гайворон до г.Первомайск.

Изотопный состав кислорода и углерода в магнетитовых кальцифиров постоянный и находится в пределах состава метаморфических пород:  $\delta^{18}\text{O}$  от +20 до +22,  $\delta^{13}\text{C}$  от 0 до 1,6 ‰ [284].

Карбонатно-магнетитовые руды образуют кругопадающие пласты и линзы мощностью в среднем 20-30 м [112]. Богатые руды в центре залежей постепенно сменяются магнетитосодержащими, затем безрудными кальцифиров. Обычно магнетитовые кальцифиров ассоциируют с железисто-кремнистыми породами, будучи иногда приуроченными к периферическим частям их пластов. Главные минералы железистых кальцифиров: оливин, клинопироксен, шпинель, флогопит; могут быть также актинолит и клиногумит. Содержание магнетита достигает 70 %; он корродирует и вытесняет карбонаты. При малом содержании магнетита и силикатных минералов выдерживаются обычные для кальцифиров соотношения доломита и кальцита, но с повышением содержания магнетита доломит становится все более железистым, переходя в брейнерит [284]. Силикаты железистых кальцифиров также более железистые. В частности, железистость оливина достигает 46 %. Магнетит кальцифиров отличается более тяжелым изотопным составом кислорода (от +5 до +25‰) от магнетита железистых кварцитов (от -0,3 до +1,0‰). Этот факт авторы [935] объясняют влиянием метасоматизирующих флюидов.

В.Ф.Богатырев и др. [112] рассматривают магнетитовые кальцифиров как метасоматические образования по обычным кальцифиров. Источником железа служили магнетитовые кварциты, а осадителями – кальцифиров. Метасоматические процессы осуществлялись в условиях зоны тектоно-магматической активизации.

По нашему мнению, магнетитовые кальцифиров – метаморфические породы специфического состава, что подтверждается как равновесными их минеральными парагенезисами (увеличением железистости силикатов с увеличением содержания магнетита), так и изотопным составом кислорода и углерода, мало отличающимися от обычных кальцифиров.

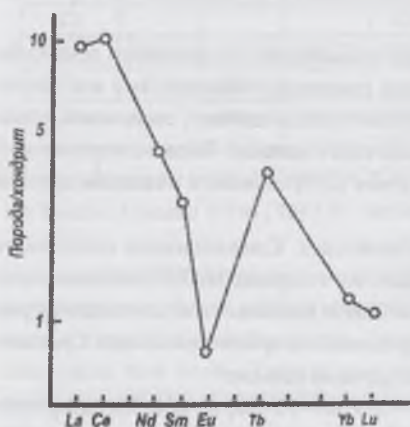


Рис. 4.5. Распределение РЗЭ в форстеритовом кальцифиров Тикичской структуры.

Распределение РЗЭ, по нашему мнению, однозначно подтверждает первично-осадочный генезис кальцифиров (рис.4.5) и совершенно не согласуется с гипотезой карбонатитового их генезиса. Форстеритовые кальцифиров характеризуются дифференцированным составом РЗЭ: в нашем анализе  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 8,43$ . Сильный минимум -  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,26$  связан, возможно, с окисленностью европия. Сумма РЗЭ крайне низкая – 15,0 г/т. Для сравнения: сумма РЗЭ в карбонатах докембрия – 10,5, в карбонатах геосинклиналей – 36,7, в карбонатах платформ – 46,5 г/т [25]. Содержание легких РЗЭ, по-видимому, обеспечивается флогопитом.

Ассоциация форстерит – карбонаты – типичная для гранулитовой фации. С понижением температуры последовательно кристаллизуются диопсид, тремолит, скаполит, как это наблюдается в менее метаморфизованных толщах Днестровско-Бугского района. Например, в кальцифирах Ананьевского района основной парагенезис в кальцифирах диопсид-флогопит-тремолит. Появление диопсида контролируется также валовым составом пород. На Среднем Побужье он присутствует обычно в кальцитовых или доломит-кальцитовых кальцифирах. Флогопит многие авторы считают наложенным минералом, однако, никаких признаков метасоматического генезиса в шлифах не видно. Поскольку флогопит концентрирует барий, то более вероятно, что он возник в результате метаморфической перекристаллизации осадочных пород. Клиногумит возникает при некотором понижении РТ-условий.

Ассоциация элементов типично осадочного генезиса – железа, бария и фосфора, распределение РЗЭ, изотопные характеристики убеждают нас в том, что уже в неоархейское время существовали водные бассейны, осадки которых дали начало разнообразным метаморфическим горным породам карбонатного состава.

#### 4.4.4. Известково-силикатные породы: скарноиды и скарны.

В этой группе объединены разные по условиям залегания и, очевидно, по генезису породы, общей объединяющей особенностью которых является скарновый набор породообразующих минералов. Они распространены во многих формациях УЩ, однако несмотря на внимательное к ним отношение петрографов, эти породы по-прежнему остаются загадочными и трудно поддающимися классификации образованиями.

Среди известково-силикатных пород можно выделить два типа: собственно скарны – силикатно-карбонатные породы, для которых вполне очевидно взаимодействие первично-карбонатных пород с гранитоидами, и скарноиды – существенно силикатные породы, для которых первично-карбонатный состав не доказан. Первые являются контактово-метасоматическими породами и возникают вокруг ксенолитов кальцифиров, вторые – регионально-метаморфические, по нашему мнению, породы, причем их метаморфизм осуществлялся до гранитообразования. Как бы ни трактовать их генезис, факт пространственного сонахождения этих пород друг с другом или с кальцифирами является общепризнанным. Отсюда понятно стремление многих геологов объяснять генезис скарнов или скарноидов «промывкой» карбонатных толщ.

Результаты исследования разнообразных скарнов Украины, главным образом, докембрийских, приведены в основательной монографии С.В.Нечаева и В.А.Семки [572]. Не со всеми их выводами можно согласиться. Так, они относят к скарнам, судя по описанию, обычные кальцифиры, называя их «преобразованными магнезиальными скарнами» и считая, что форстерит, шпинель и ортопироксен являются реликтовыми минералами магматической стадии. Затем эти минералы замещаются диопсидом, клиногумитом и другими минералами кальцифиров. С таким определением трудно согласиться хотя бы потому, что ортопироксен для кальцифиров – решительно запрещенный минерал, а форстерит типичных кальцифиров, по нашим данным, стерильно чист в отношении элементов примесей группы железа. Скарноиды (известково-магнезиальные силикатные породы) эти авторы относят к апомагнезиальным скарнам. В то же время, вслед за В.А.Ершовым [262] и М.И.Жеру [275] они весьма убедительно показали, что карбонатизации и скарнированию ультрабазиты подвергаться могут: это подтверждается, в основном, содержанием элементов-примесей в минералах. М.И.Жеру также называл кальцифиры «псевдокальцифирами». В.М.Венидиктов [163] среди силикатно-карбонатных пород выделяет метаморфические (клинопироксеновые, перемежающиеся с силикатными гнейсами и кальцифирами) и метасоматические, возникающие в контакте микрокниновых гранитов и кальцифиров образования.

Как скарноиды, так и типичные скарны вокруг ксенолитов мраморов широко распространены на Подолии, где установлено более 50 их тел [111, 283]. Эти породы известны по работам Н.И.Безбородько, В.П.Костюка, С.П.Родионова и И.М.Афанасьевой. На Подолии они представляют наиболее удобный для исследования объект, поскольку хорошо видны в гранитоидах. Природный недостаток в том, что эти породы заключены в гранитоидах более поздних, чем и ограничена геологическая информативность обнажений. Кроме небольших ксенолитов здесь известны, возможно, пластовые тела скарноидов мощностью в первые десятки метров, например, в Лукашевской структуре в окрестностях г.Винница [283]. Там они ассоциируют с эвдербитами литинского типа.

Среди скарноидов Верхнего Побужья В.Н.Загнитко [283] выделяет два типа: ксенолиты с сохранившейся первичной слоистостью и зональные тела.

Тонкополосчатые ксенолиты выступают в виде фрагментов складчатых структур несомненно догранитного происхождения размерами в первые метры. Контакты с вмещающими породами – бердичевскими гранитами, винницитами или литинскими чарнокитоидами, – резкие. Полосчатость породы обусловлена чередованием сантиметровых слоев, сложенных одним из преобладающих минералов – волластонитом, скаполитом, диопсидом, кальцитом или плагиоклазом. Тонкополосчатые ксенолиты Сабаровского, Жежелевского, Кальникского карьеров В.Н.Загнитко и И.П.Луговая [286] относят к останцам древней карбонатно-мергелистой толщи, каковыми они, вероятно, и являются.

Химический состав минералов ксенолитов довольно выдержанный во многих обнажениях. Клинопироксен представлен ферросалитом с  $f = 49-55\%$  (табл.4.4). Волластонит в штуфе белый, шелковистый. Скаполит содержит 60-70 % мейонитового компонента. Нередко он черный за счет пылевидных включений. Плагиоклаз № 90. В контакте скаполита с волластонитом развивается тонкая оторочка гроссуларового граната, фиксируя, подобно гранату в двупироксеновых кристаллосланцах Среднего Побужья, эпизод повышенного давления. При разложении волластонита образуется вторичный кальцит.

Изотопный анализ кальцита показал, что  $\delta^{18}\text{O}$  изменяется в узких пределах: от +15,9 до +16 ‰, то есть характеризует скарноиды как типичные первичноосадочные породы. Полосчатые ксенолиты претерпели региональный метаморфизм до того,

как были смещены гранитоидами с места своего образования. Их явно перемещенное положение свидетельствует о достаточно высокой подвижности магмы вмещающих пород. – бердичевских гранитов и эндрбитов. Первоначальная степень метаморфизма скарноидов авторами [286] оценивается параметрами:  $P = 600-700$  МПа,  $T = 780^\circ$  С. Влияние вмещающих пород выразилось в образовании вокруг ксенолитов маломощной – 1-2 см, - плагиоклаз-диопсидовой оторочки.

Зональные тела скарнов, как считают [286], приурочены к контактам биотит-гиперстеновых или биотит-гранатовых гнейсов с чарнокитами или гранитами, которые, в свою очередь, всегда совмещены с зонами катаклаза. Форма тел ксенолитов линзообразная, мощность – до 10 м. Можно допустить, что эти линзы являются будинированными жилами тем более, что В.Н.Загнитко [284] прямо указывает на жильную форму залегания скарноидов среди эндрбитов Тывровского карьера.

Настоящие карбонатные жилы имеются в эндрбитах Гайворонского карьера. Их мощность до 20 см. Они сложены белоснежным кальцитом и ярко-зеленым диопсидом и ни в коей мере не являются ксенолитами. Это – постмагматические жилы, по-видимому имеющие с кальцифирами родство только как с поставщиком карбонатного материала. В.М.Венидиктов в Приднестровье описал мощные кальцитовые жилы с гигантскими кристаллами кальцита.

Строение тел скарноидов жильного типа, согласно В.Н.Загнитко, вполне стандартное, но зональность нередко нарушается в связи с деформацией жил. Срединную часть тел составляет крупнокристаллический кальцит с темно-зеленым диопсидом. Следующая зона – волластонитовая с гроссуляром, диопсидом и скаполитом, далее – скаполитовая с диопсидом. В контакте с вмещающим эндрбитом находится зона с плагиоклазом № 80-90. Биметасоматический характер процесса проявляется в экзоконтакте скарноидов с эндрбитом в виде повышения в последнем основности плагиоклаза, уменьшения количества ортопироксена, биотита и кварца, что указывает на достаточно высокие температуры жилообразования. Клинопироксен в этих породах разный: есть почти бесцветный диопсид с  $f = 29,8\%$  и густо-зеленый диопсид с  $f = 52-56\%$ . Последний имеет в шлифе характерную для клинопироксенов скарноидов синевато-зеленую окраску. Гранат содержит 84% гроссулярового компонента.

Кальцит всех зональных тел имеет  $\delta^{18}O$  в узких пределах 13,5-14%, однако в кальците зонального тела карьера пгт Гнивань определен более легкий кислород с  $\delta^{18}O$  16,5-16,7%. Авторы [286] считают этот факт доказательством того, что зональные жильные тела образовались за счет промывки ксенолитовых скарноидов. Учитывая геологическую позицию скарноидов в тектонических зонах и характерную зональность, наиболее вероятной представляется гипотеза образования этих пород в результате инфильтрационного метасоматоза при небольшой роли биметасоматоза.

Наибольшим распространением

пользуются скарноиды полосчатого строения.

Химический состав скарноидов и минералов из них

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	50,62	50,14	50,72	42,60	37,19	52,20	43,50	46,68	40,58
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,05	–	0,04	0,55	0,48	0,57	0,08	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,60	1,88	1,62	28,82	18,55	8,75	12,39	2,04	30,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	1,50	0,64	1,23	5,58	0,12	1,08	0,09	3,13
FeO	15,93	14,30	0,50	0,32	7,63	4,67	4,30	4,95	3,32
MnO	0,20	0,34	0,50	–	0,41	0,08	0,08	0,11	0,09
MgO	7,16	8,03	0,70	0,46	1,08	2,73	1,96	3,62	0,97
CaO	23,52	23,66	44,46	19,60	28,31	21,10	31,01	24,52	19,74
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,31	1,84	0,01	0,24	0,40	0,70	0,54
K <sub>2</sub> O	–	–	0,10	0,30	–	0,21	0,20	0,16	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	0,06	0,06	0,23	0,22	0,22	0,17	0,10
H <sub>2</sub> O	0,06	0,06	–	–	0,05	–	0,11	–	0,08
П.п.п.	0,07	0,12	0,66	0,73	0,92	0,14	0,18	0,93	0,41
CO <sub>2</sub>	–	–	0,44	3,75	–	6,00	9,18	3,75	0,20
C	–	–	0,11	0,40	–	–	–	–	–
Cl	–	–	–	0,31	–	–	–	–	–
Сумма	100,23	100,18	100,37	100,45	100,11	100,08	100,49	99,93	99,67
F, f	57,2	52,8				64,1	73,6	58,7	87,1

Примечание. 1 – клинопироксен из ксенолита скарноидов, с.Сабаров; 2 – клинопироксен из зонального тела кальцифира, г.Тывров; 3 – волластонит, пгт Гнивань; 4 – черный скаполит, в свою очередь, заключены ксенолитом г.Тывров; 5 – гранат из «анортозита»; 6, 7, 8 – известково-силикатные породы; 9 – «анортозит», бразные тела тех же горнблендитов размер пгт Завалье. Анализы 1-8 из [286], 9 - коллекция автора.

обусловленная концентрацией известковистого граната и клинопироксена в плагиоклазовой матрице. Состав породы: плагиоклаз, клинопироксен, гранат, роговая обманка, биотит, кальцит; кварца нет. Аксессуары: сфен, ортит, шпинель. Концентрическая зональность в скарноиде не наблюдается. Распределение минералов в породе крайне неравномерное, но около 85% всегда составляет плагиоклаз №№ 94-98. Плагиоклаз в незначительной мере замещается скаполитом и цеолитом. Клинопироксен необычный и неодинаковый. Преобладает клинопироксен отчетливо плеохроирующий в синевато-серых тонах с  $f = 72\%$ , но в пределах тела есть менее железистые бледные клинопироксены с  $f = 42\%$ . На известной диаграмме Г.Г.Хесса для клинопироксенов скарноидов

составы клинопироксенов располагаются в поле фассаита, но фассаитами в полном смысле они не являются. Позднее для таких клинопироксенов, характеризующихся голубовато-серой в шлифе окраской, повышенным содержанием алюминия и, особенно, окисного железа автором было предложено название "феррисалиг". Мы не отказываемся от него и сейчас, хотя в Минералогическом словаре" Е.К.Лазаренко и О.М.Винар этот термин назван излишним.

Гранат гроссуляр-андрадитового ряда на Среднем Побужье был обнаружен автором впервые. Он образует оторочки вокруг клинопироксена, изредка концентрируется в мономинеральные полосы. Состав граната: гроссуляр – 62,0; андрадит – 16,2; пироп – 4,3; альмандин – 16,6; спессартин – 1,0 %. Роговая обманка зеленовато-бурая,  $f = 52-64$  %. Биотит красновато-бурый,  $f = 57-84$  %; он замещает роговую обманку. Кальцита в породе совсем немного, хотя выступает он в виде индивидуализированных зерен, сингенетичных с другими минералами. Установлено также явное замещение анортитом кальцита. Шпинель в шлифе темная, голубовато-зеленая. Скарноид сетется миллиметровыми прожилками грязно-зеленого цеолита – томсонита. М.И.Жеру определил в аналогичных породах Приднестровья ломонит. Химический анализ породы (табл.4.4) отражает высокую степень окисления железа – 22 – 38 %, заложенную в феррических минералах. Скарноид является ксенолитом в роговообманковом кумуляте расслоенной хромитоносной интрузии. Скарноид возник до его вовлечения в мафит-ультрамафитовое тело так же, как и в случае с описанными выше скарноидами Верхнего Побужья. Этот факт доказывает, что ультрамафиты Побужья внедрились в толщу пород бугской серии и верхний возраст мафит-ультрамафитов определяется возрастом бугской серии.

Известны многие обнажения скарноидов в пластовом ненарушенном залегании. Так, в пойме левого берега р.Юж.Буг, против с.Соломия, в сглаженных выходах мигматитоподобных эндрбитов установлен согласно залегающий пласт мощностью около 50 см, сложенный гранат-клинопироксен-плаггиоклазовым скарноидом с известковистым гранатом. Согласно пластовые тела такого же состава имеются в карьере с.Мигея, г.Первомайск. В Тарасовской структуре Ятранского блока скарноиды совместно с метабазитами слагают выдержанный пласт мощностью до 20 м. Такие же породы, залегающие в виде маломощных пластов среди эндрбитов, вне какой-либо связи с карбонатами, М.И.Жеру исследовал в Приднестровье. Скарноиды под разными названиями в виде тел нормального пластового залегания постоянно упоминаются во всех работах столь же часто, как кальцифиры.

В среднем течении р.Черный Ташлык известково-силикатные кристаллосланцы залегают среди «плаггиогранито-гнейсов» [415]. Порода полосчатая, парагенезис обычный: известковистый гранат, зеленый клинопироксен, анортит. Авторы определяют уровень метаморфизма породы гранулитовой фацией. Возле с.Тарасовка по р.Черный Ташлык (Ингульский район) кристаллосланцы без граната залегают в виде пласта мощностью 0,2 м среди гранат-биотитовых гнейсов и содержат шеелит [943]. В пределах Лысянского клина, в Тикичской структуре перебулены пласты скарноидов совместно с кальцифирами. В Западном Приазовье скарноиды описаны неоднократно, в том числе и автором [417, 430]. Так, линзовидные тела скарноидов мощностью до 45 м залегают среди гнейсов и мигматитов по эндрбитам. Их выходы известны по рекам Юшанлы, Токмак, Кайкула. В связи с карбонатными породами известны тела скарноидов по рекам Берда и Кальчик; описаны скарноиды среди амфиболитов в виде скарнов по мета- и ультрабазитам [417]. Шеелит и молибденит, по мнению этих авторов, приурочены к апоскарновым метасоматитам. Находки скарноидов с гранулитовыми минеральными парагенезисами, по нашему мнению, однозначно подтверждают принадлежность Сорокинской зоны к останцам гранулитовой фации. На северо-западе, по р.Тетерев, обнажено тело, мощностью до 10 м, представляющего собой ксенолит, вынесенный вместе с ксенолитами других гранулитов магмой монзонитов букинского комплекса. Он описан в работе Н.П.Щербак [862]. Порода сложена гроссуляр-андрадитовым гранатом, зеленоватым в шлифе клинопироксеном, плаггиоклазом №№ 74-79, скаполитом, сфеном. Н.П.Щербак считает ее метаморфизованным известняком и отмечает полное отсутствие в гранате и пироксене Ni и Sr.

Характерная голубовато-серая или серовато-зеленая в шлифе окраска клинопироксена, особенно при достаточно высокой его железистости, позволяет однозначно диагностировать породы скарнового типа. Так, скважиной на восточной окраине г. Голованевск работами Правобережной экспедиции была вскрыта черная, плотная, тяжелая порода, первоначально определенная как габбро состава: клинопироксен – до 35, плаггиоклаз № 52 до 45, роговая обманка – до 25, биотит – до 3 %. Кроме того – кальцит, скаполит, сфен. Оказалось, что клинопироксен в шлифе явно серовато-зеленый, а при дальнейшем изучении в породе был определен и химически проанализирован сингенетический ангидрит – первая находка на УЩ. Интересно, что в этом скарноиде установлены примеси элементов группы железа в количестве, малом для габброидов, и большом – для скарноидов, а именно (г/т): Ni – 30, Cr – 50, V – 3000 г/т. Установлены и рудные минералы – ильменит, титаномagnetит, пирит, пирротин, халькопирит. Шеелит в породе не найден. Возможно, ангидритсодержащий скарноид следует отнести к апогаббровому типу рудоносных скарнов. В.А.Нечаев и В.А.Семка [572] со скарнами такого типа связывают молибденовую, мышьяк-кобальт-никелевую и сульфидарсенидную минерализацию.

Здесь уместно остановиться еще на одной экзотической породе, имеющей, возможно, отношение к скарноидам. Эта порода описана как баритовый кварцит [644]. Она вскрыта в той же скважине Тарасовской структуры в Ятранском блоке, что и кальцифир с бариевым флогопитом. Кварцит образует тело мощностью около 1 м с четкими контактами среди пачки безрудных кварцитов, переслаивающихся с гранат-биотитовыми плаггиогнейсами, гиперстеновыми кристаллосланцами, кальцифирами и гондитами.

Баритовый кварцит имеет вид обычного кварцита с миллиметровыми слоями разной зернистости и насыщенности баритом. Структура породы типично гранобластовая. Минеральный состав необычен ввиду ассоциации кальциевых и глиноземистых минералов: барит – 42, кварц – 48, целезиан – 5, клинопироксен ( $f=33,9$  %) – 1,5, актинолит – 1,5 %, а также биотит, кальцит, роговая обманка, пироп-альмандинный гранат ( $f=88,2$  %), ставролит ( $f=70,9$  %). Шеелит находится в виде тонких включений в барите. Барит имеет редкий для этого минерала спектр рентгенолюминесценции, обусловленный центрами  $Ce^{3+}$  -  $Sm^{3+}$   $Eu^{2+}$  -  $Eu^{3+}$ . Цельезиан содержит 91,5 % цельезианового компонента. Биотит красновато-бурый и темно-коричневый ( $f=66,6$  %). Роговая обманка также двух генераций – буровато-зеленая и актинолитовая. Основани-

ем для отнесения этой породы к скарноидам является наличие шеелита, клинопироксена и бариевого аналога анортита – цельзиана. По паре гранат-клинопироксен определена  $T = 760^\circ \text{C}$ , по паре гранат-ставролит –  $580^\circ \text{C}$ . Это уже второй известный нам случай нахождения гранат-ставролитовой ассоциации в породах типично гранулитовой фации. Первый случай описан для пород Володарской аномалии. Мы склонны рассматривать эту ассоциацию как реликтовую, как один из редких случаев наличия восходящей прогрессивной ветви метаморфизма.

По насыщенности барием к описанному кварциту близка порода, которую можно назвать гранат-цельзиановым кварцитом [644]. Она вскрыта на Капитановском участке скв.1005, гл.387-389 м. Вмещающими являются породы низкой гранулитовой фации, а именно – силлиманит-кордиеритовые плагиогнейсы и гранат-гиперстен-куммингтонитовый кварцит. Цельзиан по составу такой же, как описанный выше. Из сопутствующих минералов следует отметить марганцовистый гранат (17 % спессартина,  $f=88,2\%$ ) и высокобариевый ( $\text{BaO}=14,38\%$ ) и высокотитанистый ( $\text{TiO}_2=6,94\%$ ) биотит. По паре гранат-биотит  $T=655^\circ\text{C}$ .

Высокая бариевость – еще одна особенность многих скарноидов. Так, В.А.Семка с соавторами описали скарноиды с биотитом, содержащим от 7 до 17 % BaO [575, 723]. Условия залегания среди типично метаморфических пород при отсутствии каких-либо метасоматических реакций, кроме признаков диафореза (вторичные биотит и роговая обманка), и главное – высокие температуры кристаллизации заставляют нас относить эти породы к продуктам, испытавшим метаморфизм наравне с вмещающими породами. Иное дело: что они представляли собой до метаморфизма – осадки или метасоматиты типа скарнов? Вопрос остается открытым.

В настоящее время в ГШЗ установлены все минералы бария, известные на УЩ: барит, цельзиан и бариевая слюда, причем первые два здесь установлены впервые [644]. Еще раньше был описан четвертый бариевый минерал горсейскит – водный фосфат бария из коры выветривания биотитовых гнейсов Завальевского графитового месторождения [531]. Таким образом, Голованевская шовная зона представляется как обширный бариеносный район.

В приведенных выше примерах известково-силикатных пород шеелит либо, отсутствует, либо просто не определялся. Между тем, главный практический интерес скарноидов составляет именно шеелит, поскольку его содержание, по данным М.И.Жеру может достигать 3 %.

Скарноиды широко распространены далеко за пределами развития пород гранулитовой фации, буквально по всему УЩ. Прежде всего, это – хорошо известные многим геологам овалоиды, в просторечии – «яйца». Они особенно часто встречаются в пределах Ингульского блока, например, на Клинцовском золоторудном месторождении. Овалоиды найдены даже среди пород тетеревской серии далеко за пределами гранулитовой области, где они были описаны как вулканические бомбы [793]. В Кочеровской синклинали Волынского блока, как отмечалось выше скарноиды, слагают пласты, соизмеримые по мощности с пластами известняков.

Размер овалоидов небольшой – 30-40 см по длинной оси, редко достигает 1,5 м. Овалоиды приурочены к кислым гнейсам совершенно отличного от скарноидов метапелитового и семипелитового состава. В карьерах овалоиды легко вылуциваются из вмещающих пород. Кроме формы тел, эти скарноиды имеют вторую характерную особенность – все они зональные. Зональность состоит в том, что в центре овалоидов сохраняются первичные высококальциевые парагенезисы скарноидов гранулитовой фации – гроссуляр-андрадитовый гранат, клинопироксен, плагиоклаз и другие минералы скарноидов. Ближе к периферии в зональной последовательности постепенно исчезают гранат, клинопироксен, появляются биотит, менее основной плагиоклаз, кварц, цонзит, голубовато-зеленая роговая обманка. В конце концов оболочка овалоида по минеральному составу приближается к составу вмещающего гнейса, но полностью его не достигает. Процесс биметасоматической переработки может продвинуться до такой степени, что исчезает даже внутреннее ядро, более того, вся внутренность овалоида может замещаться аплитно-пегматоидным материалом и тогда о скарноиде напоминает только его форма. Кварцсодержащие овалоиды с высоким – до 40 % содержанием кварца, более характерны для скарноидов за пределами гранулитовой фации.

Кошцентрическая зональность овалоидов безусловно вторичная. В.Н.Кобзарь – один из первых исследователей и большой знаток этих экзотических образований, приводит такой принципиально важный для выяснения их генезиса пример [361]. В обнажении правого склона р.Черный Ташлык ниже с.Новопавловка, среди гнейсов установлены пласты диопсид-плагиоклазовых скарноидов мощностью 0,5-2,0 м. Эти пласты уже имеют субпараллельную зональность. Пласты расчленяются на цепи будин, иногда связанные между собой и также зональные. В другом обнажении, возле с.Лозоватка, присутствуют и овалоиды, и пласты. Отсюда В.Н.Кобзарь делает единственно возможный вывод: зональность возникает в пределах гнейсовой толщи, в результате взаимообмена алюмосиликатным материалом и является вторичной. Будинирование и последующая тектоническая обкатка осуществлялись вследствие того, что пироксен-плагиоклазовые скарноиды сравнительно с вмещающими породами выступают как резко некомпетентные породы

Наконец, третья, уже геохимическая, особенность овалоидов – повышенное содержание вольфрама, вплоть до кристаллизации шеелита, который первоначально был зафиксирован в осадочных отложениях. На Побужье шеелит и касситерит впервые были обнаружены Н.М.Гаевой и др.[179] в 1967 г. в шлихах аллювия р.Ю.Буг между г.Первомайск и с.Мигея. Поскольку шеелит в аллювии неустойчив, было предположено, что коренные породы находятся здесь же. Совместно с шеелитом встречается касситерит, но значительно реже. Вскоре шеелит был обнаружен в коренном залегании [943]. Вольфрам, как уверенно высказывается В.Н.Кобзарь, – изначальный элемент овалоидов, а его повышенная концентрация согласуется с повышенным фоном вольфрама в карбонатных отложениях фанерозоя. На наличие шеелита нами были специально проверены 20 проб, отобранных из скважин и обнажений Среднего Побужья и прилегающих участков Ингульского района. Благодаря характерному голубому свечению в катодных лучах шеелит был установлен решительно во всех пробах в количестве от единичных зерен до 10 % тяжелой фракции. Максимальное содержание – до 2000 г/т, установлено в скарноиде из графитового карьера с.Петрово. С.В.Нечаев

[566] указывает, что проявления вольфрамовой минерализации связаны, судя по его описаниям, с породами известково-силикатного состава, известны буквально во всех районах щита. Еще одна, не менее важная геохимическая особенность овалонидов – явно повышенный фон золота как в самих овалондах, так и в гнейсах, контактирующих с ними. Встречаемость золота в них – 75 %, содержание достигает 0,01-0,03 г/т [361]. Эти показатели намного выше, чем для любых других пород УЩ. Таким образом, В.Н.Кобзарь первым высказал предположение о литологическом и, как следствие, геохимическом контроле концентраций золота известково-силикатными овалондами, которое полностью подтвердилось при изучении месторождения золота Клиницы.

С известково-силикатными кристаллосланцами связано, по нашему мнению, Калиновское рудопроявление меди, открытое в 1974 г. под г.Винница в поле развития бердичевских гранитов на пересечении Верхнебугской и Павловской зон разломов [281]. Оруденение приурочено к контакту чарнокитов литинского комплекса с известковистыми кристаллосланцами. Оруденелыми являются чарнокиты. Среднее содержание меди 0,68 %.

Относительно происхождения овалонидов высказывались разные предположения. Их относили к магматическим породам, валунам и вулканическим бомбам. В свое время в самиздате ходил шуточный трактат В.Н.Кобзаря, где он называл их яйцами и продуктом жизнедеятельности летающих ящеров. Что касается магматических пород, то в природе такого состава как в табл.4.4 их не существует. От наиболее близких по минеральному составу анортозитов они однозначно отличаются низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и особенно высоким  $\text{CaO}$ .

PT-условия формирования скарноидов могут быть оценены двояко, в зависимости от того, какой точки зрения на их генезис придерживаются авторы. Сторонники чисто скарнового процесса, например [417], неизменно подчеркивая отсутствие настоящей метасоматической зональности, оценивают температуру формирования скарноидов в 350-500°C, а давление – гигабарным уровнем.

По данным Н.Л.Добрецова и др. [234] в условиях гранулитовой фации при давлении 600–800 МПа гроссуляр в парагенезисе с анортитом существует при  $T=800-900^\circ\text{C}$ . Гроссуляр с содержанием 15 % андрадита, то есть именно такой, как в нашем анортозите, синтезирован при  $T = 950^\circ$  и  $P = 0,4$  кбар. С другой стороны, хорошо известно положение Д.С.Коржинского о повышении потенциала  $\text{CO}_2$  с глубиной и его же схема минеральных фаций карбонатных пород (с нарастанием глубинности): волластонитовая – гроссулярная – безгроссулярная. С позиций схемы Д.С.Коржинского появление гроссуляра – а он является в скарноидах более поздним, наложенным минералом, – означает процесс регрессивного перехода от безгроссулярной фации к гроссулярной. К такому же выводу относительно скарноидов Приднестровья пришел В.М.Венидиктов [162]. Возможно, этот вывод справедлив для гроссуляра, возникающего в контакте скаполита и волластонита, например, в скарноидах Верхнего Побужья. Мы же считаем, что повсеместное распространение волластонита в скарноидах Верхнего Побужья и его отсутствие в известных нам проявлениях Среднего Побужья находится в полном соответствии с тем доказанным фактом, что максимум гранулитового метаморфизма проявился именно на Среднем Побужье. Коронарные оторочки гроссуляр-андрадитового граната вокруг клинопироксена – явление того же порядка, что и гранатовые оторочки вокруг роговой обманки в двупироксеновых кристаллосланцах. Это – PT-максимум, близкий к началу эклогитизации. Близкие PT-условия для аналогичных пород в Восточных Гатах (Индия) приводят П.Сенгупта и М.Райт:  $T=850^\circ\text{C}$ ,  $P=9$  кбар [967].

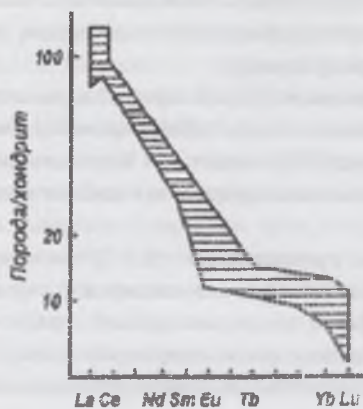
Таблица 4.5.

Содержание РЗЭ (г/т) в известково-силикатных кристаллосланцах (скарноидах) Ингульского блока

№№	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*	Сумма
4908	30	59	30	3,0	1,7	0,7	2,6	0,34	8	1,06	129
4916	24	49	26	4,2	1,4	0,62	2,3	0,28	7	0,97	108
4923	30	55	21	4,4	1,9	0,57	2,1	0,29	9	1,25	125
4977	35	63	27	4,2	1,2	0,54	2,0	0,22	12	0,88	133
4988	29	52	22	3,4	0,9	0,44	1,5	0,18	13	0,82	109
5187	40	59	22	3,8	1,3	0,67	2,4	0,27	11	0,94	129
5383	42	71	30	4,1	0,98	0,71	1,5	0,18	19	0,68	150

Примечание. 4908 – с.Новоалександровка; 4916 – р.Черный Ташлык; 4923 – с. Митея, р.Ю.Буг; 4977 – р.Бокovensька; 4988 – р.Верблюжка; 51-87 – месторождение Клиницы; 5383 – р.Бокovensька.

Не проясняет проблемы генезиса скарноидов и характер распределения в них РЗЭ. В графике рис.4.6 поражают сразу несколько фактов (табл.4.5). Во-первых, и распределение РЗЭ, и их содержание разительно отличаются от таковых в кальцифирах. Во-вторых – чрезвычайно однородный характер распределения во всех пробах при том, что они отобраны в разных толщах, метаморфизованных в разных фациях и сильно разобценных территориально. В третьих – четко дифференцированный характер распределения. В четвертых – высокие содержания РЗЭ. Наконец, в пятых – отсутствие заметных европиевых аномалий при высоком содержании в породах высококальциевых минералов. Основные данные распределения РЗЭ таковы:  $(\text{La}/\text{Yb})_N=5,8-18,7$ ;  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,68-1,25$ ; сумма РЗЭ – 70-184 г/т. Содержание легких РЗЭ, по-видимому, контролируется клинопироксеном, в бариевых скарноидах – баритом, а тяжелых РЗЭ – гранатом. По типу кривой распределение РЗЭ в скарноидах вполне сопоставимо с распределением в породе диорит-гранодиоритовой формации, то есть со вторым типом кривых для гранитоидов [192], а по соотношению  $(\text{La}/\text{Yb})_N - \text{TR}$  г/т – с базальтами [25]. Надо заметить, что в вероятных аналогах наших пород – гранат-клинопироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцах (метаанортозитах) Балтийского щита достаточно близкое к нашим данным распределение РЗЭ (рис.4.6), но совершенно отличное от такового в анортозитах. Конечно, ни с базальтами, ни гранитоидами,



ни с анортозитами, ни с какими другими магматическими породами сопоставлять скарноиды невозможно, прежде всего, благодаря их специфическому химическому составу. Остается один, по мнению автора путь – привлечение биметасоматического процесса: с его помощью можно объяснить и высокое содержание легких РЗЭ, и специфическую металлогеническую нагрузку.

Рис. 4.6. Сводная диаграмма распределения РЗЭ в скарноидах (см. табл. 4.5).

Имеющийся фактический материал позволяет также сделать вывод, что скарноиды или чисто метаморфические породы, или скарны догранулитового, дэметаморфического происхождения. После гранулитового метаморфизма они становятся закономерным членом гранулитовой ассоциации. При регрессивной переработке в условиях более низких фаций они, будучи особо прочными некомпетентными породами, распадаются на будины, тектонически обоваливаются и испытывают вторичную метасоматическую ее проработку с приобретением концентрической зональности и новообразованием минералов

соответствующих фаций - роговой обманки, эпидота, калишпата и других. Любопытно, что нередко в овалоидах, если они не изменены полностью, сохраняется первичный парагенезис гранулитовой фации – гроссуляр-андрадитовый гранат шпос клинопироксен. Овалоиды распространены по всему УЩ, включая северо-запад. Автору пока не известны их находки в фундаменте Приднестровья, но они там тоже должны быть. Если это так, то овалоиды служат прямым индикатором бывшего нахождения вмещающих их пород в условиях гранулитовой фации.

Таким образом, генезис скарноидов представляет собой еще одну нерешенную проблему петрологии УЩ. По-видимому, существуют и скарноиды, и типичные скарны, в том числе как дометаморфические раннеархейские, так и постметаморфические. Важнейшей и актуальной проблемой является генезис шеелитоносных и молибденоносных скарноидов и скарнов.

#### 4.4.5. Железистые кварциты

В пределах Днестровско-Бугского района М.А.Ярошук [926] выделяет три железорудных района: Молдовский, Ананьевский и Слосаревский. Молдовский района находится в ГПЗ, Ананьевский район приурочен к Байталинскому блоку, примыкающему с юга к Хащевато-Завальевскому на склоне щита, а Слосаревский – в Синицевской структуре. Кроме них, выделяются перспективные железорудные зоны: Фрунзовская и Одесская на склоне щита и Косницкая зона в Приднестровье.

Железистые породы, как показал В.А.Ентин [257], образуют простые по форме линейно-вытянутые шпасты субвертикального падения протяженностью 0,5-6 км и мощностью в несколько десятков метров. Накопление железистых пород происходило путем заполнения локальных депрессий на днестровско-бугском фундаменте [926]. Толщи приурочены к зоне субмеридионального Тальновского разлома. Они представляют собой приразломно-сдвиговые структуры, разделенные через каждые 500-600 м пережимами, то есть являются структурами будинажа. Прогнозные оценки на глубину 600 м составляют миллиард тонн магнетитовых руд.

Е.М.Лазько с соавторами [482] изучили разрез железорудно-гнейсовой формации в прекрасно обнаженном разрезе по левому берегу р.Ю.Буг между с.Хащеватое и пгт Завалье. Впервые для гранулитового комплекса они убедительно доказали ритмичное строение толща. Установлены и охарактеризованы в составе железорудно-гнейсовой формации две двухкомпонентные и две трехкомпонентные толщи, сложенные чередованием гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев, силлиманит-гранатовых гнейсов и магнетитсодержащих пород.

Наиболее полный разрез железорудной формации и вообще бугской серии вскрыт скважинами в пределах Синицевской структуры – в Слосаревском районе. Вмещающими породами являются, вероятно, гранитоиды тегиевского и уманского комплексов. М.А.Ярошук является убежденным сторонником двухъярусного строения гранулитовой толщи и последовательно отстаивает свою точку зрения в ряде работ [927, 932]. По ее мнению, раздробленный фундамент Синицевской зоны и других железорудных районов слагают породы днестровско-бугской серии. Выступы фундамента облекаются синклинальными структурами, сложенными породами бугской серии. Они метаморфизованы в гранулитовой фации и в разной степени испытали наложение куммингтонитовой субфации и «гранитного» метаморфизма. Максимум метаморфизма представлен в Ананьевском районе (Байталинский блок), менее метаморфизованы породы Молдовского района, а толщи Слосаревского района сильнее гранитизированы.

Толща пород Фрунзовской и Одесской зон, по описаниям М.А.Ярошук и др.[933] имеет состав бугской серии: пироксен, амфибол-магнетитовые и безрудные кварциты, ольвин-шпиделевые кальцифиры, амфиболиты, мусковит-силлиманитовые сланцы. Толща находится в приразломной троговой структуре, дискордантной по отношению к соседним блокам. Обе зоны являются южным окончанием Одесско-Брусилдовской структурной зоны. Фрунзовская толща имеет метаморфическую зональность: на юге она метаморфизована в эпидот-амфиболитовой фации, на севере- в роговообманковско-гранулитовой. Л.С.Галецкий и др. [186, 187] описали во Фрунзовской зона конгломераты, метаморфизованные, по-видимому, в зеленосланцевой фации. Они считают их продуктом размыва Фрунзовской толщи и сравнивают на этом основании с криворожскими аналогами. М.А.Ярошук также склонна сопоставлять Фрунзовскую структуру с Криворожской. Авторы [186] считают возможным сравнивать Фрунзовскую структуру с толщами тетерева серии и видят сходство ее с породами верхней части бугской серии Синицевского блока, а в целом – с троговыми структурами типа Сорокинской в Приазовье. Мы считаем, что Сорокинская зона, как

и Фрунзовская, представляет собой первично-гранулитовые структуры, регрессивно переработанные вследствие наложения гранитного метаморфизма и предшествовавшего ему регионального метаморфизма высокой амфиболитовой фации низких давлений. Регрессивный метаморфизм связан с опусканием южной окраины УЩ в палео-мезопротерозое.

Породы Косницкой аномальной зоны в Приднестровье М.И.Жеру [275] также отнесены к бугской серии. Они залегают среди эидербитов гайворонского комплекса и гранитоидов побужского комплекса. Кварциты этой зоны двупироксеновые. Описаны также гранат-куммингтонитовые с магнетитом конгломерато-брекчии. М.А.Ярошук [933] считает, что Косницкая зона приурочена к Немировскому разлому; этим, возможно, объясняются проявления гидротермальных процессов и тектонических брекчий в этой зоне.

В Слюсаревском районе мощность железорудной толщи изменяется от 25 до 100 м, протяженность – 0,5-5,5 км, максимальная глубина – 1500 м. Центральная часть железорудной толщи сложена силикат-магнетитовыми кварцитами, которые постепенно сменяются силикатными кварцитами. Вмещают железорудную толщу кальцифиры, гранат-, силлиманит-, графит- и силлиманитовые плагиогнейсы, амфиболиты, основные кристаллосланцы, безрудные кварциты, пачки метаультрабазитов.

Среди кварцитов, вслед за М.А.Ярошук, можно выделить три группы: собственно железистые кварциты (итабириты или рядовые железные руды), магнетит-силикатные кварциты (такониты) и силикатно-кварцевые породы.

Минеральные разновидности кварцитов руд такие: пироксен-магнетитовые, магнетитовые, амфибол-пироксеновые и амфибол-магнетитовые [926]. Магнетит образует слойки и сегрегации, где он явно ксеноморфен относительно силикатов. Выделяется несколько генераций магнетита, различающихся по термомагнитным свойствам. Содержание  $TiO_2$  в магнетите незначительное – 0,02-0,66 % и обусловлено вростками ильменита. Ортопироксен имеет  $f=45-64$  %, клинопироксен – 42-50 %. Амфиболы наложенные: куммингтонит ( $f=48$  %) и актинолит ( $f=51$  %). Еще более поздней является голубовато-зеленая роговая обманка, замещающая ранние амфиболы. Биотит также наложенный. Он буровато-зеленый, низкотитанистый:  $TiO_2=0,36$ ;  $f=72$  %. Гранат, согласно исследованиям [917], относится к спессартин-пироп-альмандиновой серии. Примесь спессартина составляет 3-17 %, гроссуляра и андрадита – 12-28 %. С увеличением содержания магнетита в породе гранат обогащается спессартином. Железистые кварциты с содержанием общего железа свыше 28 % относятся к рядовым железным рудам. Содержание  $SiO_2$  в них изменяется от 35 до 55 %, среднее – 46 %.

В магнетит-силикатных кварцитах с содержанием магнетита до 12 % и без него преобладают гранат, пироксены и амфиболы. Эти кварциты залегают в периферических частях рудных тел. Железистость ортопироксена в них выше, чем в магнетитовых кварцитах – до 73 %. Гранат имеет  $f=67-79$  % и следующий состав: пироп – 22-31; альмандин 62-73; спессартин – 0,3-1,54; андрадит и гроссуляр – 2-8 %. Оливин появляется обычно в кварцитах, содержащих более 45 % FeO. Его железистость в безмагнетитовых кварцитах достигает 95 %, в магнетитосодержащих – 40 %. Вообще оливинсодержащие гиперстеновые кварциты (эвлизиты), в отличие, например, от Мангушского месторождения Приазовья, для Побужья не характерны. Амфиболы, как обычно, представлены железистыми куммингтонитом, актинолитом и сине-зеленой роговой обманкой.

К кварцитам близки по составу экзотические, часто крупнозернистые породы, которые М.А.Ярошук относит к метасоматитам – гранатовые, гиперстеновые и гранат-гиперстеновые кварциты с ортопироксеном очень разной железистости от 33 до 73 % в ассоциации с гранатом  $f=82-94$  %. Е.Н.Ушакова описала гиперстен с железистостью 86 %.

Известный исследователь железорудных месторождений Белоцерковско-Одесской зоны М.А.Ярошук определяет их как «карбонатно-метабазитовая железисто-кремнистая формация», а частое переслаивание железистых кварцитов и основных вулканитов, по ее мнению, свидетельствует о зависимости первичного накопления железистых осадков от вулканической деятельности. Б.Г.Яковлев обосновал гипотезу метаморфогенно-метасоматического происхождения кварцитов за счет железистых вулканитов [922].

Интересно, что ранние исследователи железорудных толщ – П.М.Рудницкий, А.К.Прусс, Г.И.Каляев, М.Н.Доброхотов и другие, – постоянно сопоставляли их с криворожской серией. М.А.Ярошук также высказала предложение о выделении в пределах Фрунзовской аномалии железисто-кремнисто-сланцевой формации, по типу и возрасту сопоставимой с криворожской. Такого же мнения Е.Б.Глевасский [202]. Это очень интересное допущение. Попытаемся развить его дальше.

Если Фрунзовская толща, имеющая, по нашему мнению, первично гранулитовое происхождение, сопоставляется с криворожской толщей, метаморфизованной в классической зеленосланцевой фации, то из этого следует, что криворожская серия – только вершина айсберга, а сам айсберг – гранулитовый. Огромная мощность земной коры в Криворожье (около 60 км), сопоставимая с таковой ГШЗ и Орехово-Павлоградской полосы, вполне допускает такое предположение. Тогда следует вывод: криворожская серия – это диафорированная и тектонизированная бугская серия неорехея тем более, что по некоторым возрастным данным (2600 млн лет) обе серии смыкаются. Мы рискнули изложить гипотезу, за которую студент получил бы двойку.

#### 4.4.6. Безрудные кварциты.

Среди безрудных кварцитов выделяются собственно кварциты, с содержанием свыше 80 % кварца, и кварцитосланцы, где содержание кварца от 50 до 80 %. Благодаря большому разнообразию сопутствующих алюмосиликатных минералов среди кварцитов и кварцитосланцев выделяются многие разновидности: анхимономинеральные, полевошпатовые, кордиеритовые, силлиманитовые, гранатовые, биотитовые, турмалиновые и другие кварциты. М.А.Ярошук [926] отмечает переходы от кварцитов и кварцитосланцев через кварцито-гнейсы (40-50 % кварца) в глиноземистые гнейсы, а также в железистые кварциты. Мощность толщ кварцитов, например, на Шамраевском участке достигает 300 м.



Зерна кварца имеют неровные, зазубренные, полигональные очертания, волнистое и перистое погасание. Нередко кварциты раздроблены и частично перекристаллизованы. Силлиманит в кварцитах образует характерные призматические кристаллы, иногда обрамленные оторочкой фибролита. Кордиерит диагностируется по лимонно-желтым шеохроичным дворикам, секториальным двойникам, вторичному агрегату пинита или фибролитовым оторочкам. Гранат пироп-альмандиновый, обычный для метапелитов,  $f=70-80\%$ . Биотит коричневый, среднетемпературный. Плагиоклаз № 18-20, калишпат средней или максимальной триклинности. Зерна полевых шпатов овальные, округлые, кашлевидные или порфиробластические. Турмалин в обнаруженных нами в с.Хашчеватое турмалиновых кварцитах принадлежит дравит-шерловой серии с содержанием 62 % шерлового компонента. Аксессуары кварцитов: сфен, графит, циркон, ильменит, турмалин, апатит, сульфиды, шпинель [926]. Считается, что циркон, а, возможно, и другие минералы, в том числе и полевые шпаты, имеют терригенное происхождение. Дата 2800 млн лет по циркону с. Шамраевка относится, по-видимому, к более древнему, чем бугская серия, источнику [193] этих кварцитов.

М.А.Ярошук считает, что отсутствие кластогенных структур и наличие многочисленных иголок рутила и фибролита в кварце нельзя объяснить кластогенной природой кварцитов. По ее мнению, кварциты образовались за счет кремнистых осадков, частью путем метасоматического окварцевания близких по составу пород.

#### 4.4.7. Гондиты (марганцовистые породы)

Впервые для УЩ гондиты описаны И.Ф.Злобенко и др.[287] в Тарасовской структуре, в пределах Ятранского блока ГШЗ. Тарасовская структура сложена породами бугской серии и залегает на фундаменте эндрбитов и пород днестровско-бугской серии. Нижняя пачка пород, слагающих структуру, образована глиноземистыми гнейсами, в том числе дистеновыми и безрудными кварцитами, средняя – дупироксеновыми кристаллосланцами и гондитами, верхняя – метабазитами и гранитоидами. Гондиты прослежены в южном крыле структуры в виде прослоя мощностью 3-6 м. Состав гондита: оксиды марганца – 33,5; родонит – 37,8; гранат (спессартин) – 16,2; глинистое вещество – 6,7 %. Содержание MnO в выветрелом образце – 31.62 %.

#### 4.5. Основные и ультраосновные породы

История исследования ультраосновных пород Побужья берет свое начало в довоенное время, когда в 1932 г. И.В.Дубина обнаружил ультрабазиты, а Ю.Г.Дубяга в 1937 г. описал ультраосновные породы хромитового рудопроявления по левому берегу р.Южн.Буг выше пгт Завалье [252]. Эти исследования продолжил Л.Г.Ткачук [734], который изучил проявление канавами. Послевоенные публикации по ультрабазитам принадлежат Н.Т.Вадимову, В.А.Ершову, Г.М.Коровниченко. Первая наиболее полная характеристика ультрабазитов Побужья сделана И.С.Усенко [755]. Начиная с конца 1960-х гг. над проблемой ультрабазитов Среднего Побужья активно работают А.Я.Каневский, И.И.Шевчишин, Ю.С.Лебедев, А.Б.Фомин, Б.Г.Яковлев, Э.А.Никулина и другие ученые.

В Днестровско-Бугском районе насчитывается, согласно [711], 50 с лишним проявлений ультрамафитов. Распределены они очень неравномерно. Большая часть мафит-ультрамафитовых тел, в том числе все хромитоносные, находится в пределах ГШЗ и лишь небольшая часть за ее пределами – в Хашчевато-Завальевском блоке. Последний, несомненно, входил в ГШЗ, но отчленен от нее в связи с более поздним наложением Синицевского «пролива». Время заложения «пролива» определяется, вероятно, временем гранитообразования в этом участке щита в виде выделяемого савранского комплекса – 2400 млн лет [225]. Ультрамафиты известны также в пределах северного продолжения ГШЗ. Здесь, в Лысянском блоке, расположены два массива – Павловский и Тикичский. Наконец, на крайнем севере ГШЗ, в пределах склона щита находится мало изученная полоса гранулитов – Ядлово-Трактемировская зона магнитных аномалий, к которой приурочены тела ультрамафитов.

В обширной Подольской части блока до сих пор были известны лишь две ультрамафитовые интрузии – возле сел Мал. Кутища и Мал.Острожек, приуроченные к Улановскому разлому [817]. Интрузии сложены серпентинизированными гарцбургитами. В последние годы, как сообщают [258, 816], установлены еще три проявления ультрабазитов – Кармелюковское, Багриновецкое и Ждановское. Два первых приурочены к зоне Хмельник-Белокоровичского субмеридионального разлома, а последнее – к зоне Хмельнижского разлома. Кармелюковское и Багриновецкое проявления представлены хромшпинелидовыми флогопитсодержащими лерцолитами, сильно серпентинизированными. Ультрабазиты Ждановского проявления, судя по описаниям [816], в центральной части тела сложены дунитами, которые к периферии сменяются флогопитсодержащими гарцбургитами. Предполагается, что благодаря высокому содержанию щелочей с преобладанием калия, а также Ti, P, Zr и Nb, ультрабазиты Ждановского и Малокутищенского проявлений имеют сходство со щелочно-ультраосновными породами калиевого ряда. На северной окраине г.Немиров, в зоне Немировского разлома, разделяющего Подольский и Гайсинский блоки, среди мигматитов житомирского и кировоградского типов, установлено тело ультрабазитов [816]. В нем преобладают дуниты состава: оливин - 90, ортопироксен - 5-7, флогопит - 3-5, рудный - 5-7 %. Оливин имеет железистость 10-13, ортопироксен - 10-15 %. Пироксениты представлены энстатититами. Из рудных установлены пикроильменит (MgO=6,6 %) и три генерации хромшпинелидов. По химическому составу породы близки к среднебугским. Авторами они отнесены к дунит-перидотит-габброноритовой формации. По последним данным, они моложе побужских ультрамафитов: их возраст около 2,1 млрд лет (С.Н.Цымбал, устное сообщение).

Имеются указания на многочисленные находки в аллювиальных отложениях пироба [813]. Предполагается, что источником их являются гарцбургиты, лерцолиты и верлиты – породы графит-пироповой фации глубинности. Для пироп-альмандиновых и пироп-гроссуляр-альмандиновых гранатов источником могли быть дистеновые эклогиты (алмаз-пироповая фация

глубинности). Все эти породы встречаются в ксенолитах кимберлитов. Известны единичные находки алмазов «днестровского» типа, сходные с алмазами кимберлитов Якутии и коровых эклогитов Кокчетавской глыбы. Коровые эклогиты, по нашему мнению, являются наиболее вероятным источником алмазов.

Недавно появилась интересная статья М.А.Ярошук и Р.Н.Довганя [930] о находке в обрамлении Бандуровского гравитационного максимума (Гайворон-Завальевский блок) высококальциевых дайковых лампрофиров. Они сложены флогопитом, клинопироксеном, плагиоклазом, санидином и аксессуарными минералами: шпинелью, апатитом, сфеном, оливином, магнезиально-известковистым гранатом и редким боросиликатом – серендибитом. Последний характерен для глубинных образований. Авторы дают положительный прогноз на алмазы тем более, что в шлихах встречены его спутники.

Возрастное положение мафит-ультрамафитовых комплексов изучено совершенно недостаточно. В стратиграфической схеме 1998 г. в Днестровско-Бугском районе выделены мафит-ультрамафитовые комплексы: сабаровский (3550 млн лет), капитановский и деренюхинский – 2800 млн лет. Сабаровский комплекс выделен по предложению автора на основании находки в Сабаровском карьере г.Винница среди эндербитов литинского комплекса, наряду с разнообразными гнейсами, кристаллосланцами и кальцифирами необычной для района породы – верлита. Размер ксенолита (найден в свалах) примерно 2 x 2 м. Это черная мелкозернистая тяжелая порода с неясно выраженной миллиметровой полосчатостью. Состав верлита: оливин – 75, флогопит – 10, диопсид – 10, рудный – 4 %. Оливин ( $f = 15\%$ ) присутствует в виде зерен овальной, нередко шестигранной формы. Любопытно, что оливин практически свежий: он сечется лишь редкими прожилками серпентина. Клинопироксен явно более ксеноморфный и также совершенно свежий. Хорошая сохранность оливина говорит о том, что он не находился в гипертенных условиях. Порода слабо катаклазирована, причем уже после частичной серпентинизации. Ввиду крайне слабого регрессивного метаморфизма, специфического состава, не характерного для Побужья, для этой породы трудно найти аналогов. Возможно, их следует искать среди недавно установленных интрузий типа Ждановской [817]. Выделение сабаровского комплекса произведено, в основном, исходя из аналогии геологической структуры Среднего Побужья и Орехово-Павлоградской полосы. Никаких других данных – ни радиоизотопных, ни геологических для выделения сабаровского комплекса.

Радиоизотопные определения мафит-ультрамафитов проведены Л.М.Степанюком [700]. Возраст ультрабазит-базит-тоналитовой ассоциации – 3400 – 3600 млн лет им только предполагается. Конкретные данные Л.М.Степанюка таковы. Возраст пироксенита, залегающего в виде ксенолита в эндербите и содержащего три генерации циркона составил 2,72 млрд лет, перидотита (две генерации циркона) – 2,36 млрд лет, возраст амфибол-двупироксенового кристаллосланца, залегающего в виде дайки – 1,96 – 1,93 млрд лет.

Если опираться на признаваемые многими исследователями факты, согласно которым ультрамафиты, по крайней мере габбро-перидотитового комплекса залегают в структурах, сложенных породами бугской серии, возраст которой 2660 млн лет [701] и ксенолиты пород которой заключены в мафит-ультрамафитах, то следует признать возраст последних не древнее 2600 млн лет.

#### 4.5.1. Ультраосновные породы. Капитановский и деренюхинский мафит-ультрамафитовые

##### комплексы.

Начало формационному расчленению базит-ультрабазитовой ассоциации Среднего Побужья положено А.Б.Фоминим и А.Я.Каневским [325, 780, 781]. Они выделили две формации: дунит-гарцбургитовую и дунит-перидотит-габброноритовую. Впоследствии А.Б.Фомин [782] именовал их гипербазитовой (хромитоносной) и габбро-перидотитовой. В таком виде в стратиграфической схеме УЩ это расчленение сохранилось до последнего времени, пока НСК не принял решение объединить эти комплексы в единый капитановско-деренюхинский комплекс. Поскольку это решение не опубликовано, мы продолжаем пользоваться ранее принятым расчленением.

А.Б.Фомин и А.Я.Каневский [784], приводят ряд признаков, позволяющих распознавать эти две формации, не смотря на большое сходство слагающих их пород.

Так, в результате активных геологоразведочных работ в 1960-1970 гг. был установлен, что массивы гипербазитовой формации (Капитановский, Заводской, Липовеньковский и др. – всего 7 массивов) образуют цепочку интрузивных тел вдоль Побужского и связанных с ним разломов северо-западного направления в центральной части ГЩЗ. Каждый из массивов слагается несколькими телами. Например, Капитановский состоит из 9 тел. Форма тел пластообразная, характер контактов тектонический. М.А.Ярошук [928] и А.Я.Каневский [325] предполагают их внедрение в виде пластин меланжа, характерного для шовных зон. Максимальные размеры тел 2500 x 300 м. Массивы слабо дифференцированы. Массивы габбро-перидотитовой формации (Деренюхинский, Демовьярский, Тарноватский и др. – 14 массивов) представляют собой пластовые залежи, приуроченные к синклиналим структурам, сложенным породами бугской серии в центральной части ГЩЗ. Показано, что эти массивы дифференцированы: донные части сложены дунитами и перидотитами, выше по разрезу переходящими в широксениты и габброиды. Размеры массивов достигают 7000 x 1900 м.

Мафит-ультрамафитовые формации различаются спектром слагающих их пород. Гипербазитовая формация состоит из ультрабазитов – дунитов, перидотитов и серпентинитов по ним при незначительной роли широксенитов. Среди перидотитов преобладают гарцбургиты, а среди пироксенитов бронзититы и вебстериты. Характерная особенность формации – наличие хромитсодержащих пироксенитов. Габбро-перидотитовая формация отличается сонахождением ультрамафитов с основными породами в отношении 1 : 5,6. Кроме перечисленных, в ее состав входят основные породы – габбронориты, нориты, анортозиты и габбро-амфиболиты. Соответственно, ассоциация главных породообразующих минералов гипербазитовой формации оливин-

пироксен-шпинелевая, а габбро-перидотитовой – оливин-пироксен-шпинель-плаггиоклазовая. Породообразующие минералы пород гипербазитовой формации имеют несколько более низкую железистость, чем те же минералы габбро-перидотитовой формации. В телах гипербазитовой формации не установлено закономерных изменений свойств минералов, тогда как в апикальных частях интрузий габбро-перидотитовой формации фемические минералы более железистые. Хромшпинелиды этих формаций существенно разные. А.В.Драгомирецкий [246, 247] на основании изучения циркона считает возможным выделить в Кумаровском массиве (деренюхинский комплекс) две стадии кристаллизации циркона с преимущественным развитием циркона ранней кумулюсной стадии. Наконец, одноименные породы гипербазитовой формации более магниальные, более насыщены элементами группы железа.

С критикой такого формационного расчленения позже выступил В.П.Бухарев [141], утверждая, что между этими формациями нет никаких различий ни в геолого-структурном положении, ни в минеральном составе, ни в петрохимических и геохимических особенностях. Известно, что Ю.А.Кузнецов выделил две формации: гипербазитовую ортопироксеновую и как ее антипод, клинопироксеновую габбро-пироксенит-перидотитовую. Побужские формации – обе ортопироксеновые. Ультрабазиты В.П.Бухарев рассматривает как квазикратонные образования – приразломные глубинные тела, выжатые в виде пластин.

Все исследователи Побужья признают, что ультрабазиты постоянно ассоциируют с породами бугской серии – кальцифирами, гнейсами, кварцитами, не обнаруживая, однако, литологического контроля.

М.А.Ярошук, А.Б.Фомин и Б.Г.Яковлев в 1983 г. одновременно пришли к выводу о существовании парагенетической (М.А.Ярошук) и генетической (Б.Г.Яковлев) связи базит-ультрабазитовых пород с железисто-кремнистыми образованиями, но связь эту объясняли принципиально по-разному.

М.А.Ярошук с соавторами [935] объясняли связь железисто-кремнистых пород с ультраосновными существованием офиолитовой ассоциации, важную составную часть которой составляют коматиты и их интрузивные аналоги. По их мнению, отложение пород бугской серии и толсит-коматитовый вулканизм осуществлялись синхронно в приразломных зонах консидерационных разломов.

Б.Г.Яковлев и др. [924] выступили с гипотезой, объясняющей сочетание железисто-кремнистых пород с базит-ультрабазитами как единую метаморфическую мафит-ультрамафит-железистую формацию, причем железистые породы рассматриваются ими как продукт переработки высокожелезистых мафитов.

А.Б.Фомин в последней книге [782] существенно модернизировал свои взгляды на генезис базит-ультрабазитовой ассоциации Среднего Побужья, вернувшись к высказанной ранее И.С.Усенко и Э.Б.Наливкиной идее о существовании в этом районе офиолитовой формации. По его мнению, днестровско-бугская и одновозрастные с ней серии УЩ представляют собой нерасчлененные образования первичной (следовательно, доархейской) земной коры и ее осадочно-вулканогенной оболочки. В составе вулканитов участвуют коматиты и толеитовые базальты. Офиолитовые ассоциации, как считал А.Б.Фомин, подразделяются на раннеархейские, связанные с океаническим этапом развития, куда относятся ГШЗ и Орехово-Павлоградская зоны, и позднеархейские. Последние подразделяются на рифтогенные (Тикичская зона) и островодужные (в зеленокаменных структурах). Таким образом, он отнес ультрабазиты ГШЗ и Володарского района, которые ранее рассматривал по вещественному составу как совершенно одинаковые, к двум разным структурным этапам и, естественно, разного возраста. При таком подходе возникают существенные разногласия со стратиграфической схемой. Бугская серия должна неминуемо быть раннеархейской и разделена на две части: к нижней должны относиться ультрабазиты ГШЗ, а к верхней – ультрабазиты Володарского района. Последние при этом параллелизуются с позднесархейскими вулканогенными железисто-кремнистыми формациями зеленокаменных структур Среднего Приднепровья. Основное внимание в этой работе автор уделяет коматитам и их интрузивным аналогам – гипербазитам. В предложенной им классификации, в ГШЗ по-прежнему выделяются две офиолитовые ассоциации (снизу вверх): слабо дифференцированная (гипербазитовая?) и дифференцированная (габбро-перидотитовая?). Однако, при их описании автор не делает различий, выделяя в первой только гипербазитовый, коматитовый и толсит-базальтовый комплексы, а во второй офиолитовой ассоциации, включая тикичскую, еще дацит-андезитовый, андезит-базальтовый комплексы и комплекс параллельных даек. Защита А.Б.Фоминим докторской диссертации, где он изложил эти новые представления, проходила в обстановке бурной дискуссии. Тем не менее, идея существования на УЩ коматитов, высказанная им впервые, а также некоторые элементы новой плитовой тектоники в применении к докембрию, нашли многих сторонников, равно как и противников.

Автор считает, что расчленение мафит-ультрамафитовой ассоциации Побужья на два комплекса сохраняет свое значение по сей день, однако характеристика вещественного состава, ввиду большого сходства пород дается совместно, в основном по работам А.Б.Фомина, А.Я.Каневского и Б.Г.Яковлева.

К настоящему времени сложилось мнение, что подавляющая часть минералов как ультрамафитов, так и сопровождающих их мафитов, является метаморфогенными. Первично-магматические минералы и, возможно, целые небольшие блоки магматических пород сохранились только в центральных частях ультрамафитовых тел. К числу таких минералов Б.Г.Яковлев относит форстерит ( $f=10-12\%$ ), энстатит, алюмоортопироксен, авгит, инвертированный магниальный пикроит ( $f=12-26\%$ ), пикроильменит, хромит, алюмохромистые шпинели, корунд.

В обоих комплексах решительно преобладают серпентинизированные ультрамафиты. А.Б.Фомин дает следующие соотношения породных видов по формациям: в габбро-перидотитовой – дуниты – 10, перидотиты – 24, пироксениты – 6, габброиды – 60 %, в гипербазитовой – дуниты – 33, перидотиты – 58, пироксениты – 8, хромиты – 1 %.

Ультрамафиты. Обычный состав аподунитовых серпентинитов следующий: оливин – до 15, ортопироксен – до 5, серпентин – до 90 %, прочие – актинолит, хлорит и рудные минералы – хромит, магнетит, сульфиды. Среди перидотитов в гипербазитовых комплексах преобладают гарцбургиты, в габбро-перидотитовых существенное участие принимают перцолиты. Средний

состав перидотитов следующий: оливин – до 70, ортопироксен – до 45, клинопироксен – до 65, шпинель – до 12 %; прочие – серпентин, актинолит, илдингсит, хлорит, карбонаты, рудные минералы. Структура пород панидиоморфнозернистая, гилидиоморфнозернистая, при участии серпентина – петельчатая, сетчатая и т.д.]

Пироксениты слагают краевые части ультрамафитовых тел и, возможно, жильные тела, секущие перидотиты. Наряду с преобладающими ортопироксенитами и вебстеритами, установлены их оливинсодержащие разновидности, дающие постепенные переходы к перидотитам, а также плагиоклазовые пироксениты с анортитом. Структура пород панидиоморфнозернистая и гилидиоморфнозернистая. В краевых частях ультрабазитовых тел, особенно в контактах с гранитоидами, развиваются биотитсодержащие актинолититы и горнблендиты. Основные породы – габбронориты, нориты и их амфиболизированные разновидности – габбро-амфиболиты и пироксеновые амфиболиты, нередко также залегают в краевых частях массивов, но также и совершенно обособленно. Показательно, что настоящие габбро в этих комплексах до сих пор не выявлены. Габброиды отличаются габбровой микроструктурой, большими вариациями минерального состава при постоянном преобладании ортопироксена. А.Б.Фомин и Б.Г.Яковлев указывают на наличие в некоторых массивах анортозитов в виде жильных тел среди габбро-перидотитовых массивов. Анортозиты – светло-серые крупнозернистые породы легматоидного облика, на 95 % сложенные анортитовым плагиоклазом, а также орто- и клинопироксенами, роговой обманкой и биотитом. Наличие жильных анортозитов в совокупности с другими признаками вносит сомнения в представления о гранулитовом происхождении всех минералов ультрамафитов.

По мнению Б.Г.Яковлева, последовательная, в пределах отдельных тел, смена ультрабазитов базитами объясняется наложением на базит-ультрабазитовые тела симметричной метаморфо-метасоматической зональности, которая привела к образованию ультрамафитовых амфиболитов. При этом ядро сохраняет некоторые признаки состава исходных ультрабазитов. От ядра в сторону вмещающих пород последовательно возникают зоны оливин-шпинелевого амфиболита с ортопироксеном, затем оливин-ортопироксенового амфиболита (горнблендита), ортопироксенового амфиболита, двупироксенового амфиболита, наконец, двупироксен-плагиоклазового амфиболита. В шпинелевых амфиболитах может находиться сапфирин.

Минералы. Оливин в дунитах габбро-перидотитового комплекса имеет  $f = 8-13$ , в перидотитах –  $10-14$ , в пироксенитах – до 20 % (табл.4.6). Оливин как правило серпентинизирован с выделением вторичного магнетита. Железистость оливина так же, как и пироксенов, заметно изменяется по разрезу. В придонных частях тел его железистость не превышает 9-12 %, выше возрастает до 10-14 %. В гипербазитах оливин менее железистый: в дунитах – 5-10, гарцбургитах – 10-12, пироксенитах – до 16 %. Содержание  $TiO_2$ ,  $MnO$  и  $CaO$  в оливине редко превышает 0,2-0,3 %. Оливин обоих комплексов отличается повышенными содержаниями  $Ni$  и  $Co$ , соответственно, 0,245 и 0,15 %. Содержание  $Ni$ ,  $Co$  и  $Cr$  повышается в донных частях интрузий деренюхинского (нехромитовосного) комплекса [781]. Б.Г.Яковлев считает наличие оливина причиной того, что ультрабазитовые тела в результате гранулитового метаморфизма не сохранили своей первичной формы. Причина в том, что оливин ниже температуры  $1100^\circ C$  утрачивает деформационную пластичность, но вместо этого при  $T = 800-900^\circ C$  приобретает способность к перекристаллизации с предпочтительной ориентировкой вдоль направления напряжений. Этим, возможно, объясняется образование плоскопараллельных метаморфогенных структур, принимаемых за характерные признаки коматитов.

Ортопироксен в ультрамафитах представлен энстатитом и бронзитом. Его железистость в дунитах габбро-перидотитового комплекса 12,5, в перидотитах – 12-22, пироксенитах – 18-28, норитах – 45-47 %. В перидотитах гипербазитового комплекса  $f = 8-16$ , в пироксенитах – 12-20 %. По содержанию  $Al_2O_3$  – 1,50-3,0,  $TiO_2$  – 0,05-0,2 % некоторые из них относятся к алюмоортопироксенам. Как правило, ортопироксены содержат продукты бинодального распада – экссолюционные пластинки клинопироксена. Замещаются актинолитом и биотитом.

Клинопироксен ультрамафитов по составу отвечает диопсиду и салиту. В перидотитах габбро-перидотитовой формации его железистость 10-18, в пироксенитах – 10-32 %, в гипербазитовых перидотитах, соответственно, 7,4 и 13,2 %. Б.Г.Яковлев рассматривает ламеллы ортопироксена в клинопироксене как свидетельство их неизменности в процессе метаморфизма. По его данным, в пироксенитах Побужья сохранились ассоциации с инвертированным магнезиальным пижонитом в виде зерен бронзита с пластинами авгита. Равновесие  $OPx + CPx + Pig +$  расплав достигалось при вполне магматической температуре  $1230-1280^\circ C$  [911, 913, 922]. При становлении интрузий субликвидусные клинопироксены испытывали многоступенчатое структурное превращение и двухэтапный рост ламелл при температурах 1090 – 1150 и 940-1000 $^\circ C$ .

Амфиболы актинолитового ряда с железистостью 9-32 %, а также зеленовато-бурая и бурая роговая обманка с железистостью 24-48 %, помимо участия в виде порообразующего минерала, слагают отдельные тела и зоны актинолититов и горнблендитов в пределах ультрамафитовых массивов. В береговом обнажении возле пгт Завалье горнблендит (кумулят) сложен кристаллами роговой обманки размером до 6 см, между которыми заключены мелкие зерна пироксенов. Анализ этой роговой обманки приведенный в работе Т.Г.Хмарук [797], был одним из первых химических анализов минералов УЩ. Он послужил основой для известной и очень популярной в 1960-е гг. диаграммы В.С.Соболева железистость – показатель преломления роговой обманки, которая, в свою очередь, стала одной из основ при парагенетическом анализе минералов. Сейчас, при наличии микронда, трудно себе представить, как тяжело доставалась аналитика минералов в те времена: сначала минерал выделялся в лаборатории Г.Я.Терец, затем тщательно отбирался под бинокуляр. Стоимость необходимых для анализа трех граммов минерала без преувеличения была золотой.

Рудные минералы ультрамафитов представлены хромшпинелидами, ильменитом, магнетитом, сульфидами – пирротинном, пиритом, халькопиритом, пентландитом, миллеритом, герсдорфитом, никелином, кобальтином. Б.Г.Яковлев и др. [924] показали, что никельсодержащие сульфиды – не результат несмесимости силикатного и сульфидного расплавов, а являются наложенными минералами, часто приуроченными к зонам графитизации, и возникли вследствие мобилизации рудного вещества силикатов под воздействием восстановленного мантийного флюида. В Липовеньковском массиве хромитовосных гипербазитов (серпентинитов) обнаружено молибденное рудопроявление [324]. Вкрапленность молибденита приурочена к зонам ослодения. Содержание молибдена 0,01-0,1 %.

Таблица 4.6.

Химический состав минералов из ультрамафитов Среднего Побужья

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	40,73	41,36	54,75	51,40	55,52	48,32
TiO <sub>2</sub>	0,02	Сл.	0,08	0,08	0,41	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	0,78	2,15	3,03	0,00	10,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	Сл.	0,09	0,12	0,24	Не оп.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,36	0,98	1,15	0,23	1,21
FeO	5,38	7,50	66,32	9,93	3,05	2,87
NiO	0,51	0,53	0,08	0,05	0,86	Не оп.
MnO	0,16	1,54	0,13	0,37	0,08	0,06
MgO	51,33	47,10	35,06	31,54	21,96	21,07
CaO	0,42	0,06	0,33	0,67	12,62	12,46
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,02	0,04	0,10	0,40	1,10
K <sub>2</sub> O	0,14	0,055	0,08	0,34	0,18	0,28
П.п.п.	0,39	0,62	0,18	1,21	2,62	1,90
Сумма	100,49	99,93	100,38	100,06	100,33	99,94
f	6	10	10	16	11	10

Примечание. 1, 3, 6 – минералы из пород гипербазитового комплекса, 2, 4, 5 – из габбро-перидотитового комплекса. 1 – оливин из аподунитового серпентинита, Первомайский массив, 2 – оливин из дунита, Тарноватский массив, 3 – энстатит из гарцбургита, Липняговский массив, 4 – бронзит из оливнинового бронзитита, Каменноватский массив, 5 – актинолит из апоперидотитового серпентинита, Липняговский массив. Анализы из [781].

ются как железистый хромпикотит, железистый субферрихромпикотит и железистый субферриаломохромит. Их составы близки к хромшпинелидам из никеленосных базит-ультрабазитов и, что важно заметить, к таковым из коматитов. В целом поля хромшпинелидов из обеих формаций не перекрываются, что дает возможность использовать их как хороший диагностический признак.

Таблица 4.7.

Средний химический состав пород мафит-ультрамафитовых комплексов Среднего Побужья

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	39,63	42,30	47,05	48,01	41,28	41,60	51,41
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,20	0,48	1,27	0,04	0,07	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	1,82	7,51	13,55	1,73	1,05	3,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,13	8,21	4,42	5,38	7,83	6,64	3,23
FeO	4,28	4,03	7,57	9,56	2,92	3,16	5,70
MgO	44,33	39,32	22,86	8,38	41,47	40,95	25,61
CaO	0,80	2,58	8,35	10,72	1,57	2,70	8,19
MnO	0,20	0,18	0,18	0,18	0,17	0,16	0,17
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,12	0,53	2,14	0,12	0,12	0,36
K <sub>2</sub> O	0,02	0,07	0,18	0,42	0,04	0,05	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,04	0,04	0,11	0,02	0,02	0,03
SO <sub>3</sub>	0,28	0,18	0,31	0,23	0,53	0,52	0,39
NiO	0,50	0,37	0,17	–	0,36	0,33	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,56	0,34	0,06	1,90	1,63	0,64
CoO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Сумма	100,03	100,00	100,00	100,02	100,0	100,01	99,99
CO <sub>2</sub>	0,68	2,06	–	–	1,37	2,40	–
F	25,0	26,9	34,7	64,3	20,8	19,6	26,2
Fo	0,66	0,67	0,37	0,36	0,73	0,68	0,36

Примечание. 1 – 4 – породы габбро-перидотитового комплекса. 1 – аподунитовые серпентиниты, 2 – апоперидотитовые серпентиниты, 3 – пироксениты, 4 – габбро-нориты; 5 – 7 – породы гипербазитового комплекса. 5 – аподунитовые серпентиниты, 6 – апоперидотитовые серпентиниты, 7 – пироксениты. Анализы пересчитаны на «сухое вещество». Анализы из [781].

С точки зрения генезиса пород наиболее интересны хромшпинелиды.

Хромшпинелиды в условиях гранулитовой фации сохраняются хорошо, что позволяет судить о составе вмещающих их пород. А.Я.Каневский [327], на основании исследования хромшпинелидов подтвердил расчленение ультрамафитов на две формации, а С.Н.Цымбал и др. [817] уточнили его данные. На примере Первомайского массива они показали, что для хромитов гипербазитовых массивов характерны высокие содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (33–46%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16–30%) и MgO (14–17%) и низкие – суммарного железа (18–25%) и TiO<sub>2</sub> (менее 0,25%). По классификации Г.А.Сokolova, хромшпинелиды относятся к магнезиальным субферрихромпикотитам, характерным для всех хромитовых интрузий, причем фигуративные точки их состава накладываются на поле хромшпинелидов из ксенолитов в кимберлитовых трубках Якутии. В породах габбро-перидотитовой формации хромшпинелиды находятся в аксессуарных количествах и характеризуются широкими вариациями содержания оксидов: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (20–50%) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10–45%), более высоким содержанием суммарного железа (25–45%), повышенным TiO<sub>2</sub> (до 1,2%), низким MgO (1–10%), а также повышенными концентрациями ZnO (до 2,5%) и NiO (до 0,5%). Хромшпинелиды классифицируются

Петрохимия пород подтверждает расчленение ультрамафитов на два комплекса. Ультрамафиты капитановского (гипербазитового) комплекса отличаются от ультрамафитов деренюхинского (габбро-перидотитового) комплекса более высокими содержаниями MgO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и низкими TiO<sub>2</sub>, CaO и суммарного железа (табл. 4.7). Так, общая железистость дунитовых серпентинитов капитановского комплекса 20,8%, деренюхинского – 25,0%, апоперидотитовых серпентинитов, соответственно, 19,6 и 26,9, пироксенитов 26,2 и 34,7% [325].

Породы, слагающие отдельные массивы гипербазитового комплекса, а также выступающие в отдельных их разрезах, по химическому составу почти не различаются [325]. Также имеют близкий состав одноименные породы разных массивов габбро-перидотитового комплекса, однако в пределах тел наблюдаются закономерные изменения содержаний петрогенных элементов. Наиболее магнезиальные виды пород – дуниты и гарцбургиты, приурочены к донным частям тел, а более железистые – к апикальным частям. Общая железистость может изменяться от 10 до 14%. В работе [781] А.Б.Фомин подчеркивает полное сходство пород габбро-перидотитовой формации Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского районов. Небольшие различия обусловлены наложением аллохимического амфиболитового метаморфизма. Более существенны эти различия в базитах. В сравнении с молодыми альпийскими гипербазитами, побужские менее магнезиальные.

Породы габбро-перидотитового комплекса вполне сопоставимы с породами аналогичных формаций Балтийского щита и ВКМ.

Содержание элементов-примесей находится в пределах кларков. Породы габбро-перидотитового комплекса сравнительно с аналогичными породами гипербазитового обогащены NiO и обеднены  $Cr_2O_3$ . С массивами гипербазитового комплекса связаны месторождения хромитовых руд и силикатного никеля. Габбро-перидотитовый комплекс, учитывая его дифференцированность и петролого-геохимические свойства, перспективен на никель и платиноиды. Максимальные содержания платины в нем достигают 0,3 г/т, палладия – 0,19, золота 0,056 г/т [786, 787].

Таблица 4.8.

Содержание РЗЭ (г/т) в мафит-ультрамафитах Днестровско-Бугского района

№№	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>n</sub>	Eu/Eu*	Сумма РЗЭ
4747	23,0	50,0	20,0	3,5	1,10	0,6	3,0	0,37	5,1	0,78	102
5092	7,0	15,0	6,4	1,6	0,51	0,38	1,1	0,17	4,2	0,79	32
4745	3,5	9,2	5,0	1,6	0,82	0,65	2,1	0,29	1,11	1,14	23
4760	10,5	30,0	11,0	3,7	1,30	1,0	3,6	0,45	1,9	0,84	61
4744	3,1	8,6	4,4	1,7	0,77	1,0	1,9	0,30	1,08	0,80	22
4754	3,9	13,2	12,2	3,5	1,40	1,3	4,0	0,57	0,65	0,88	40
4556	6,4	14,0	10,5	2,6	1,00	0,1	2,8	0,40	1,52	1,94	38
4658	6,5	17,0	13,0	3,4	1,60	1,3	3,8	0,50	1,14	1,06	47

Примечание. 4747 – гранат-двопироксеновый пироксенит; 5092 – клинопироксенит, с.Скалево; 4745 – габбро, р.Каменечка; 4760 – габбро, р.Гн.Тикич; 4744 – габбронорит, р.Каменечка; 4754 – габбронорит, с.Оксанино; 4556 – амфиболит, р.Гн.Тикич, с.Веселый Кут; 4658 – пироксенсодержащий амфиболит, с.Лашевое. Колл. автора.

По данным Ю.А.Балашова и др. [27] гарцбургиты и дуниты Демовьярского массива характеризуются дефицитом легких РЗЭ, что указывает на их происхождение из деплетированной мантии (табл. 4.8, рис. 4.7). Европиевая аномалия в ультрабазитах практически отсутствует, сумма РЗЭ составляет 3-5 г/т. В пироксенитах содержание легких РЗЭ возрастает, особенно это заметно на примере клинопироксенитов. Впервые высказано предположение, что обогащение легкими РЗЭ определяет пироксениты как начальные фазы дифференциации мантийной магмы. Особенно это касается, вероятно, клинопироксенитов, поскольку клинопироксен является носителем легких РЗЭ.

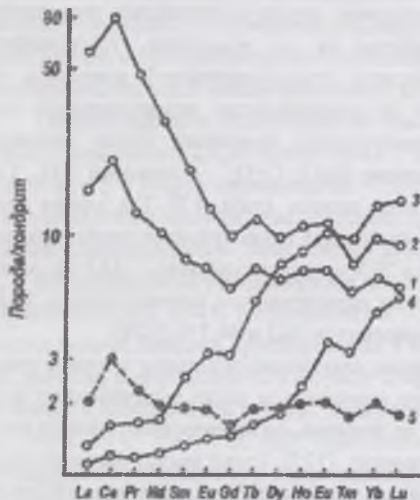


Рис. 4.7. Распределение РЗЭ в ультрамафитах Демовьярского массива: 1, 2 - в пироксените, 3 - в гарцбургите, 4 - в дуните, 5 - среднее в мантии [27].

Б.Г.Яковлев [911] на основании данных геотермометрии предлагает следующую оценку температурных условий формирования и порядок кристаллизации ультрамафит-мафитовой серии Побужья:  $O1$  (1290-1310°C) →  $O1 + Pig + OPx$  (1230-1290°C) →  $O1 + OPx + CPx$  (1150-1190°C) → кристаллизация базитов (1140-1170°C). Б.Г.Яковлев с соавторами [922] считают, что парагенезисы двоупироксеновых ультрамафитов являются метаморфическими и отражают лишь тот этап метаморфизма, на котором они остановились. Первичные парагенезисы встречаются редко в виде реликтов. Они представлены инвертированным пироксенитом, кристаллы которого сложены матрицей ортопироксена и ламеллами клинопироксена, причем в очень устойчивых количественных соотношениях. Условия кристаллизации парагенезиса  $OPx + Pig$  авторы оценивают параметрами:  $T=1230-1280^\circ C$ ,  $P=100-200$  МПа. Эти параметры отвечают условиям кристаллизации сильно перегретой магмы, кристаллизовавшейся в субвулканических условиях. Ультраосновные породы

вместе с супракрупальной толщей пород претерпели метаморфизм гранулитовой фации. Это доказывается, в частности, высоким коэффициентом распределения Mg и Fe между пироксенами (1,7-1,8), который для неизменных габброидов равен 1,3. Еще один факт – высокая кальциевость клинопироксенов [463].

#### 4.5.2. Основные породы.

На Среднем Побужье, как и во всем районе, выделяются два генетических типа основных пород: метагабброиды и двоупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы (метавулканииты). Габброиды по всем признакам принадлежат к габбро-перидотитовому (деренюхинскому) комплексу, а кристаллосланцы являются, как считают многие исследователи Побужья, составной частью эндербитов гайворонского комплекса. Они слагают около 10 % гранулитовых разрезов [254]. Как показано в ряде работ [499, 500], устанавливаются две разновозрастные группы двоупироксеновых кристаллосланцев. Более древние образуют согласные тела среди эндербитов и содержат несколько генераций циркона. Более молодые кристаллосланцы выступают в виде даек и содержат только одну генерацию циркона возрастом около 2 млрд лет. Что касается ультрамафитовых базитов – пироксенитов, то ранее автором было показано [890] и подтверждено впоследствии Б.Г.Яковлевым, что пироксени-

ты Побужья разделяются на две группы! Пироксениты одной из них, которые мы условно назвали маложелезистыми, имеют общую железистость 20-30 %, плагиоклаз со средней основностью № 90, повышенное содержание  $Cr$  и  $Ni$ . Они распространены в основном в пределах Гайворон-Завальевского блока. Эти пироксениты совместно с габброидами мы относим к габбро-перидотитовому комплексу. Пироксениты второй группы имеют железистость 38-43 %, возможно, значительно выше – до 60%. Плагиоклаз в них имеет основность в среднем № 50, значительно чаще присутствуют гранат и роговая обманка. Эти пироксениты мы считаем меланократовой разновидностью кристаллосланцев.

Чтобы подчеркнуть их особенности, в этом разделе рассматриваются совместно мегагабброиды и двупироксеновые кристаллосланцы. Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы достаточно условно мы относим к типу метаморфических пород состава андезитов и андезибазальтов.

Разработаны критерии разделения метагабброидов и кристаллосланцев [801]. Они заключаются в следующем.

Прежде всего, эти породы достаточно хорошо различаются по внешнему виду. Кристаллосланцы – массивные, темно-серые, мелкозернистые, сливные, очень прочные породы. Полосчатость в них обнаруживается только на выветрелой поверхности. Эти породы ассоциируют, как правило, с эндербитами или розовыми аплито-пегматоидными гранитами. Для кристаллосланцев характерны тела небольшой мощности – от первых сантиметров до первых десятков метров, выдержанная по простиранию мощность, значительная протяженность тел. В.В.Закруткин, который считает кристаллосланцы первично-осадочными породами [288], рассказывал, что в пустыне Туарегского щита они прослеживаются в виде выступов на десятки километров. На Среднем Побужье автор наблюдал несогласное, с углами до  $20^\circ$ , залегание кристаллосланцев относительно полосчатости эндербитов. А.С.Иванушко [307] описал в с.Сальков рой даек кристаллосланцевого состава. Дайки на правом берегу р.Ю.Буг, возле сел Казавчин и Сальков, заполняют маломощные (0,4-0,6 м) открытые трещины. Контакты даек магматические, отмечены следы закалки. Дайки секут мелкие складки и полосчатые текстуры, содержат ксенолиты метаморфических пород и ультрамафитов. Минеральный и химический состав даек вполне обычный для двупироксеновых кристаллосланцев. Представление о дайковом залегании кристаллосланцев в последние годы основательно утвердилось в литературе и подтверждено радиоизотопными данными [500]. Заметим, что настоящие молодые дайки базитов для Среднего Побужья не характерны. Автору известно лишь одно проявление даек по статье А.Я.Каневского и Г.Х.Димитрова [330]. Описанная ими в районе г.Голованевск дайка мощностью до 4 м имеет очень пологое залегание, типично диабазовые структуру и минеральный состав, а по химическому составу ( $SiO_2$  - 45,96;  $TiO_2$  - 2,34;  $K_2O$  - 0,75 %) , близка к породам субщелочного ряда.

Дайковая интерпретация природы двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, подкреплённая радиоизотопными данными, в последнее время все больше привлекает геологов. Новейшее исследование этих пород принадлежит Р.Я.Белевцеву с соавторами [56]. К дайкам эти авторы относят как мафиты, так и ультрамафиты. Среди даек они выделяют два типа. Один – небольшие пятна и тонкие жилки среди эндербитов, которые предположительно являются частично переработанными более ранними дайками и источником которых была глубинная примитивная магма. Второй тип – более мощные и более железистые дайки. Последние по отношению к эндербитам являются более молодыми. Они внедрились в эндербиты в интервале времени 2,8-3,2 млрд лет, до проявления гранулитового метаморфизма. Дайки и их астенолитовый источник послужили, по представлениям авторов [56], тепловым фактором для гранулитового метаморфизма. На контакте даек мафит-ультрамафитов с вмещающими эндербитами вследствие градиентов активности породообразующих компонентов осуществлялся диффузионный массоперенос в практически сухих условиях при температуре 900-950°C. В результате биметасоматоза в приконтактных частях происходило диффузионное выравнивание состава контактирующих пород. Продолжительность биметасоматоза оценивается в 25-100 млн лет. Высказана интересная мысль, что дайкообразование в гранулитовом поясе каким-то образом связано с формированием гранит-зеленокаменной области.

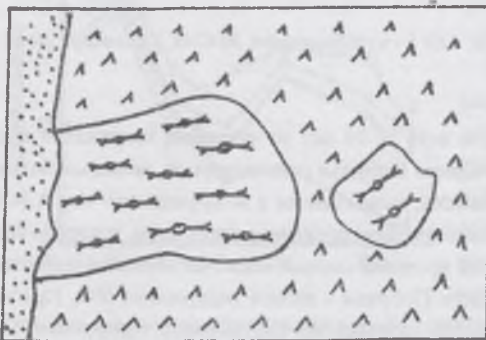


Рис. 4.8. Ксенолит биотит-гранат-силлиманитового плагиогнейса в роговообманковом габбронорите. Пгт Завалье, берег р. Юж. Буг возле карьера «Казачий Яр».

Габброиды – ясно фанерозернистые, среднезернистые до крупнозернистых, обычно полосчатые благодаря тектоническому разрыванию. Они нередко ассоциируют с метаморфическими породами – метапелитами, кварцитами, кальцифирами. Исследователи Побужья отмечают наличие ксенолитов метаморфических пород в телах габбро-перидотитовой формации. Автору известно обнажение по левому берегу р.Юж.Буг в пгт Завалье, возле действующего карьера “Казачий Яр”, где габбронорит вмещает крупный ксенолит гранат-силлиманитового гранулита (рис. 4.8). Полосчатость вмещающих пород и ксенолита ориентирована несогласно.

Микроструктура кристаллосланцев гранобластовая или шнуровидная, обусловленная цепочковидным расположением зерен темноцветов. Габброиды имеют габбровую, часто гломеробластовую структуру. Специфическая особенность гранулитовых мафитов – пироксен-плагиоклазовые симплектитовые оторочки вокруг роговой обманки, нередко с наружной зоной граната.

Качественный минеральный состав базитов обоих типов одинаков: пироксены, плагиоклаз, роговая обманка, гранат, биотит, магнетит, ильменит, редко – кварц (в кристаллосланцах). Кристаллосланцы имеют более стабильный состав и в целом более лейкократовые. Средние содержания плагиоклаза и суммы фемических минералов кристаллосланцев и габброидов, соответственно, таковы: 48-52 и 35-65 объемных %. По соотношению породообразующих минералов выделяются разновидности

сти: габбронориты, нориты, пироксеновые и пироксенсодержащие амфиболиты, гранатовые и биотитовые их разновидности. И.С.Усенко описаны турмалиновые габбро-амфиболиты, в которых турмалин (шерл) составляет половину темноцветов. Ранее было установлено [801], что железистость ортопироксена, которая приблизительно равна общей железистости пород, заметно разная: для кристаллосланцев она в среднем равна 50, для габброидов – 40 %. Ортопироксен габброидов имеет железистость 21-49 %, кристаллосланцев – 44-62 %.

Химический состав минералов основных пород Среднего Побужья

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	50,10	49,80	50,95	50,57	41,98	36,68	38,27
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,28	0,27	0,39	1,90	0,06	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	1,12	1,86	1,69	10,44	21,18	18,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	3,30	2,22	1,60	5,46	1,64	2,03
FeO	28,37	24,05	10,41	8,93	13,79	23,65	30,24
MnO	0,60	0,66	0,28	0,27	0,17	0,97	1,16
MgO	17,13	19,02	12,58	13,49	10,95	7,39	3,00
CaO	1,02	0,49	20,29	21,30	10,57	6,46	6,09
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,08	0,64	0,42	2,00	0,11	0,26
K <sub>2</sub> O	0,00	Сл.	0,04	Сл.	0,61	0,09	0,06
H <sub>2</sub> O	0,02	0,10	0,02	0,08	0,04	0,00	0,00
П.п.п.	1,18	1,40	0,90	0,91	1,82	0,03	0,27
Сумма	100,05	100,30	100,46	99,65	99,74	100,26	100,06
f	49,0	44,3	36,0	30,6	29,1	66,5	86,0

Примечание. 1, 3, 5, 6 – гранатовый габбронорит, № 29, г.Гайворон, р.Юж.

Буг. 1 – ортопироксен, 3 – клинопироксен, 5 – роговая обманка, 6 – гранат, 2, 4 – двупироксен-плаггиоклазовый кристаллосланец, № 544, с.Подгурье, р.Юж.Буг. 2 – ортопироксен, 3 – клинопироксен; 7 – гранат, № 133/47, с.Красненькое, р.Юж. Буг. Анализы 2,3,7 из коллекции А.Л.Литвина

а внешняя кайма – гастингситовой роговой обманкой. Гранат, по-видимому, присутствует как сингенетичный, но чаще – как наложенный минерал. Состав граната типичен для основных пород гранулитовой фации: цироп 14-28, альмандин – 56-67, гроссулар – 11-17, андрацит – 0,7-6, спессартин – 1,6-3 %. Некоторые гранаты по составу близки к эклогитовым. Биотит – также наложенный минерал: он чаще встречается в кристаллосланцах, замещая ортопироксен. В шлифах биотит бурый и красновато-бурый. Он несет все признаки, типичные для гранулитовой фации – высокую титанистость, низкие железистость и глиноземистость. Плаггиоклаз в гранатосодержащих базитах имеет основность не выше № 50, в безгранатовых габброидах – № 68 [289]. Б.Г.Яковлев доказал, что очень основной плаггиоклаз – № 80-90, – является реликтовым. Довольно часто плаггиоклаз обнаруживает прямую зональность: внутренние части зерен значительно основнее (№ 59-85), чем внешние (№ 32-58) [771]. Иногда устанавливаются две-четыре сменяющиеся каймы все более кислого плаггиоклаза. Раскисление плаггиоклаза связывается с образованием роговой обманки.

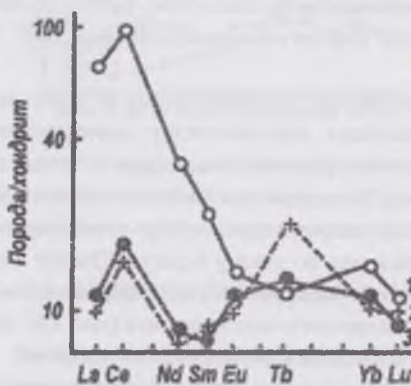


Рис. 4.9. Распределение РЗЭ (см. табл. 4.8): 1 – в габбронорите, № 4744; 2 – в габбро, № 4745; 3 – в пироксените.

И.С.Усенко еще в 1958 г., то есть за 10 лет до открытия коматиитов впервые показал, что метабазиты Среднего Побужья отличаются от молодых базитов более высоким индексом фемичности, выраженным в коэффициенте «ф» А.Н.Заварицкого. Это было действительно фундаментальным открытием, которым Иван Степанович гордился больше, чем прочими своими многочисленными работами. Особенности всех базитов Среднего Побужья – низкое содержание SiO<sub>2</sub> (среднее – 47%), низкая общая железистость (среднее 49 %), высокое содержание CaO (среднее 10%) и низкое – щелочей, особенно калия (табл. 4.10). Габброиды отличаются от кристаллосланцев более высоким содержанием TiO<sub>2</sub> – 0,8-2,9 % против 0,5-1,4 % в кристаллосланцах, низким – K<sub>2</sub>O – 0,10-0,90 % против 0,3-1,6%. Прочие различия незначительны.

Часть анализов обнаруживает содержание MgO выше порога, принятого для коматиитов, поэтому напрашивается сравнение с породами этой серии. Однако, они не могут быть отнесены к коматиитам по причине высокого титана и низкого отношения CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, которое всегда менее 1,0. Сопоставлению с породами боинитовой серии препятствует низкое содержание SiO<sub>2</sub>, относительно высокие TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O.



Таблица 4.10

## Химический состав основных пород Среднего Побужья

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	46,81	45,51	46,00	46,61	49,48	47,31	47,99
TiO <sub>2</sub>	1,35	0,83	1,75	1,16	0,52	0,55	1,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,04	10,96	14,97	14,20	12,51	13,74	14,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	2,08	1,88	1,51	3,66	5,83	3,45
FeO	14,26	9,90	11,99	9,79	9,29	7,63	9,91
MnO	0,05	0,96	0,26	0,29	0,05	0,05	0,14
MgO	6,48	17,44	7,64	10,27	8,41	8,67	9,06
CaO	10,64	10,56	12,57	11,47	12,18	11,69	10,49
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,87	1,77	2,08	1,96	2,08	1,78
K <sub>2</sub> O	0,90	0,10	0,24	1,18	0,30	0,54	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,70	0,13	0,17	0,10	0,03	
SO <sub>3</sub>	—	0,17	0,01	—	—	—	
H <sub>2</sub> O-	0,00	0,08	0,02	0,16	0,09	0,10	
П.п.п.	2,55	1,14	0,69	0,97	1,06	1,73	
Сумма	99,89	100,40	99,94	99,79	99,82	100,10	
F	70,2	40,8	64,9	53,0	60,7	60,9	
Fo	0,06	0,17	0,14	0,13	0,28	0,43	

Примечание. 1-3 – габброиды. 1 – г.Гайворон, № 95; 2 – с.Хашеватов, № 281; 3 – г.Гайворон, № 48/29; 4-6 – двупироксеновые кристаллосланцы. 4 – с.Кошаро-Алек-сандровка, № 178; 5 – с.Под-гурье, № 544; 6 – с.Дубово, р.Ятрань; 7 – средний состав метабазитов Среднего Побужья.

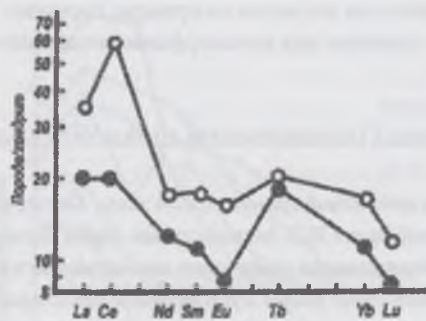


Рис. 4.10. Распределение РЗЭ (см. табл. 4.8): 1 – в кварсодержащем габбро, р.Гн.Тикич, № 4760; 2 – в двупироксеновом кристаллосланце, р.Ятрань, №4775.

Б.Г.Яковлев [914] выполнил факторный анализ на базе почти 800 анализов базитов разных метаморфических фаций разного возраста и однозначно подтвердил выводы И.С.Усенко и других авторов. Им установлено, что по всем породообразующим оксидам метабазиты всех метаморфических фаций УЩ образуют одно поле с незначительными отклонениями по мере омоложения в сторону более литофильных составов. Фанерозойские породы отличаются повышенным содержанием литофильных компонентов.

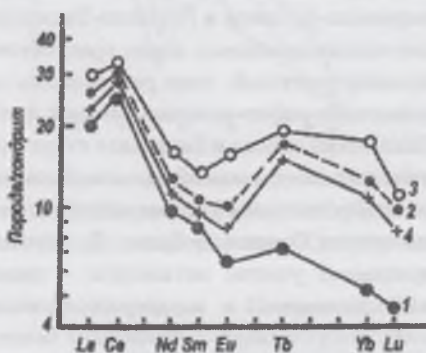


Рис. 4.11. Распределение РЗЭ в основных породах (см. табл. 4.8). 1 – клинопироксенит, № 5092; 2 – клинопироксенит, № 5093; 3 – роговообманково-гиперстеновый кристаллосланец, № 5-04; 4 – биотит-двупироксеновый эндербит, № 5097.

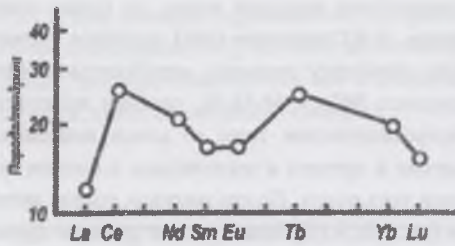
Довольно сильным оказался примененный нами геохимический критерий разделения габброидов и кристаллосланцев. Они устойчиво различаются по содержанию прежде всего, элементов группы железа. Средние содержания в кристаллосланцах и габброидах, соответственно, такие (г/т): Ni 120 и 306, Cr 396 и 1130. Ni и Cr связаны между собой прямо пропорциональной зависимостью и обратной – с железистостью пород и пироксенов. Общей геохимической особенностью гранулитовых базитов, отличающей их от молодых базальтов, являются высокие содержания Ni, Cr, Ga, V и низкие – Cu и Sr. По данным М.А.Ярошук

[926], они имеют характерную для особо глубоких пород изотопию серы:  $\delta^{34}\text{S}=2,2-3,4\%$ .

Распределение РЗЭ в основных породах – двупироксеновых кристаллосланцах и габброноритах, – как правило недифференцированное и находится обычно в пределах 5-30 хондритовых уровней (табл. 4.8, рис. 4.9, 4.10, 4.11, 4.12). Сумма РЗЭ колеблется в пределах от 22 до 60 г/т, отношение  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  – от 1 до 5. Для многих пород характерна небольшая отрицательная европиевая аномалия. Это означает, вероятно, что исходная магма подверглась дифференциации в условиях фации плагиоклазовых перидотитов [25]. Сумма и распределение РЗЭ на зависят от генезиса пород – метаэффузивы или метагабброидны. Некоторое обогащение РЗЭ отмечено для габбро и клинопироксенита (см.рис.4.10, 4.11). Совершенно аналогичные данные опубликованы Ю.А.Балашовым и др. [27] по базитам Демовьярского массива.

Метабазиты Побужья не имеют полных аналогов среди более молодых пород, но ближе всего к толеитам. В.В.Слипченко [686] произвел статистическую обработку анализов метабазитов Побужья в интервале  $\text{SiO}_2 = 44-53\%$ , сравнил выделенные им петрохимические типы со всеми возможными аналогами и пришел к заключению о полном своеобразии этих пород. По его мнению, состав метабазитов (см.табл.4.10) ближе всего к траппам древних платформ, частично – к океаническим толеитовым базальтам. Он считает также, что метабазиты Побужья устойчиво отличаются от состава габбро и вряд ли являются их метаморфизованными аналогами. А.Я.Каневский [326] среди пироксеносодержащих амфиболитов выделил две группы: амфиболиты, связанные с тела миультрамафитов и амфиболиты, залегающие среди метаморфических пород и гранитов. По химическому составу они практически не отличаются от двупироксеновых мафитов. Подобно габброидам, амфиболиты также выделяются среди мафитов УЩ минимальной общей железистостью, низким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (0,20-0,45 %).

На Среднем Побужье, точнее в Гайворон-Завальевском блоке, обнажены наиболее высокотемпературные породы



УЩ. Метаморфическую историю метабазитов впервые рассмотрел И.С.Усенко используя метод парагенетического анализа [756]. Он определил метабазиты Побужья как эффузивы в составе древнейшей офиолитовой формации. И.С.Усенко выделил три фазы метаморфизма. Исходная фаза – двупироксен-плаггиоклазовая. С повышением давления последовательно появляется гранат, исчезают ортопироксен и плаггиоклаз: происходит эклогитизация.

Рис. 4.12. Распределение РЗЭ в амфиболите, с.Оксанино, № 4754.

Сложившиеся представления о метаморфизме базитов таковы.

В основных породах парагенезисами, определяющими уровень метаморфизма, являются следующие:  $OPx + CPx + Pl$ ,  $OPx + CPx + Hbl + Pl$  и  $OPx + CPx + Hbl + Gr + Pl + Qu$  [914, 918]. РТ-пик метаморфизма (двупироксен-плаггиоклазовая субфация) определяется по пироксенам двухфазного состава и реликтам плаггиоклаза, близкого к анортиту. Метаморфизм осуществлялся в изохимических условиях с формированием в базитах характерных полигональных гранобластовых структур. По расчетам Б.Г.Яковлева, этому этапу отвечали условия:  $T = 910-960^{\circ}C$ ,  $P = 700-800$  МПа. Второй этап (двупироксен-роговообманковая субфация) определяется высокотемпературной гидратацией с образованием бурой роговой обманки. Явного замещения роговой обманкой пироксенов как правило не наблюдается, но ее зерна всегда крупнее пироксеновых вследствие бластеза. Условия второго этапа определяются величинами:  $T = 810-890^{\circ}C$ ,  $P = 760-640$  МПа. Третий этап можно разделить на два эпизода: сначала дегидратация роговой обманки с формированием симплектитов  $OPx + Pl$  и  $CPx + Pl$ , затем кристаллизация граната в виде оторочки вокруг симплектита и непосредственно вокруг роговой обманки [766]. Б.Г.Яковлев установил, что по распределению Mg и Fe пироксены из симплектитов отвечают условиям двупироксен-роговообманковой субфации:  $T = 860^{\circ}C$ ,  $P = 600$  МПа. Он связывает формирование симплектитов с привнесением кремнекислоты в изотермических условиях. Мы не согласны с таким определением и считаем, что формирование симплектитов и гранатовых оторочек с одновременным раскислением плаггиоклаза и выделением кварца является еще одним эпизодом прогрессивной высокотемпературной метаморфической дегидратации. Результатом этого эпизода явилось образование эклогитоподобных пород, развитых исключительно в Гайворон-Завальевском блоке [766]. Последний эпизод – амфиболитизация, – связан с формированием гранитов, как это видно на примере Росинско-Тикичского района. В.А.Курепин [463] подтвердил выводы Б.Г.Яковлева, вычислив давление при метаморфизме метабазитов в интервале 890-925 МПа.

#### 4.5.3. Мафит-ультрамафитовые ассоциации Лысянского блока Голованевской шовной зоны.

Лысянский блок («Лысянский клин») является естественным продолжением побужской гранулитовой зоны. Он ограничен Первомайским и Тальновским разломами, а его основанием служит Ятранский блок ГШЗ. Между этими двумя блоками второго порядка находится зона перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации, названная нами ранее как «куммингтонитовая зона».

Зона имеет субширотное простирание при ширине около 15 км. Проявления куммингтонитосодержащих пород известны также в западном контакте Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского районов на противоположном конце гранулитовой дуги. В куммингтонитовой зоне расположены два наиболее заметных мафит-ультрамафитовых проявления – Павловский массив и Тикичская структура.

В целом петрологическая обстановка Лысянского блока, если перенести её в условия амфиболитовой фации, напоминает Среднее Побужье. В строении блока принимают участие метапелиты – гранат-биотитовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие плаггиогнейсы, многочисленные проявления базитов, представленных амфиболитами, которые, как и на Побужье, входят, вероятно, в состав габбро-перидотитового комплекса.

Амфиболиты блока достаточно полно охарактеризованы в ряде работ [31, 32, 498, 894, 895]. Мы остановимся только на двух мафит-ультрамафитовых проявлениях.

Химический состав пород Павловского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	46,22	43,07	40,98	46,12	46,86	46,89
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,54	0,17	0,69	0,27	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,13	6,73	8,89	13,25	18,83	25,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,04	7,75	8,06	3,60	2,97	2,36
FeO	10,47	9,06	8,61	7,42	5,73	3,53
MnO	0,20	0,21	0,20	0,09	0,11	0,09
MgO	23,77	23,38	27,96	15,41	10,88	5,50
CaO	7,26	7,03	4,22	11,53	12,38	12,86
Na <sub>2</sub> O	0,77	0,81	0,55	1,17	1,33	1,41
K <sub>2</sub> O	0,21	0,21	0,07	0,47	0,19	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,04
CO <sub>2</sub>	-	0,75	-	-	-	0,37
SO <sub>3</sub>	0,39	0,37	0,26	0,22	0,42	0,36
Сумма	100,00	99,97	100,00	100,00	100,00	100,00
F	38	42	38	42	45	52
Fo	28	46	48	33	34	40

Примечание. 1 – амфиболитизированный гарцбургит, скв.10151, гл.271 м; 2 – то же, скв.10151, гл.279 м; 3 – лерцолит, скв.10151, гл.179 м; 4 – полевошпатовый горнблендит, скв. 10151, гл. 213 м; 5 – гарцбургит, скв.10154, гл. 334,7 м; 6 – габбро-амфиболит, скв. 10151, гл. 202 м.

### 4.5.3.1. Павловский массив мафит-ультрамафитовых пород.

Массив расположен в средней части ГШЗ, в пределах Лысянского блока, вблизи западного контакта Корсунь-Новомиргородского плутона и находится, в сущности, в переходной зоне к Ингульскому району. Это выражается в составе вмещающей толщи (амфиболиты, биотит-амфиболовые, биотит-кордисритовые плагиогнейсы), относимой к чечелевской свите ингуло-ингулецкой серии, а также не характерное для ГШЗ северо-восточное простирание массива.

Павловский массив представляет собой пластовое тело мощностью около 1,1 км и площадью около 5 км<sup>2</sup>. Массив основательно изучен О.С.Корольчук [390, 391].

Массив дифференцирован. Его центральную часть слагают гарцбургиты с небольшой долей лерцолитов. Перидотитовое ядро окаймлено маломощной оторочкой ортопироксенита, переходящего в оливинсодержащий пироксенит и плагиоклазсодержащий горнблендит. Мощность ультрамафитовой части тела – 200 м. Ближе к периферии массива ультрамафиты сменяются оливиновыми и безоливиновыми габброноритами, габбро-амфиболитами, наконец, амфиболитами суммарной мощностью около 900 м. Эндоконтактовые амфиболиты сланцеватые. Количественное соотношение пород массива следующее: гарцбургиты – 18, ортопироксениты – 2, базиты – 80 % [ 390 ]. Условия залегания массива и большая доля в его составе базитов позволяют отнести его к габбро-перидотитовой формации, не выделяя в самостоятельный комплекс.

Таблица 4.12.

Содержание РЗЭ в мафитах и ультрамафитах Павловского массива

№№	Порода	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Yb	Eu/Eu*	Сумма
1	Амфиболит	8,2	19,0	22,0	3,1	0,95	0,51	1,3	0,24	4,2	0,86	55,3
2	Габбро амфиболиз.	4,4	9,5	9,0	2,0	0,8	0,25	0,62	0,07	4,7	1,25	26,6
3	Гарцбургит	4,3	8,9	4,0	2,3	0,57	0,2	0,47	0,07	6,1	0,89	20,8
4	Габбро	5,3	12,0	12,0	3,7	1,3	0,39	0,93	0,1	3,8	1,15	35,7
5	Перидотит	1,3	1,6	1,0	0,13	0,11	0,1	0,065	0,01	13,0	1,27	4,3
6	Габбронорит	1,7	2,8	1,4	0,23	0,23	0,06	0,069	0,06	17,0	2,52	6,5
7	Пироксенит	2,0	4,2	2,2	0,67	0,25	0,1	0,25	0,015	5,4	1,10	9,7

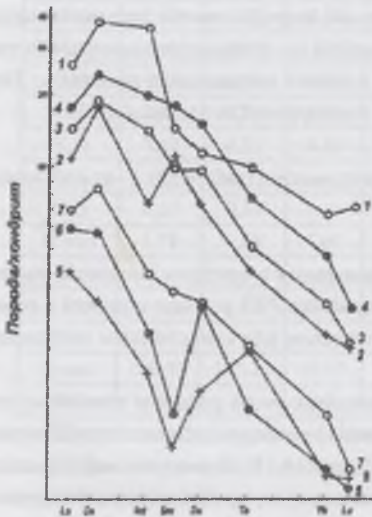


Рис. 4.13. Распределение РЗЭ в мафит-ультрамафитах Павловского массива (см. табл. 4.12.).

Гарцбургиты в значительной степени серпентинизированы и амфиболлизированы. Заслуживает интереса коронарная структура перидотитов – обрастание форстерита с железистостью 9 % тонкой оторочкой мелкозернистого ортопироксена с железистостью 10 %, затем еще более тонкой оторочкой клинопироксена. Как считает О.С.Корольчук, коронарная структура свидетельствует о том, что после котектики Расплав + ОI + ОРх осуществлялась перитектическая кристаллизация пироксена за счет оливина. Эта реакция чисто магматическая и доказывает первично магматическое происхождение минеральных фаз ультрамафитов. Ортопироксениты в контакте с перидотитами имеют гигантозернистую, возможно, кумулятивную структуру. Для оливинового ортопироксенита характерна пойкилитовая структура – включения оливина в крупных кристаллах ортопироксена. Габброиды также существенно ортопироксеновые. Массивные амфиболиты нередко содержат ортопироксен.

В оливине определена прямая зональность: в центре зерен железистость 7 %, на периферии – 13 %. В ряду гарцбургит-пироксенит железистость оливина возрастает с 7 до 26 %. Структура оливина – отсутствие ионов Fe<sup>3+</sup> в позициях M1 и M2, свидетельствует о резко восстановительных условиях его образования. Типоморфной особенностью химического состава оливина является крайне низкое содержание СаО и МпО. Ортопироксен имеет железистость 19-35 %. Некоторые составы по классификации Н.Мориото близки к клиноэнстатиту. Ортопироксен содержит экссолюционные вростки клинопироксена состава En<sub>15</sub> Fs<sub>35</sub> Wo<sub>50</sub>.

Таблица 4.13.

Содержание РЗЭ в роговой обманке из ультрамафитов Павловского массива

№№	Порода	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Yb	Eu/Eu*	Сумма
1	Пироксенит	4,5	11,2	7,6	1,8	0,76	0,42	0,59	0,10	5	6,90	27
2	Горнблендит	13,0	35,0	31,0	10,0	3,00	0,35	0,74	0,22	12	1,53	93
3	Гарцбургит	10,0	25,0	19,0	5,1	2,20	0,60	1,30	0,17	5	1,45	63

Таблица 4.14.

Содержание РЗЭ в пироксенах из ультрамафитов Павловского массива

№№	Минерал	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Yb	Eu/Eu*	Сумма
1	Ортопироксен	1,40	4,5	1,0	3,3	1,3	0,94	1,4	0,26	0,67	0,51	35
2	Ортопироксен	0,68	1,8	3,1	0,19	0,05	0,1	0,20	0,01	2,27	0,48	6
3	Клинопироксен	7,0	21,0	4,0	1,8	0,57	0,1	0,1	0,03	46,6	1,32	35

Состав клинопироксена изменяется в пределах:  $En_{38-46}Fs_{6-18}Wo_{44-47}$ . Первичные амфиболы представлены позднекинematическими буровато-зеленой чермакитовой и паргаситовой роговыми обманками, образующими крупные кристаллы. Куммингтонит – метаморфический минерал, замещающий ортопироксен и сам, в свою очередь, замещается голубовато-зеленой роговой обманкой. Как отмечает О.С.Корольчук, роговая обманка концентрирует до 80 % РЗЭ породы. Плаггиоклаз в ультрамафитах очень основной №№ 80-90. Часто замещается скаполитом. В мафитах плаггиоклаз №№ 38-52. Зеленая шпинель относится к плеонасту или магниевому герциниту. Рудные минералы, количество которых может достигать 7 %, представлены пирротинном, халькопиритом, пентландитом.

Петрохимические особенности ультрамафитов Павловского массива – высокие общая железистость, степень окисления железа, высокие содержания  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и щелочей. Коэффициент магнезиальности M/F не превышает 3,1. Характерно, что общая железистость сохраняется практически неизменной во всех видах пород (табл. 4.11), а степень окисления железа возрастает лишь в эндоконтактовых амфиболизированных породах в связи с наложением регионального метаморфизма. Высокое содержание глинозема в породах обусловлено наличием плаггиоклаза в перидотитах и свидетельствует о сравнительно невысоком давлении при кристаллизации этих пород. Мафиты массива довольно высокомагнезиальные. При сопоставлении их с реперными вулканическими сериями оказывается, что на диаграмме В.С.Куликова  $TiO_2-Al_2O_3-MgO$  они занимают поле бонинитов, на его же диаграмме  $TiO_2-MgO$  – поле коматиитов, на классической диаграмме  $MgO-CaO-Al_2O_3$  – располагаются вблизи поля коматиитов, а на диаграмме A – S – в полях меймечитов и пикритов. Согласно диаграмме Х.Куно, их состав отвечает производным высокоглиноземистой базальтовой магмы.

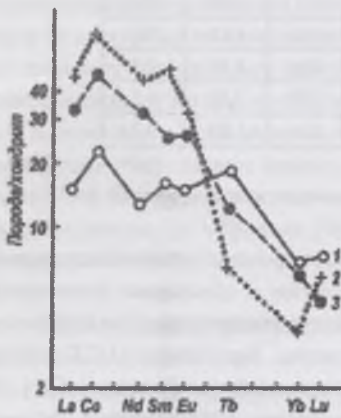
В сравнении с ультрамафитами Среднего Побужья ультрамафиты Павловского массива обеднены и никелем (менее 420 г/т) и хромом (менее 600 г/т); это следует объяснить малой глубиной выплавления магмы.

По методу В.А.Куголина и А.А.Прусевич рассчитаны температуры кристаллизации: для оливина – 1150° С, для плаггиоклаза – 1070° С. По оливин-ортопироксеновому геотермометру получена  $T = 920-990$ ° С.

Распределение РЗЭ в мафитах и ультрамафитах Павловского массива дифференцированное, причем отношение  $(La/Yb)_N$  в ультрамафитах даже выше, чем в мафитах (рис. 4.12).

Ультрамафиты и мафиты отличаются от аналогичных пород Среднего Побужья несколько повышенным содержанием легких РЗЭ и, одновременно, очень низким, равным хондритовому, содержанием тяжелых РЗЭ. Почти все породы имеют положительную европиевую аномалию, что связано с дифференциацией во вмещающей камере. На тип европиевой аномалии и содержание РЗЭ оказали влияние наложенные процессы. Так, высокой суммой РЗЭ обладают амфиболит (№ 1) и гарцбургит (№ 3), рис.4.13.

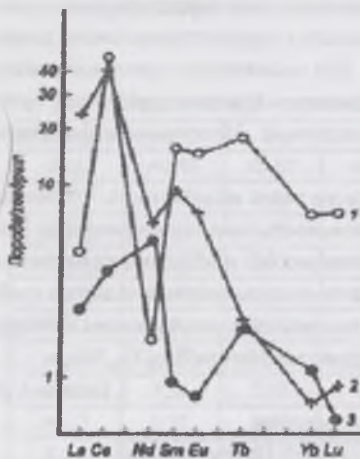
Рис. 4.14. Распределение РЗЭ в роговой обманке Павловского массива (табл. 4.12): 1 - из оливиново-пироксенита; 2 - из горнблендита; 3 - из гарцбургита.



Содержание РЗЭ в роговой обманке из ультрамафитов в среднем несколько выше, чем в пироксенах – 2-9 г/т (рис.4.14) Особенно обогащена РЗЭ роговая обманка в горнблендитах. Во многих ультрамафитах она является главным или единственным поставщиком  $Eu^{2+}$ .

Распределение РЗЭ в породообразующих пироксенах очень разное и зависит от состава породы. В ранних дифференциатах (пироксенитах) ортопироксен является главным носителем как легких, так и тяжелых РЗЭ (табл. 4.12, рис. 4.15). В поздних дифференциатах (гарцбургитах) величина суммы РЗЭ резко уменьшается, приближаясь к хондритовому уровню. В клинопироксенитах пироксен является носителем легких РЗЭ, причем в рестите остается гранат.

Рис. 4.15. Распределение РЗЭ в пироксенах: 1 – в ортопироксене из оливиново-пироксенита; 2 – в ортопироксене из гарцбургита; 3 – в клинопироксене из лерцолита.



Павловский массив приурочен к участку района со сравнительно неглубоким эрозионным срезом. Он представляет собой верхний горизонт внедрения интрузий габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья и является продуктом внутрикамерной дифференциации базальтовой магмы.

#### 4.5.3.2. Мафиты и ультрамафиты Тикичской структуры

Тикичская структура, описанная ранее как Павловско-Тикичская, расположена в 3 км северо-западнее слияния рек Горного и Гвилого Тикичей в пределах куммингтонитовой зоны. Структура имеет в плане форму, близкую к овальной. Ее размер в диаметре 3,5 км, площадь около 12 км<sup>2</sup>. Овально-округлая форма характерна и для других более мелких структур, сложенных мафитами и метаморфитами гранулитовой фации в окружении розовых аплито-пегматоидных гранитов. Представляется, что они сложены вертикально залегающими бескорневыми телами цилиндрической формы. Тикичская структура обнаружена ге-

ологом М.А.Самариным в 1961 г., изучена О.С.Корольчук [390] и автором. Кроме базитов, в структуре установлены породы обычной для бугской серии ассоциации – кальцифилы, мраморы, графитсодержащие плагиогнейсы.

Породный состав мафитов существенно отличается от всех других массивов Днестровско-Бугского района. Ее центральную часть составляют анхимономинеральные клинопироксениты, переходящие в габбро, иногда оливинсодержащие, далее – габбро-амфиболиты сначала массивные, затем полосчатые, причем последние преобладают. Таким образом, общее строение массива напоминает структуру Павловского массива и других массивов габбро-перидотитовой формации. Коренное отличие – клинопироксеновый состав ультрамафитов, а также и мафитов. Исходя из принципа формационного анализа, в соответствии с которым выпадение одного или нескольких породных членов не препятствует отнесению комплекса к формации, а также учитывая характерную зональность, мы относим Тикичскую структуру к габбро-перидотитовой формации. По расчетам О.С.Корольчук, соотношение пород в структуре такое: клинопироксениты – 8, габброиды и амфиболиты – 92%.

Клинопироксениты имеют структуру от крупнозернистой в центральной части тела до мелкозернистой на периферии, что само по себе свидетельствует о дифференциации и кумулятообразовании. Пироксениты частично хлоритизированы и карбонизированы. Кроме клинопироксена содержат ортопироксен (до 5%) и паргаситовую роговую обманку (3%). В среднезернистых клинопироксенитах есть плагиоклаз. Габбро имеет существенно клинопироксеновый состав, нередко содержит роговую обманку, образует постепенные переходы к амфиболитам. Последние обычно также содержат клинопироксен. Установлены две роговых обманки: бурая реликтовая и актинолитовая по пироксену. Может быть и третья – голубовато-зеленая, которая замещает актинолит (табл. 4.15).

Таблица 4.15.

Химический состав пород и минералов Тикичской структуры

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	46,60	45,90	45,36	48,62	37,08	46,30	52,38	50,12	43,70
TiO <sub>2</sub>	1,46	1,40	1,54	0,54	2,52	0,48	0,78	1,31	1,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,11	9,09	9,97	0,06	16,41	8,84	12,84	14,08	15,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,66	3,10	3,44	2,58	2,02	5,68	1,29	1,07	6,03
FeO	15,40	14,83	13,64	26,35	15,40	5,88	12,78	13,35	6,63
MnO	0,42	0,32	0,38	0,84	0,11	0,17	0,24	0,28	0,20
MgO	12,64	12,34	11,49	18,16	13,29	20,31	9,54	9,03	8,93
CaO	9,02	9,62	10,00	0,22	0,23	7,65	5,88	6,51	6,44
Na <sub>2</sub> O	1,65	1,54	1,43	0,06	0,41	0,21	2,18	2,66	4,74
K <sub>2</sub> O	0,42	0,21	0,36	-	9,20	0,08	0,75	0,25	2,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0,07	0,05	0,07	-
H <sub>2</sub> O	0,20	0,22	-	0,15	0,01	-	0,14	0,13	0,16
П.п.п.	1,78	1,58	1,01	1,63	2,25	2,29	1,18	0,99	2,06
S	-	-	-	-	-	0,76	0,14	0,22	-
F	-	-	0,03	-	0,14	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0,76	0,28	0,21	-
Сумма	100,32	100,21	99,65	100,11	99,61	99,67	100,45	100,28	100,06
F..f	51	45	45	48	45		46	48	46

Примечание. 1 - 3 – роговая обманка; 4 – ортопироксен; 5 – биотит, 6 – клинопироксенит, 7 – куммингтонитовый амфиболит; 8 – ортопироксеновый амфиболит, 9 – куммингтонитовый амфиболит.

магмы уменьшаются с повышением уровня эрозионного среза гранулитового фундамента.

Петрологическая особенность метабазитов куммингтонитовой зоны – ассоциация пород типично гранулитовой фации (двупироксеновые кристаллосланцы) с типичными амфиболитами и промежуточными между ними, с позиций метаморфизма,

куммингтонит- и антофиллитсодержащими породами. В шлифах можно наблюдать, что сначала по ортопироксену развиваются куммингтонит или антофиллит, которые замещаются зеленой роговой обманкой. Регрессивная направленность процессов представляется несомненной. Что касается амфиболитов северного окончания ГШЗ, слагающих лысянскую составляющую росинско-тикичской серии, то их отнесение к регрессивным образованиям дискуссионно.

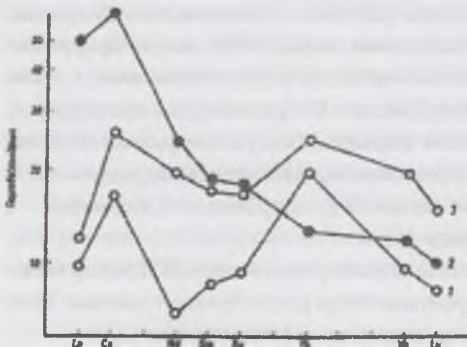


Рис. 4.16. Распределение РЗЭ в основных породах и эндрбите Тикичской структуры: 1 - в габбронорите, 2 - в эндрбите, 3 - в амфиболите.

Куммингтонит по величине железистости (42-45%), относится к относительно маложелезистым минералам (табл. 26). Роговая обманка отличается характерной окраской: она не зеленая, а серовато-зеленая. Кто видел эту роговую

Типоморфный вторичный минерал Тикичской структуры – куммингтонит. Плагиоклаз № 38-52. Среди рудных минералов, количество которых может достигать 5%, преобладает пирротин, часто в сростании с халькопиритом и пентландитом, а также пирит, магнетит, ильменит, сафлорит.

Петрохимические особенности мафит-ультрамафитов габбро-перидотитового комплекса Тикичской структуры в некоторой степени повторяют тенденции аналогичных пород Побужья, в частности, высокое содержание MgO. Содержание некоторых оксидов можно сопоставлять с коматититами, но на диаграмме В.С.Куликова TiO<sub>2</sub>-MgO все составы располагаются в поле бонинитов. Температура кристаллизации, рассчитанная О.С.Корольчук по уравнениям Дж. Мерсье, для ортопироксенов равна – 880-900°С. Давление, рассчитанное по уравнениям Б.А.Базилева и Р.Магакьяна, оказалось самым низким среди всех мафит-ультрамафитовых комплексов восточной ветви гранулитовой дуги – около 500 МПа. Таким образом, глубинность формирования и температура мафит-ультрамафитовой

обманку в шифах, тот никогда не спутает ее с обычной зеленой или голубовато-зеленой. Роговая обманка имеет узкий интервал железистости – 45-52 %. Химический состав роговой обманки также специфический и отличается от этих минералов как в амфиболитовой, так и в гранулитовой фации. Особенности состава роговой обманки таковы: относительно высокое содержание  $TiO_2$  при низких  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  и, особенно,  $CaO$ . Не трудно заметить, что по последним трем оксидам роговая обманка приближается к куммингтониту. Ортопироксен имеет железистость 48 %. Биотит бурый и зеленовато-бурый, типично амфиболитовый.

Парагенезис ортопироксена с куммингтонитом по [234] возможен на самых высоких ступенях амфиболитовой фации низких давлений. Возникновение куммингтонита контролируется не только условиями метаморфизма, но и составом исходных пород (см. табл. 26). Состав пород также специфичен и трудно сопоставим с фанерозойскими аналогами. Прежде всего – это высокая, свойственная базальтовым коматитам магнезиальность. При этом – не характерная для коматитов низкая кальцие-вость и достаточно высокие содержания  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $K_2O$ . Таким образом, общие тенденции химического состава этой структуры вполне аналогичны метабазитам Днестровско-Бутского района в целом. Содержание примесей вполне допустимое для основных пород. Например, никель – 80-150 г/т.

Таблица 4.16.

Содержание РЗЭ в породах Тикичско-Павловской структуры

№№	Порода	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Yb	Eu/Eu*	Сумма
1	Габбронорит	3,1	8,6	4,4	1,7	0,77	1,0	1,9	0,30	1,08	0,99	21,8
2	Эндербит	15	30	15	3,8	1,5	0,67	2,6	0,35	3,85	1,1	68,9
3	Амфиболит	3,9	13,2	12,2	3,5	1,4	1,3	4,0	0,57	0,65	0,93	40,1

Распределение РЗЭ в мафитах недифференцированное и не образует европейских аномалий (рис. 4.16). Породы в равной мере обеднены и легкими, и тяжелыми РЗЭ. Распределение и содержание РЗЭ в эндербите (см. табл. 4.16) полностью совпадает с таковыми в андезитах.

По всем признакам мафит-ультрамафитовую ассоциацию Тикичской структуры следует относить к габбро-перидотитовой формации – к деренюхинскому комплексу.

#### 4.5.3.3. Мафиты и ультрамафиты Ядлово-Трактемировской полосы.

Ядлово-Трактемировская полоса (ЯТП) находится на северо-восточном склоне щита и установлена Р.И.Якерсон в 1946 г. Предполагалось, что здесь, подобно Побужью, залегают магнетитовые кварциты, однако, работами В.А.Голубева в 1962-1965 гг. было доказано, что наиболее интенсивные магнитные аномалии обусловлены магнетитсодержащими биотит-амфибол-двупироксеновыми кристаллосланцами, а магнетитовых кварцитов здесь нет. В 1975 г. в районе с.Степанцы под руководством А.И.Воробья полоса аномалий была перебурана профилем скважин и это – единственный имеющийся на сегодняшний день материал. Автору пришлось вместе с А.Б.Фоминим участвовать в написании отчета А.И.Воробья.

Кристаллические породы ЯТП образуют полосу шириной до 5 км, протяженностью до 40 км при почти строго мериди-

ональном простирании и приурочены к Ядлово-Трактемировскому разлому. Последний является, вероятно, северным продолжением Одесско-Тальновского разлома. По данным В.А.Ентина, разлом имеет простирание  $10^\circ$ , падение на юго-восток почти под прямым углом и представляет собой взброс с приподнятым восточным крылом. Разлом четко разделяет Росинско-Тикичский и Ингульский блоки, захватывая расположенную между ними узкую полосу пород, сложенную плагиогранитами звенигородского комплекса, которая и служит вмещающей для ЯТП. Плагиограниты интенсивно катаклазированы, карбонатизированы и хлоритизированы. С востока ЯТП ограничена развитием метапелитов ингуло-ингулецкой серии и порфириовидных гранитов кировоградского типа, на юге полоса срезается Корсунь-Новомиргородским плутоном, на севере ограничена Малоржавецким разломом. Учитывая гипербазитовый характер мафит-ультрамафитовых пород ЯТП, явную приуроченность к разлому, отсутствие габброидов побужского типа, а также характерных для структур Среднего Побужья пород – кальцифиров, метапелитов и железистых кварцитов, мы рассматриваем ЯТП как пластину гранулитового фундамента, вдвинутую между двумя мегаблоками. Ультрамафиты относятся к гипербазитовой формации – к капитановскому комплексу.)

Гранитоиды, залегающие непосредственно в ЯТП, представлены чарнокитами и эндербитами очень разнообразного состава. При-вязать их к какому-либо из выделенных комплексов не удалось.

Таблица 4.17. Химический состав минералов из пород Ядлово-Трактемировской полосы

Оксиды	1	2	3	4	5
$SiO_2$	37,15	51,44	52,60	36,58	43,61
$TiO_2$	4,43	0,83	0,28	4,88	1,69
$Al_2O_3$	14,36	0,50	1,48	11,66	10,96
$Fe_2O_3$	4,91	2,89	1,36	4,39	4,44
FeO	14,49	25,05	12,30	17,05	13,28
MnO	0,15	00,27	0,28	0,18	0,15
MgO	11,17	16,00	12,62	11,38	10,08
CaO	0,59	1,78	117,83	1,18	10,83
$Na_2O$	0,32	0,13	0,42	0,17	1,45
$K_2O$	8,75	0,13	0,21	7,52	1,19
$H_2O$	0,40	0,28	0,20	0,34	–
П.п.п.	3,03	1,09	0,88	4,58	1,86
$P_2O_5$	0,02	Не оп.	Не оп.	0,02	0,05
Сумма	99,37	100,13	100,28	99,59	99,59
F, f					

Примечание. Минералы: 1 и 4 – биотит, 2 – гиперстен, 3 – диопсид, 5 – роговая обманка. Вмещающие породы: 1 – 3 – биотит-амфибол-двупироксеновый кристаллосланец, Скв. 4218, гл.230 м; 4 – 5 амфиболит.

Метаморфические породы принадлежат исключительно к богатому СаО изохимическому ряду и представлены биотит-двупироксеновыми и биотит-амфиболовыми кристаллосланцы, плагиогнейсами и амфиболитами. Преобладают пироксенсодержащие породы.

Биотит – красновато-коричневый даже в амфиболитах, типично гранулитового состава (табл. 4.17). Роговая обманка бледно-зеленая с буроватым оттенком. При достаточно высокой титанистости (1,6-1,7 %), железистости (42-49 %) и калиеистости (1,2-1,4 %) окраска роговой обманки довольно бледная. Возможно, это связано с ее низкой глиноземистостью (10-11 %). Голубовато-зеленая и зеленая роговая обманка, типичная для наложенной амфиболитовой фации, не встречается даже в амфиболитах. Роговая обманка замещается куммингтонитом. Клинопироксен ( $f = 30-40\%$ ) в мафитах преобладает над ортопироксеном ( $f = 43-5-50\%$ ). Оба пироксена отличаются от пироксенов из аналогичных пород Побужья низкими содержаниями  $Al_2O_3$ , СаО и  $TiO_2$ . Основность плагиоклаза - №№ 25-55.

Химические особенности метабазитов ЯТП заключаются в том, что их типичные представители – двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, – в сравнении с аналогичными породами Побужья и Росинско-Тикичского района являются более магниезиальными, менее кремнекислыми и менее глиноземистыми, то есть по этим параметрам отклоняются в сторону коматитовых составов. Они являются наиболее магниезиальными из всех аналогичных пород прилегающих районов, что иллюстрируется следующими данными по железистости: ядловско-трактемировские – 42, побужские – 49, росинские – 55, тикичские – 59 %. При всем том, эти породы отличаются высокими содержаниями щелочей: 2,96 %  $Na_2O$  и 2,24 %  $K_2O$ . Среднее содержание  $SiO_2$  – 51,6 %.

По своим петрохимическим особенностям мафиты ЯТП близки также к толеитовым базальтам, но отличаются от них низкими содержаниями СаО и высоким – щелочей. Последние два параметра позволяют сравнивать их с базитами спилит-диабазовой формации. Метаморфизм мафитов оценивается низкой гранулитовой фацией. По гиперстен-роговообманковому геотермометру Л.Л.Перчука температура составляет 760-780°C. Для толщи характерно слабое проявление регрессивного метаморфизма [178].

Химический состав ультрамафитов Ядрово-Трактемировской структуры.

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	44,55	46,34	46,90	46,00	46,33
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,10	0,15	0,42	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,13	7,60	6,00	7,69	1,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,69	5,60	4,70	1,96	4,88
FeO	6,60	6,10	6,50	7,04	6,75
MnO	0,11	0,07	0,08	0,11	0,11
MgO	23,39	36,38	19,76	20,80	22,00
8,54	8,54	7,85	9,95	9,66	10,23
Na <sub>2</sub> O	0,60	0,74	0,98	0,50	0,70
K <sub>2</sub> O	0,10	0,35	0,65	2,20	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,04	0,08	0,08	0,04
П.п.п.	3,13	1,95	2,96	2,01	2,23
CO <sub>2</sub>	0,48	0,10	0,40	0,20	0,30
SO <sub>3</sub>	0,03	0,10	0,06	0,07	0,02
Сумма	99,97	100,13	99,25	98,74	99,96
F	32,8	24,4	36,3	30,4	34,8
Fo	41,5	47,9	42,0	21,8	42,05

вполне могут сопоставляться с коматитами. Для сравнения: общая железистость перидотитов Среднего Побужья составляет в среднем 11,6 %, ЯТП – 20,5 %, Росинско-Тикичского района – 14,2 %; пироксенитов, соответственно, 18,5; 21,8 и 20,7 %. Ликвидусная температура исходной магмы, рассчитанная О.С.Корольчук по формулам Л.Л.Перчука и В.И.Ваганова для равновесия оливин-расплав, составляет 1350°C. Кристаллизация пары оливин-ортопироксен осуществляется при  $T=990-1070^\circ C$ . Ультрамафиты ЯТП отличаются также низкими содержаниями элементов группы железа. В перидотитах и пироксенитах они составляют, соответственно, (г/т): Ni 420 и 280, Co 60 и 40, Cr 1600 и 1040, V 100 и 90, Cu 30 и 40.

Перспективы никеленосности ультрамафитов неблагоприятны ввиду слабой дифференцированности тел, низкого содержания серы (среднее – 0,09 %), низкого содержания элементов группы железа. На классификационной диаграмме А.И.Богачева составы ультрамафитов ЯТП располагаются вне поля никеленосных комплексов.

Наконец, ультрамафиты ЯТП имеют поразительную особенность: они практически не серпентинизированы и слабо метаморфизованы, несмотря на небольшую мощность тел. Это говорит, возможно, о том, что в гипергенных условиях они находились не долго. Следовательно, находит подтверждение идея о тектонической пластине.

По данным гравиразведки, в районе с.Стеланцы установлено 12 тел ультрамафитов мощностью до 90 м и длиной до 550 м. В разбуренном профиле ультрамафиты составляют 2,8 %. Преобладают пироксениты, среди которых выделяются тела мощностью 2-3 м, сложенные перидотитами, оливиновыми гиперстенитами, вебстеритами и горнблэндитами. Перидотиты (гарцбургиты) сложены оливином ( $f = 16\%$ ) – 30 %, бронзитом ( $f = 18-20\%$ ) – 20 % и бледно-зеленой роговой обманкой, замещающей бронзит.

Оливиновые гиперстениты сложены гиперстеном и роговой обманкой с реликтами оливина в количестве до 10%. В вебстеритах содержится 15-20 % клинопироксена; распространены вебстериты незначительно. Рудные минералы ультрамафитов такие: магнетит – до 4 %, хромшпинелиды – до 1 %, пирит, пирротин, халькопирит – до 1 %.

В сравнении с аналогичными ультрамафитами Побужья породы ЯТП отличаются более высокими содержаниями  $Al_2O_3$ , СаО и щелочей и низким MgO (табл. 4.18). По высокому содержанию  $SiO_2$ , MgO, СаО и низкому  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  они

## 4.6. Гранитоиды

Днестровско-Бугский район – классическая область развития чарнокитоидов.

Существуют структурная и петрологическая классификации чарнокитоидов. Так, В.М.Шемякин и И.М.Лесная выделяют доскладчатые (раннескладчатые, догранулитовые, эндербито-гнейсы), соскладчатые (мигматит-чарнокиты) и позднекладчатые чарнокитоиды.

В порядке комментария следует заметить, что, исходя из правил петрографической номенклатуры под термином «эндербито-гнейс» следует понимать гнейс эндербитового состава, а под термином «гнейсо-эндербит» – разгнейсованный эндербит. Что касается термина «мигматит-чарнокит», то термин «мигматит», по нашему мнению, в данном случае вообще неприменим, т.к. выделить неосому и палеосому в чарнокитоидах практически невозможно. Это и неудивительно, поскольку эндербиты формировались ниже глубинного фронта мигматизации, при низком потенциале воды и щелочей. Автор считает, что для геолого-структурной характеристики достаточно выделить доскладчатые и послескладчатые чарнокитоиды. Кроме того, можно выделить три традиционных петрологических типа: гайворонский тип (доскладчатые гнейсо-эндербиты), ятранский тип (массивные послескладчатые чарнокитоиды) и литинский тип (реоморфические чарнокитоиды). Ятранский тип эндербитов выделил в 1957 г. Г.Г.Виноградов, гайворонский – И.Б.Щербаков [895]. Последний тип дал название гайворонскому комплексу, выделенному автором в 1984 г. и вошедшему в стратиграфическую схему щита в качестве древнейшего гранитоидного комплекса УЩ.

Видовая номенклатура чарнокитоидов регламентируется «Петрографическим кодексом Украины» [614]. История чарнокитовой терминологии – яркий пример того, как «железный занавес» препятствовал международному приоритету украинских ученых. Термин «чарнокит» появился в отечественной литературе благодаря публикациям В.И.Луцицкого. Н.И.Безбородько, учитывая обедненность украинских чарнокитоидов калишпатом и по аналогии с чарнокитовой серией Т.Холланда предложил для них название «бугитовая серия» за три года до того, как С.Тилли опубликовал свой термин «эндербит». К породам Украины этот термин впервые применил М.Г.Равич. Н.И.Безбородько предложил также термин «сабаровит» для лейкократового бугита (эндербита) и «украинит» для монзонита, в котором пироксен представлен исключительно или главным образом ортопироксеном. Термин «винницит» который до сих пор используется геологами, также предложил Н.И.Безбородько. Надо заметить, что Н.П.Семененко в своей последней работе [652] использует терминологию именно Н.И.Безбородько.

Массивные позднекладчатые эндербиты в действующей стратиграфической схеме вошли в два комплекса – литинский и бердичевский. Основанием для разделения этих чарнокитоидов, петрологически неразличимых, послужили радиоизотопные данные, причем данные неоднозначные. Так, если чарнокитоиды бердичевского комплекса уверенно датируются возрастом 2,02-2,06 млрд лет, то для таких же пород литинского комплекса получены две реперные даты – 2043 млн лет [499] и 2815 млн лет [702, 703]. Обе цифры получены для одного и того же локалитетского обнажения – карьера г.Литин по р.Згар. Обе цифры считаются реперными, но именно на их основании чарнокитоиды оказались разделенными. Противоречие здесь вполне объективное и заложено самой природой: И.М.Лесная датировала первичный докупольный циркон, который преобладает (устное сообщение И.М.Лесной), а Л.М.Степанюк – молодой циркон, отвечающий времени внедрения интрузива. Это соотношение молодой циркон – древний циркон подтвердил Л.М.Степанюк, определив самарий-неодимовым методом для пород вызывающего дискуссии карьера возраст, равный 3490 млн лет (CHUR) при цирконовом возрасте той же пробы 2060 млн лет. В геологической практике принято считать возрастом интрузива время его внедрения, тогда как исходное для него вещество может быть сколько угодно древним, поэтому мы принимаем для литинского комплекса молодой возраст – 2060 млн лет.

В.А.Курелин [461] определил на основе гравит- ортопироксенового геобарометра для чарнокитов Литинского купола давление 430 МПа, что отвечает глубине формирования около 16 км. На фоне обычного для бердичевских гранитов глубин залегания 25 км, этот факт нельзя объяснить иначе, как более молодым возрастом чарнокитоидов литинского комплекса в сравнении с бердичевскими гранитами. Купольный характер интрузии литинских чарнокитоидов подтверждается наличием под наиболее крупной из них – Литинской, – понижения в разделе Мохо и указывает на их возможную связь с мантией..

Бердичевские (чудново-бердичевские, чудновские) граниты – название, имеющее многолетние исторические традиции еще со времен первых отечественных петрографов. То, что в действующей схеме в бердичевский комплекс кроме гранитов вошли чарнокиты и виннициты повинен, возможно, автор, описавший в таком составе бердичевский комплекс [901]. В схеме формационного расчленения гранитоидов докембрия бердичевский комплекс был помещен в формацию чарнокитов и гранитов совместно с новоукраинским и букинским комплексами, что также следует признать неудачным.

Чарнокитоиды, ассоциирующие с бердичевскими гранитами (кстати, гранит – это тоже традиция, поскольку они являются по сути гранодиоритами) образуют среди них реоморфические купола, вынося на своих склонах виннициты, эндербитоиды гайворонского и ятранского типов. На геологических картах Подолия видно, что бердичевские граниты явно являются вмещающими для тел чарнокитоидов, что эти тела – не реликты более ранних пород и не дифференциаты бердичевских гранитов. Иными словами, имеет место нормальное соотношение интрузий и вмещающих пород: по отношению к бердичевским гранитам чарнокитоиды выступают как чужеродные и более молодые образования. Эта чужеродность выражается не только в геолого-структурных взаимоотношениях, петрохимии и минеральном составе, но также и в РТ-условиях кристаллизации. Так, если для бердичевских гранитов определенная по геотермометрам температура не превышает 680°C, то для чарнокитоидов она находится в пределах 700-780°C. Что касается винницитов, то они в среднем имеют совершенно одинаковый химический состав с бердичевскими гранитами [864] и являются, скорее всего, продуктом термального воздействия чарнокитов на бердичевские граниты, как это видно на рис. 4.17.



Исходный материал для чарнокитоидов и бердичевских гранитов разный. Если чарнокитоиды формировались, как полагают многие геологи, за счет архейских пород – тывровской толщи или гайворонских эндербитов, то бердичевские граниты – за счет березининской толщи (рис. 4.17). Согласно последним данным Л.М.Степанюка березининская толща имеет палеопротерозойский возраст и является возрастным аналогом тетеревской серии.

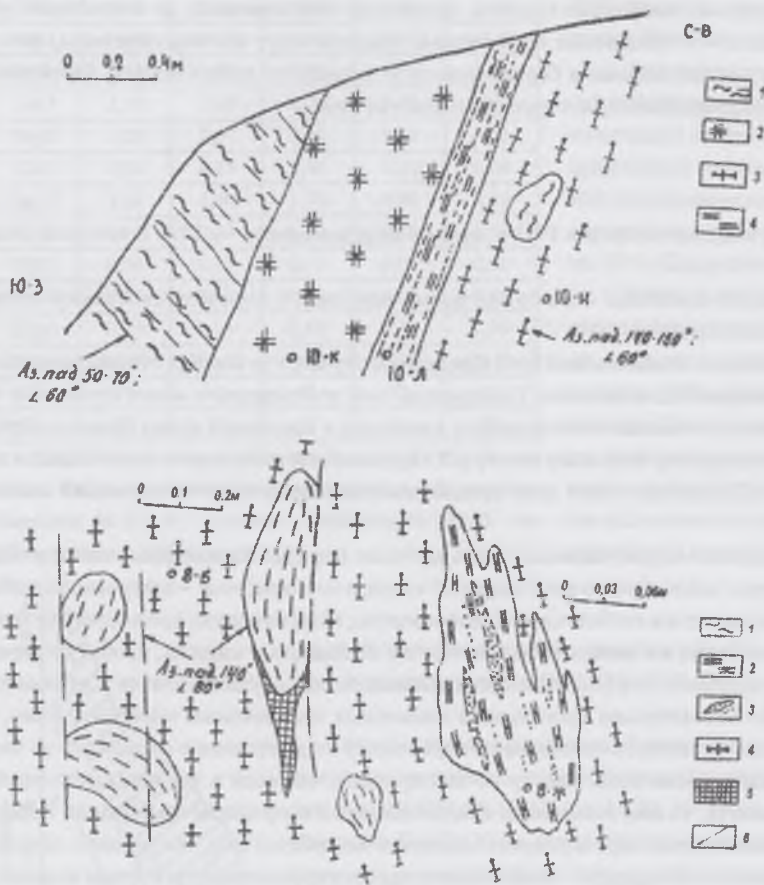


Рис. 4.17. Контакт виницита с эндербитом литинского комплекса, карьер с. Гнивань. 1 - биотит-пироксеновые кристаллоанцы, массивные и полосчатые, 2 - эндербиты, 3 - винициты, 4 - зона биотитизации в контакте. Рис. С.П.Кириллова.

На основании приведенных соображений все послескладчатые чарнокитоиды объединены в литинский комплекс. Литинский комплекс – более молодой, чем бердичевский. К литинскому комплексу отнесены также эндербиты и чарноэндербиты ятранского типа: их мы рассматриваем как начальную стадию зарождения чарнокитоидных куполов. В составе бердичевского комплекса объединены собственно бердичевские граниты, винициты и гранатые аплито-пегматоидные граниты.

Дискуссионным является также объем побужского комплекса.

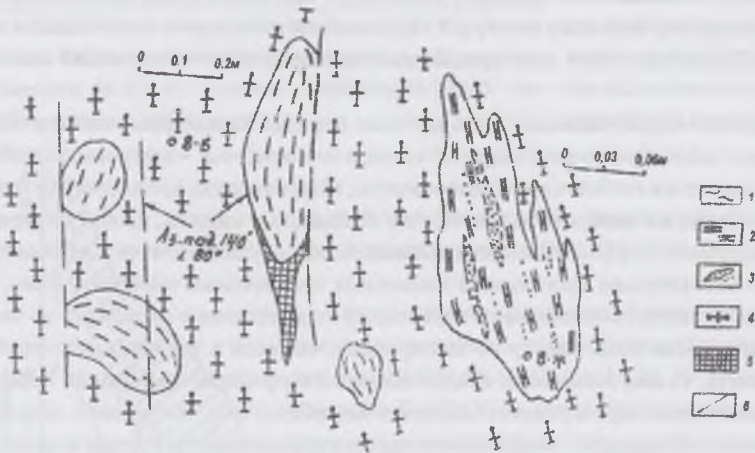


Рис. 4.18. Ксенолиты метаморфитов в виниците. 1 - биотит-гранатые кристаллоанцы, 2 - кальциферы, 3 - диопсидиты, 4 - виницит, 5 - серый жильный кварц, 6 - тектонические швы. Рис. С.П.Кириллова.

А.Н.Козловская в 1966 г., вероятно, впервые выделила в западной части щита подольский комплекс аплито-пегматоидных гранитов. Н.П.Щербак [864] убедительно показал, что здесь развиты два типа аплито-пегматоидных

гранитов: розовые биотитовые граниты, ассоциирующие с чарнокитами и двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллоанцами, и серые биотит-гранатые граниты, ассоциирующие с бердичевскими гранитами и виницитами. Между ними имеются существенные различия в условиях залегания, минеральном составе, петрохимии. Тем не менее, он считал возможным объединить оба типа аплито-пегматоидных гранитов в один побужский комплекс. Кстати, одновременно с Н.П.Щербаком [864] была опубликована книга Е.М.Лазько и др. [479], в которой это же название «побужский гранулитовый комплекс» имело совершенно иное наполнение, вероятно, близкое современному понятию СВК – структурно-вещественный комплекс. В настоящее время комплекс занимает постоянное место в стратиграфической схеме УЩ на уровне 2450 млн лет, хотя реперной даты для него не получено. Приведенная выше дата совершенно неприемлема прежде всего для гранат-биотитовых аплито-пегматоидных гранитов, хотя бы по той причине, что аплито-пегматоидная фация никак не может быть древнее материнских гранитов.

Розовые аплито-пегматоидные граниты пространственно обособлены от гранат-биотитовых гранитов. Розовые граниты широко распространены в южной части района, южнее области развития бердичевских гранитов и особенно широко в Приднестровье и по р.Юж. Буг от г. Ульяновка до г. Первомайск. Размеры массивов достигают 30 x 60 км. Все прочие виды пород располагаются в полях развития аплито-пегматоидных гранитов ксенолитообразно. Особенно явственно выступает связь аплитоидных гранитов с породами эндербитового состава, относимыми как к гайворонскому, так и к литинскому комплексам. В обоих случаях аплиты выступают как секущие. Связь с эндербитами настолько четкая, что возникает соблазн объединить их в один комплекс и только гигантское различие в возрасте препятствует такому объединению. Там, где биотитовые аплитоидные граниты контактируют с породами бердичевского комплекса, они, по словам Н.П.Щербака секут последние. С эндербитами литинского типа аплитоидные граниты нередко имеют расплывчатые контакты, по выражению Н.П.Щербака, «пресытивая» их. С эндербитами гайворонского комплекса контакты всегда резкие.

В отличие от гранат-биотитовых гранитов биотитовые аплитоидные граниты дают пегматиты, среди которых выделяются пегматиты и пегматоидные граниты с наложенной альбитизацией, размещенные в зонах контактов чарнокитов и биотит-гранатых мигматитов и секущие тела пегматитов, локализованные в чарнокитоидах. Последние имеют сложную конфигурацию и однородную структуру.

Наконец, полученная Л.М.Степанюком и др. [708] изохронная дата для розового биотитового гранита Среднего Побужья, равная 2036 млн лет, также не подтверждает принятого в стратиграфической схеме возрастного положения Побужского комплекса.

Мы считаем, что имеющихся в настоящее время и петрологических, и радиоизотопных данных достаточно, чтобы, во-первых, вывести из состава побужского комплекса гранат-биотитовые аплито-пегматоидные граниты, отнести их к бердичевскому комплексу и, во-вторых, поднять биотитовые аплито-пегматоидные граниты, слагающие этот комплекс, до возрастного уровня 2000-2100 млн лет. Если исходить из того факта, что биотитовые аплитоидные граниты секут все чарнокитоиды, включая литинские, то их геологический возраст следует считать моложе и бердичевского, и литинского комплексов. С биотитовыми аплито-пегматоидными гранитами возникают другие проблемы, которые обсуждаются ниже.

#### 4.6.1. Гайворонский комплекс

Гайворонский тип чарнокитов (эндербитов) выделен автором в 1975 г., затем в виде комплекса – в 1984 г., который в таком виде вошел в стратиграфическую схему.

Главная особенность эндербитов гайворонского комплекса – пластовая форма залегания и выраженная в разной степени полосчатая текстура. Эти породы участвуют в складчатости.

Эндербиты гайворонского типа слагают Гайворон–Завальевский блок Среднего Побужья, где вообще обнажены наиболее глубинные гранулиты. В других блоках – Первомайск–Голованевском, Подольском, они превращены в менее глубинные чарнокитоиды ятранского и литинского типов. В качестве локалитета гайворонского комплекса в настоящее время приняты породы, вскрытые карьерами «Казачий Яр» и «Одесский» по левому и правому берегу р.Ю.Буг, соответственно, между пгт Сальков и Завалье. Здесь они всесторонне изучены группой Н.П.Щербака. Были даже предложения переименовать гайворонский комплекс в «завальевский». Уж лучше бы в «казачий».

Эндербиты гайворонского комплекса – зеленовато-серые, сливные, очень прочные породы. Характерны текстуры эндербитов: наиболее лейкократовые эндербиты содержат линзообразно-пластинчатый кварц, а мезократовые – шнуровидные обособления цепочек пироксенов, что в совокупности придает им стебельчатую (сноповидную, шнуровидную, проволочную) текстуру. В продольном разрезе видны субпараллельные тяжи, а в поперечном разрезе они напоминают мишень, пробитую зарядом дробы. Шнуровидные текстуры – свидетельство активных дифференциальных движений; они осуществлялись в меняющемся поле напряжений, ориентированном вертикально относительно простирания сложенных пироксенами «шнуров». Ясно, что возникающая гнейсовидность является наложенной и никакого отношения к первичному напластованию отношения не имеет. Автор специально остановился на краткой характеристике этих текстур по той причине, что если в условиях ретроградной переработки эндербитов такие текстуры сохраняются, то они однозначно свидетельствуют о прошлом пребывании породы в гранулитовой фации. К сожалению, такое встречается редко: при перекристаллизации эндербитов они, как правило, исчезают.

Другая особенность чарнокитоидов гайворонского комплекса – микроструктурная неупорядоченность, которая выражается в гетеробластовом характере структуры. Сравнительно идиоморфны только плагиоклаз и гранат: все прочие минералы отличаются явно неправильной, а калишпата еще и пленочной формой.

Явления микроструктурной неупорядоченности некоторые авторы склонны рассматривать как признак активных процессов привноса-выноса компонентов хотя причина здесь иная – перестройка структуры в пластичном состоянии. Привнос калия происходил на послескладчатом этапе и привел к формированию порфиробластов калишпата на фоне сформировавшейся структуры. Форма калишпата всегда овальная и никогда не бывает прямоугольной в отличие от подобных образований в чарнокитоидах литинского комплекса. Интересно, что в гайворонских эндербитах почти не встречаются симплектитовые и мирмекитовые структуры – сказывается «сухость» среды. Поздние тектонические события в квазихрупкой среде привели к образованию тектонитов разной степени катаклаза вплоть до псевдотахилитов. В последних иногда обнаруживаются новообразования мелких идиоморфных кристалликов граната.

Эндербит – понятие не петрографическое, а скорее генетическое. Минеральный состав эндербитов: орто- и клинопироксен, гранат, биотит, плагиоклаз, калишпат, кварц. Количественные соотношения минералов очень разные и соответствуют ряду от кварцевого диорита до трондьемита. Более основные эндербиты обычно двупироксеновые, более кислые – гранат- и биотитсодержащие. Акцессорные минералы и их содержание (г/т) следующие: циркон – 12-180, апатит – 0-600, ильменит – 0-300, Магнетит и монацит появляются только с началом калишпатизации эндербитов.

Таблица 4.19.

Химический состав минералов из пород гайворонского комплекса

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	51,93	50,10	38,10	31,70
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,10	5,08	3,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	2,16	13,55	16,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	2,07	3,06	3,20
FeO	20,02	24,02	10,06	16,69
MnO	0,34	0,88	0,02	0,23
MgO	22,18	19,31	18,29	11,33
CaO	0,62	0,70	0,22	0,28
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,02	0,03	0,23
K <sub>2</sub> O	0,10	0,02	9,45	8,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,14	Не оп.	Не оп.
H <sub>2</sub> O	0,07	0,07	0,39	0,16
П.п.п.	1649	0644	1620	3689
F	Не оп.	0,28	0,08	0,50
Сумма	100,18	100,31	99,53	100,47
f	34	44	28	49

Примечание. 1,2 – ортопироксен, 3,4 – биотит. Вмещающие породы: 1 и 3 – эндербит меланократовый, р.Ятрань, с.Табунов, №766; 2 – эндербит, с.Каменечье, р.Синюха, № 724, 4 – чарноэндербит, г.Первомайск, № 25/56. Ав. № 4 – из коллекции А.Л.Литвина.

Таблица 4.20

Химический состав пород гайворонского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	71,42	65,3	63,93	68,60	55,10
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,55	0,77	0,03	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,29	16,28	16,08	18,07	15,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	1,90	1,21	0,85	3,55
FeO	2,73	3,03	4,38	0,72	5,90
MgO	1,25	2,19	3,80	0,45	4,62
CaO	4,30	4,87	4,36	5,22	6,58
Na <sub>2</sub> O	3,28	4,00	3,70	4,50	3,00
K <sub>2</sub> O	0,62	0,34	0,97	0,65	1,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,11	0,16	0,07	0,51
H <sub>2</sub> O	0,18	0,10	0,19	0,15	0,24
П.п.п.	0,38	1,03	0,82	0,22	1,24
Сумма	99,95	100,09	99,94	99,95	99,89
F	75	69	63	78	67
Fo	25	39	22	54	38

Примечание. 1 – эндрбит, птг Завалье, № 140; 2 – эндрбит, с.Сальков, № 146; 3 – биотитизированный эндрбит, с.Онисково, № 173; 4 – эндрбит, г.Гайворон, № 252; 5 – эндрбит, р.Ятрань, с.Дубово, № 746.

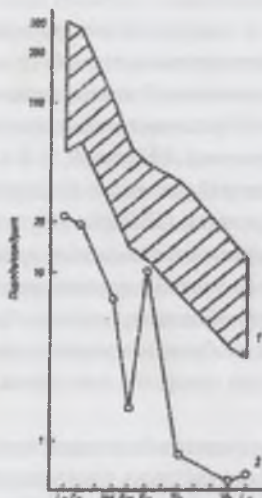


Рис. 4.19 Распределение РЗЭ в чарнокитоидах Днестровско-Бугского района. 1 - сводная диаграмма эндрбитов и плагиоچارнокитов (№№ 4770, 4771, 4773, 5077, 4889, 4896); 2 - эндрбит, р.Ятрань, № 4746.

Геохимические особенности эндрбитов изучены И.М.Лесной [499]. Средние содержания некоторых элементов в эндрбитах гайворонского комплекса изменяются в следующих пределах: Cr - 10-100, Ni - 7-50, Co - 11-30, V - 15-60, Rb - 20-55, Sr - 315-550 г/т. Максимальные содержания Ni, Co, Cr, V, Sr установлены в меланоэндрбитах, Rb - в чарноэндрбитах. Содержание стронция уменьшается по мере преобразования эндрбитов в чарнокиты литинского комплекса. По величине отношения Rb/Sr, согласно диаграмме К.Конди, мощность земной коры в районе преобладающего развития пород гайворонского комплекса (Среднее Побужье) оценивается в 25-28 км, литинского комплекса (Верхнее Побужье) - свыше 30 км [499]. Интересно, что примерно такие же соотношения - изменение мощности гранулитового (базальтового) слоя, - видны и на геотраверсе (см. рис. 3.2).

Содержание РЗЭ в эндрбитах гайворонского комплекса, как показала И.М.Лесная [499], ниже, чем в ассоциирующих с ними основных кристаллосланцах. Сумма РЗЭ находится в пределах 10-40 г/т, степень фракционирования  $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$  за счет низкого содержания тяжелых РЗЭ - 5-13. В отличие от двупироксеновых кристаллосланцев распределение РЗЭ в эндрбитах имеет положительную европиевую аномалию. Поскольку для более древних пород характерны низкие содержания РЗЭ и повышенные - Eu [26], то этот факт можно рассматривать как признак более раннего формирования эндрбитов в сравнении с кристаллосланцами.

Рис. 4.20. Распределение РЗЭ: 1 - в двупироксеновых кристаллосланцах; 2 - в эндрбитах гайворонского типа Среднего Побужья [499].

Эндрбиты гайворонского комплекса – древнейшие образования УЩ. Они служили петрофондом для целого ряда более молодых комплексов чарнокитоидов и, по убеждению автора, для всех нормальных гранитов протерозойского возраста.

Геохронология эндрбитов гайворонского типа изучена Н.П.Щербаком, И.М.Лесной, Л.М.Степанюком, В.М.Скобелевым и Ф.В.Бибиковой. Л.М.Лесная впервые опубликовала для эндрбитов гайворонского комплекса дату 3,0 млрд лет, определив ее как минимальный возраст, отвечающий гранулитовому метаморфизму. Позднее эту дату подтвердил Л.М.Степанюк и другие авторы. Когда была получена дата 3400 млн лет [499], определяющая время образования эндрбитов, стало ясно, что гранулитовая провинция Среднего Побужья по возрасту вполне сопоставима со знаменитой новопавловской толщей Приазовья. Вскоре это подтвердил Л.М.Степанюк, получив для циркона из гнейсо-эндрбита гайворонского комплекса из Одесского карьера птг Завалье реперную дату 3400 млн лет. Наконец, совсем недавно Е.В.Бибикова для того же карьера по ядру циркона определила возраст 3,65 млрд лет [948].

Ортопироксен имеет железистость в среднем около 40 % (табл. 4.19). Гранат пироп-альмандиновый. Его состав: альмандин – 65, пироп – 26, спессартин – 2,4, гроссуляр – 6 %. Биотит в типичных гайворонских эндрбитах сравнительно редок. Он красно-бурый, с содержанием TiO<sub>2</sub> около 4 %, f = 30-40 %. Плагиоклаз в среднем № 35. Он или совсем не сдвойникован или несет несовершенные клиновидные двойники.

Антипертитовую структуру плагиоклаз приобретает только в присутствии калишпата, причем он никогда, в отличие от плагиоклаза чарнокитоидов другого типа, не достигает состава мезопертита. Калишпат представлен ортоклазом с нулевой рентгеновской триклиностью и высокой термолюминесценцией. Его кристаллы индивидуализируются и обнаруживают пертитовую структуру только при содержании в породе свыше 20 %. Содержание альбитового компонента в калишпате около 20 %.

Химический состав гайворонских чарнокитоидов также изменяется в чрезвычайно широких пределах и в целом отвечает ряду пород от кварцевого диорита до тоналита, трондьемита и даже лейкоктрондьемита. Обнаруживается бимодальность состава в отношении ряда оксидов. Так, по содержанию кремнекислоты выделяются две группы составов: меланократовые эндрбиты с SiO<sub>2</sub> 55-62 % (андезиты) и мезо-лейкократовые с SiO<sub>2</sub> 65-75 % (дациты). Обособляются также две петрохимические ветви состава: субкальциевая (двупироксеновые эндрбиты) и субглиноземистая (гранатсодержащие эндрбиты).

По данным самарий-неодимового метода [707] вещество протолита эндербитов отделилось от мантии 3,8 (CHUR) или 3,9 (DM) млрд лет тому назад. Ко времени 3,65 млрд лет эндербиты представляли собой уже коровые породы с такими изотопными характеристиками:  $\epsilon_{Nd} = -1,8$ ; ISr от 0,701 до 0,709. Позднее Л.М.Степанюк [702] сделал уточнение. Эндербиты Гайворонского карьера имеют следующие параметры:  $\epsilon_{Nd} = -8,3$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr=0,7054$ ; чарнокитоиды Луполовского карьера:  $\epsilon_{Nd} = -4,7$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr=0,7025$ . Полудотрамиллиардная история преобразования эндербитов задокументирована в целом ряде генераций циркона. Наиболее древний коричневый и серый зональный магматический циркон датированы цифрой 3,65 млрд лет, за ним следуют розовый метаморфический циркон – 3,2-3,1, розовый метасоматический – 2,8-2,7 и бесцветный циркон из чарнокитоидов ятранского типа (антипертитовые чарнокиты) – 2,02 млрд лет.

Внимательно наблюдая за прогрессом в области радиоизотопной хронологии, можно заметить, что возраст многих древних образований типа чарнокитоидов постоянно возрастает. Это вполне закономерно, но существует и верхний предел для многих комплексов, поскольку их история растягивается едва ли не на 2 млрд лет и этот предел не менее нуждается в надежном датировании. Что же касается удреждения комплексов, то автор хотел бы высказать крамольную мысль: в будущем, по мере распространения и повышения экспрессности локального радиоизотопного анализа во многих породных комплексах будут обнаруживаться единичные кристаллы циркона с ядрами сколь угодно древнего возраста вплоть до лунного этапа существования Земли. Так, если принять эндербиты гайворонского типа за производные доархейских пород, то не следует удивляться, если в будущем мы получим для них даты свыше 4 млрд лет.

#### 4.6.2. Бердичевский комплекс

Впервые эти породы описал в 1851 г. К.М.Феофилакт, назвав их «бердичевским видоизменением» серых гранитов. Граниты изучали Н.И.Безбородько, В.Н.Чирвинский, Ю.Ир.Половинкина, А.Н.Козловская, Л.Г.Ткачук, М.Н.Ивантишин, В.П.Костюк, А.Я.Хатунцева и многие другие геологи старшего поколения. В качестве комплекса бердичевские граниты выделены В.И.Лучицким в 1947 г.

Бердичевские граниты всегда вызывали интерес и удивление исследователей. Интерес состоял в том, что эти внешне очень своеобразные граниты теснейшим образом связаны с породами предполагаемого субстрата и содержат нетипичные для гранитов минералы – жордиерит, силлиманит, андалузит. Удивление вызывали такие факты, как почти одинаковый химический состав этих пород на огромной площади развития, одинаковый состав и, соответственно, одинаковые РТ-условия кристаллизации феррических минералов в гранитах и ксенолитах гнейсов в каждом конкретном месте. Н.И.Безбородько, Л.Г.Ткачук, Н.П.Семенов, а В.И.Лучицкий – только впоследствии, признавали за бердичевскими гранитами интрузивный генезис. Н.П.Щербак рассматривает все гранитоиды западной части щита как продукты анатексиса гнейсов, С.М.Доброхотов [237] как результат магматического замещения глинисто-мергелистых осадков, Е.М.Лазько и др. [479] – как породы, возникшие вследствие изохимической или близкой к ней перекристаллизации с частичным расплавлением пород. Е.М.Лазько и др. впервые сделали акцент на бластовой структуре гранитов всего выделяемого ими побужского комплекса. Они ввели понятие «биотит-гранатовые бластиты» (бердичевские граниты) и «гиперстеновые бластиты» (эндербиты). Термины эти удачны для отображения генетической сущности пород, но петрографически совершенно неприемлемы: петрографическая номенклатура отвергает генетические аспекты в формировании названий таксонов.

Ясно, что жизнь всех коровых гранитов начинается по меньшей мере с гнейса или мигматита, продолжается в виде автохтонного гранита и заканчивается параавтохтонным или аллохтонным гранитом. Показательным примером таких превращений являются бердичевские граниты. Так, Приднестровье В.М.Венидиктов [158, 159] выделяет синкинематические биотит-гранатовые граниты и эндербиты, позднекинематические, содержащие резко очерченные ксенолиты отличного от гранитов состава, и посткинематические граниты жильного характера. При этом происходят закономерные изменения химического и минерального состава гранитов. В гранат-биотитовых гранитах понижается глиноземистость, основность плагиоклаза, возрастает калиевая щелочность и общая железистость. По данным Е.М.Лазько и др. [479], при превращении гранат-биотитовых гнейсов в бердичевские граниты в последних значительно уменьшается содержание  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , возрастают глинозем, степень окисления железа и, конечно, содержание щелочей. Обычно все эти изменения относят на счет привноса-выноса вещества, но, быть может, причина здесь в том, что исходные породы имели максимально приближенный к гранитам состав?

Самая неординарная гипотеза происхождения бердичевских гранитов принадлежит Ю.Ир.Половинкиной [622]. Она ведет их происхождение от двуокисно-плагиоклазовых кристаллосланцев, которые в результате сложных многостадийных метасоматических процессов превращаются в глиноземистые граниты. Слово «гранит» в применении к бердичевской породе она писала не иначе как в кавычках. Э.Б.Називкина [655, 656] ограничила образование за счет двуокисно-кислых кристаллосланцев только эндербитами. Это было время разгула метасоматизма в мировой геологии.

Наиболее полно бердичевские граниты описаны в книге Н.П.Щербака [864], который рассматривает в составе комплекса кроме собственно бердичевских гранитов также биотит-гранатовые мигматиты (виннициты). Переходы между ними всегда постепенные. Мы считаем правильным вернуться к первоначальному объему бердичевского комплекса, определенному В.И.Лучицким и Н.П.Щербаком, исключив из него чарнокитоиды. В объеме бердичевского комплекса мы рассматриваем и гранато-биотитовые граниты, которые Н.П.Щербак относит к аллито-пегматоидным и считает аллохтонными производными бердичевских гранитов. Эти граниты всегда сопутствуют бердичевским гранитам и биотит-гранатовым мигматитам, образуя линзы, реже – секущие тела и наследуют целый ряд признаков вещественного состава материнских гранитов. Известно несколько массивов биотит-гранатовых гранитов, где они достигают мощности 2-3 км.

По мнению Н.П.Щербака, между бердичевскими и житомирскими гранитами отсутствуют постепенные переходы. Однако, автором вместе с геологами С.П.Кирилловым и И.М.Этингофом наблюдались по обнажениям рек Тетерев и Гнилопять, в частности на участке обнажений локатипических бердичевских гранитов в районе г.Чуднов, вполне постепенные переходы от бердичевских гранитов к житомирским. В бердичевских гранитах сначала исчезает кордиерит, затем гранат, уменьшается количество биотита и возрастает его железистость с 55 до 60 %, уменьшается основность плагиоклаза, появляется таблитчатый мусковит, возрастает содержание калишпата, повышается его упорядоченность, изменяется набор аксессуарных минералов и гранит уже ничем не отличается от житомирского.

К аналогам бердичевских гранитов можно отнести синюхинские граниты бассейна р.Синюха и граниты Братского синклинария в южном обрамлении Новоукраинского плутона.

Следует определиться с термином «винницит», поскольку не все понимают его одинаково. По нашему мнению, винницит – это биотит-гранатовый калишпат-плагиоклазовый мигматит, нередко, но не всегда, содержащий гиперстен. Они входят в состав бердичевского комплекса.

Вследствие того, что в южной части массива бердичевские граниты принадлежат гранулитовой фации, некоторыми геологами, в частности И.С.Усенко они рассматривались в качестве древнейших гранитов щита. Однако еще в 1975 г. Н.П.Щербак определил для этих гранитов даты 2400-2100 млн лет, которые недавно Л.М.Степанюк уточнил уже реперной датой – 2060 и даже 1980 млн лет. Последние данные по бердичевским гранитам такие: возраст 2,04-2,08 млрд лет,  $I_{Sr} = 0,7029$ ,  $\epsilon_{Nd}$  от 0 до -1,3 [702]. Надо обратить внимание на то, что возраст чарнокитоидов литинского комплекса 2043, то есть равен или моложе возраста бердичевских гранитов. Возраст исходной для гранитов березнинской толщи 2400 млн лет, что соответствует возрасту тетеревской серии. Л.М.Степанюк получил целую серию определений самарий-неодимовым методом пород березнинской толщи из ксенолитов в бердичевских гранитах по таким породам: гиперстен-биотитовому плагиогнейсу, гиперстен-амфиболовому кристаллосланцу, биотитовому плагиогнейсу и известково-силикатному кристаллосланцу. Модельный возраст этих пород по (Chur) равен 2400-2200 млн лет, а по (DM) - 2450-2690 млн лет. Неудивительно наличие постепенных переходов от бердичевских гранитов к житомирским, т.к. это, в свою очередь, предполагает наличие постепенных переходов от березнинской толщи к тетеревской серии.

Многочисленные ксенолиты в бердичевских гранитах представлены преимущественно биотит- и гиперстен-гранатовыми плагиогнейсами, но также и амфибол-двупироксеновыми кристаллосланцами, кальцифирами и известково-силикатными кристаллосланцами. Форма многих ксенолитов угловатая. Ксенолиты часто имеют зональность, описанную Н.И.Безбородько и В.П.Костюком. Зональность состоит в последовательном приближении первичных парагенезисов ксенолитов к составу вмещающих пород через ряд метасоматических зон.

В обнажениях можно видеть, что гнейсы, в первую очередь биотит-гранатовые, являются в сущности мигматитами, т.е. бердичевские граниты формировались не за счет гнейсов, а за счет предварительно мигматизированных пород. Формирование же последних было возможным только в глубинной зоне мигматизации, т.е. в условиях амфиболовой фации. Наличие в составе пород представителей тывровской толщи свидетельствует о формировании гранитов на более глубинном уровне, чем березнинская толща.

Таблица 4.20.

Химический состав минералов бердичевских гранитов и винницитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	37,20	34,76	37,55	34,20	38,96	49,35	39,85
TiO <sub>2</sub>	0,09	1,39	-	1,71	0,28	0,33	4,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,20	22,07	19,67	19,10	21,11	4,53	15,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	2,40	1,12	3,46	3,89	2,36	2,70
FeO	32,89	16,59	34,19	19,97	27,92	24,88	12,27
MnO	1,52	0,07	2,90	0,13	0,57	0,23	0,03
MgO	4,09	10,10	2,72	8,51	5,00	16,55	13,45
CaO	0,25	0,07	1,09	0,06	1,58	0,13	0,74
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,15	0,13	0,20	0,13	0,07	0,45
K <sub>2</sub> O	0,20	9,10	0,10	8,12	0,30	0,16	7,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,09	0,07	0,03	0,02	0,02
H <sub>2</sub> O	-	0,16	0,24	0,42	0,01	0,41	0,10
П.п.п	0,10	3,02	0,34	3,74	0,09	1,13	2,70
Сумма	99,84	100,01	100,16	99,85	99,90	99,75	99,68
f							

Примечание. 1 – гранат, 2 – биотит, 3 – гранат, 4 – биотит, 5, 6, 7 – винницит, с.Корделевка, скв. 4090. 5 – гранат, 6 – ортопироксен, 7 – биотит. Вмещающие породы: 1, 2 – бердичевский гранит, с.Подоляны, р.Тетерев, № 2648, 3, 4 – мигматит бердичевский, с.Луцай, р.Тетерев, № 2186. Колл. автора.

Типичный бердичевский гранит серый, от светло- до темно-серого с кристаллами красного граната и голубым кварцем. Виннициты отличаются более темной серой окраской.

Бердичевские граниты массивные, среднезернистые до крупнозернистых и пегматоидных. Грубая полосчатость видна только в больших обнажениях. Выглядят граниты как типично магматическая порода, каковой они и являются. Аллохтонные биотит-гранатовые граниты еще более массивные, однородные мелко- до среднезернистых. Виннициты же имеют типично мигматитовый облик благодаря своей ясно выраженной полосчатости.

Микроструктура гранитов очень характерная – бластоагакластическая, что впервые отметили Е.М.Лазько и др. [479]. Она заключается в том, что более крупные и относительно идиоморфные таблицы плагиоклаза окружены более мелкозернистой тканью, сложенной калишпатом, кварцем и биотитом. Кристаллы плагиоклаза представляют собой бласты (очки, фазеры), возникшие в процессе собирательной перекристаллизации предварительно катаклазированного исходного материала. Такие структуры характерны для многих пород гранодиоритового состава УЩ. Калишпат играет подчиненную роль: его зерна нередко накладываются в виде довольно крупных кристаллов на основную ткань. Высокие содержания биотита и граната являются причиной того, что и по минеральному, и по химическому составу бердичевские граниты фактически являются гранодиоритами.

Таблица 4.21.

## Химический состав бердичевских гранитов и винницитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	67,29	68,02	63,13	61,35	66,62	65,68	70,98
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,48	0,74	0,71	0,47	0,51	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,90	16,42	16,23	16,17	15,82	15,99	14,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	0,69	1,67	1,39	1,54	2,11	0,95
FeO	3,50	3,26	5,45	6,47	3,90	3,79	1,71
MnO	0,04	0,02	0,09	0,09	0,05	0,04	0,04
MgO	1,85	1,55	2,62	3,54	1,94	2,18	1,33
CaO	2,22	1,80	2,19	3,10	2,20	2,93	1,56
Na <sub>2</sub> O	3,04	3,04	3,29	3,59	3,32	3,34	3,13
K <sub>2</sub> O	3,02	3,29	2,56	1,62	3,14	2,31	4,81
H <sub>2</sub> O	0,80	-	-	0,20	0,21	0,14	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,07	0,09	0,06	0,11	0,09	0,17
П.п.п.	0,94	1,06	1,43	1,55	0,98	0,68	0,50
Сумма	99,87	99,77	99,59	99,97	100,30	99,79	100,13
F.	72	72	73	69	74	73	67

Примечание. 1 – бердичевский гранит, с.Подоляницы, р.Тетерев, № 2648. 2 – бердичевский гранит, с.Кудинка, р.Ю.Буг. 3 – бердичевский гранит-мигматит, с.Луцаи, р.Тетерев, № 2186. 4 – винницит, г.Винница; 5 – бердичевский гранит, среднее из 43 анализов, 6 – винницит, среднее из 34 анализов; 7 – гранат-биотитовый гранит, среднее из 14 анализов. Анализы 2, 4, 5, 6, 7 – из [864].

Средний минеральный состав бердичевских гранитов и винницитов, согласно Н.П.Щербаку, одинаковый: плагиоклаз – 40, калишпат – 11, кварц – 27, биотит – 10, гранат – 11 %. Кроме того нередко, но далеко не всегда присутствуют кордиерит, силлиманит (фибrolит), авдалузит, графит. В винницитах нет четырех последних минералов, но часто присутствует гиперстен. Аллохтонные граниты отличаются высоким содержанием более упорядоченного калишпата – микроклина и отсутствием как кордиерита, так и гиперстена. Их средний минеральный состав [864]: гранат – 2,4, биотит – 7,7, микроклин – 45, плагиоклаз – 22, кварц – 22,5 %. Акцессорные минералы: прежде всего, монацит, затем циркон, апатит, рутил, ильменит.

Н.П.Щербак отмечает, что вблизи пачек амфиболов биотитовые граниты приобретают состав плагиогранитов; калишпат и гранат в них отсутствуют. Плагиоклаз в бердичевских гранитах и винницитах антипертитовый, часто мirmekитизирован. Его основность в гранитах №№ 20-30, в плагиогранитах – №№ 18-22.

Еще А.С.Марфуни отмечал, что калишпат бердичевских гранитов относится к числу наименее упорядоченных на УЩ. По нашим данным [635] его оптическая триклишность равна 0,19-0,34, рентгеновская – 0,0, рентгеновская термолюминесценция максимальная. Широко представлены разнообразные пертиты.

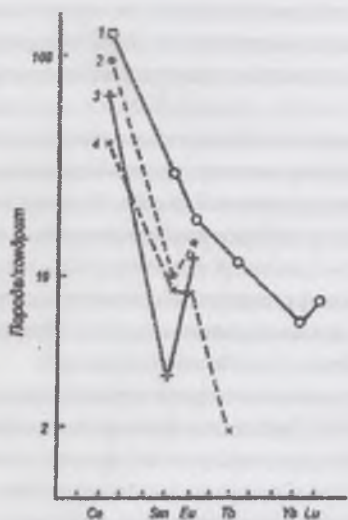


Рис. 4.21. Распределение РЗЭ: 1 – в бердичевском граните, № 3049; 2 – в кордиерите; 3 – в биотите; 4 – в плагиоклазе.

Фемические минералы этих пород подробно охарактеризованы в книге [864] (табл. 4.20). Биотит типичный для высокотемпературных анопелитовых гранитов. В шлифах он оранжевый, с красноватым оттенком. Содержание TiO<sub>2</sub> в среднем 3,20%,  $f = 42-52$  %, состав типично анопелитовый. В аллохтонных гранитах биотит еще более титанистый – TiO<sub>2</sub> около 4% и несколько менее железистый – 36-40%. Гранат в бердичевских гранитах пироп-альмандиновый. Средний состав граната: альмандин – 75, пироп – 20, спессаргин – 2, гроссуляр – 3%. В аллохтонных гранитах гранат несколько более магниезный: альмандин – 68-70, пироп – 25-28, спессаргин – 1,45, гроссуляр – 3%. В гранате из винницита альмандина 72, пироп – 21 %. Ортопироксен из винницита имеет  $f = 52$  %. Кордиерит впервые определен в гранитах В.И.Лучицким; на его примере он дал диагностический признак кордиерита в шлифах – наличие лимонно-желтых плеохроичных двориков («галло»). Впервые для УЩ этот минерал проанализирован В.П.Костюком. По данным Н.П.Щербака и С.М.Доброхотова [236, 864] железистость кордиерита составляет 36,5-43,3 %. Установлено [460, 462], что кордиериты содержат воду и CO<sub>2</sub> в сумме до 1,4 %. При этом в кордиерите гранулитовой зоны CO<sub>2</sub> преобладает над H<sub>2</sub>O, а в более низкотемпературных пегматитах соотношение обратное. При остывании гранитов происходит частичная дегазация кордиерита.

Приведенные выше данные характеризуют только усредненный состав фемических минералов. В действительности он изменяется в широких пределах, подчиняясь метаморфической зональности района. Любопытно, что химический состав фемических минералов в ксенолитах метапелитовых гнейсов и вмещающих бердичевских гранитов, как правило, одинаков. По гранат-биотитовому геотермометру для бердичевских гранитов определены параметры:  $T = 610-670^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 600$  МПа; для винницитов:  $T = 670-700^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 700$  МПа. Согласно последним расчетам В.А.Курепина по гранат-кордиеритовому геотермометру и гранат-кордиерит-силлиманит-кварцевому геобарометру [460] температуры кристаллизации бердичевских гранитов изменяются с  $850^{\circ}\text{C}$  на юге до  $650^{\circ}\text{C}$  на севере и давление, соответственно, изменяется с 830 МПа до 520 МПа. Эти данные отвечают глубинности формирования с 27 до 15 км, т.е. различие в эрозионном срезе юга и севера Бердичевского массива составляет 12 км.

Гранат-биотитовые аплитовидные граниты, по описанию Н.П.Щербака, являются аллохтонными образованиями. Они сопутствуют исключительно бердичевским гранитам и гранат-биотитовым мигматитам, образуя линзы, реже – секущие тела. Известно несколько крупных тел мощностью 2-3 км. От аплитовидных биотитовых гранитов они отличаются серой окраской, более однородной мелко- и среднезернистой структурой, более массивным характером. Минеральный состав аплитовидных гранитов отличается высоким содержанием микроклина и отсутствием кордиерита. Средний состав этих гранитов: гранат – 2,4, биотит – 2,7, микроклин – 45, плагиоклаз – 22, кварц – 23 %. Они несут ряд признаков материнских гранитов. Подобно бердичевским гранитам и в

отличие от биотитовых аплитовидных гранитов для них характерен дефицит кварца. Гранат-биотитовые граниты содержат более магниальный, чем в бердичевских гранитах, но несколько менее магниальный, чем в биотитовых гранитах гранат: альмандин – 68-70, пироп – 25-28, спессартин – 1,45, гроссуляр – 3 %. Биотит красновато-бурый,  $TiO_2 = 4\%$ ,  $f = 36-40\%$ .

Распределение РЗЭ в бердичевском граните дифференцированное, обычное для гранитов. Имеется слабый Eu-минимум: отношение  $Eu/Eu^* = 0,84$ . Сумма РЗЭ составляет 182 г/т и создается преимущественно за счет монацита.

Аццессорные минералы – монацит, циркон, апатит, ильменит, магнетит, – детально изучены Н.П.Щербаком. Бердичевские граниты и мигматиты известны своей повышенной монацитонасностью. Содержание монацита в них составляет 30-150 г/т, в пегматитах – в 3-4 раза больше, а в аллохтонных биотит-гранатовых гранитах – на порядок меньше. Установлены особенности монацита в разных типах пород. Так, монацит бердичевских гранитов содержит в среднем 5,8 %  $ThO_2$ , пегматоидных гранитов – 6,6, а аллохтонных гранитов – 12,9 %.

В табл. 4.21 подобраны заведомо разные анализы бердичевских гранитов, чтобы показать, насколько близки составы как гранитов, так и винницитов. Ни отдельные анализы, ни их средние не отвечают составу стандартного гранита. Формально, по содержанию  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$ , они должны быть отнесены к гранодиоритам. Все граниты по составу характеризуются как аполелитовые граниты с удивительно гомогенизированным составом по всем оксидам. Мигматиты, за исключением более низкой калиевоности, не отличаются от гранитов. Лейкокраповый и аллохтонный характер биотит-гранатовых гранитов ясно отражен в их высокой кремнекислотности, высокой калиевоности, низких фемичности и кальциевоности.

### 4.6.3. Литинский комплекс

Комплекс включает два генетически разных, но близковозрастных типа чарнокитоидов – ятранский и собственно литинский.

Чарнокитоиды ятранского типа – массивные, средне- и крупнозернистые до пегматоидных. Они образуют широкообразные, пластообразные тела, послонные и слепые жилы, секущие гнейсо-эндербиты. По-видимому, к таким жилам следует отнести описанную А.Я.Каневским и З.М.Тютюнником [334] дайку эндербитов плагигранитного состава с вкрапленностью ортопироксена, секущую гипербазитовый интрузив. Контакты с вмещающими эндербитами как четкие, так и диффузионные. Эндербиты содержат ксенолиты двупироксеновых кристаллосланцев с резкими контактами. Размеры тел эндербитов ятранского типа в пределах Гайворонского блока измеряются первыми метрами и десятками метров. Севернее, в бассейне р.Ятрань, они образуют мелкие массивы, объем которых еще не достиг критического, необходимого для внедрения. Появление чарнокитоидов ятранского типа знаменует спад давления и температуры и дает начало образованию чарнокитоидов литинского типа.

Чарнокитоиды литинского типа широко развиты в пределах Хмельницкого и Винницкого блоков Верхнего Побужья. При этом в Винницком блоке литинские эндербиты слагают целые автохтонные массивы и купола, нередко в окружении гнейсо-эндербитов гайворонского типа, иногда вмещающие эндербиты гайворонского и ятранского типов в виде ксенолитов. Интересно, что под Литинским куполом в структуре земной коры имеется погружение поверхности Мохо: значит, возможна его связь с мантией. В Хмельницком блоке литинские чарнокитоиды выступают уже как параавтохтонные интрузии, прорывающие вышележащие бердичевские граниты. Чарнокитоиды литинского типа содержат также ксенолиты пород гайворонской толщи: двупироксеновые кристаллосланцы, гранат-гиперстенные и гранат-биотитовые плагинейсы, ультрабазиты состава веряитов, кальцифиры и известково-силикатные кристаллосланцы (рис. 4.22).

Среди чарнокитоидов ятранского типа преобладают эндербиты и плагичарнокиты (чарноэндербиты). Благодаря ясно фанеритовой структуре они кажутся более лейкокраповыми. Состав чарнокитоидов литинского типа, напротив, очень разнообразный. Среди них встречаются практически все члены чарнокитовой серии, включая биркремиты и монциониты типа украинитов.

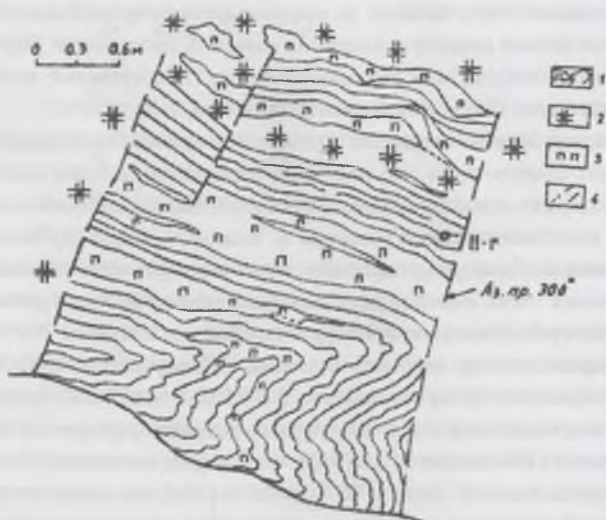


Рис. 4.22. Блок-ксенолит метаморфических пород в эндербите литинского комплекса. 1 – двупироксеновые кристаллосланцы, мигматизированные; 2 – эндербиты; 3 – пегматоидные эндербиты; 4 – тектонические швы. Рис.С.П.Кириллова.

Чарнокитоиды литинского типа, за исключением наиболее кислых, имеют характерную зеленовато-серую («мальгашскую») окраску; ятранские чарнокитоиды часто розовые. Микроструктура чарнокитоидов явно магматического типа – гилпидиоморфнозернистая, реже аллотриоморфнозернистая. Мирмекитовая и гранофировая структуры редки, что подчеркивает сухость исходной расплава.

Ортопироксен более железистый, чем в гайворонских эндербитах  $f = 45-65\%$ . Он отличается чрезвычайно низкой степенью окисления железа – до 3%. Клинопироксен является породообразующим минералом в ятранских эндербитах и единственным из пироксенов в мангеритах литинского комплекса. Его роль в чарнокитоидах заметно возрастает с повышением калиевоности. При обычной для чарнокитоидов же-

Таблица 4.22.

## Химический состав минералов чарнокитоидов литинского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	48,90	48,94	38,05	34,70	49,80	48,48
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,18	0,06	3,75	0,20	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	2,01	20,87	16,89	2,07	3,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,96	1,88	0,02	3,20	0,93	1,80
FeO	25,97	26,52	30,17	16,69	27,58	28,58
MnO	0,91	0,35	0,95	0,23	0,53	0,33
MgO	16,01	17,70	38,05	11,33	18,00	15,79
CaO	0,98	0,98	0,06	0,98	0,98	0,61
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,40	0,06	0,23	0,20	0,14
K <sub>2</sub> O	0,20	0,08	0,03	8,62	0,10	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,03	He оп.	He оп.	—	—
H <sub>2</sub> O	0,24	0,25	0,12	0,16	He оп	0,10
П.п.п.	1,40	1,01	1,42	3,89	He оп	0,51
F	—	—	—	0,50	—	—
Сумма	99,84	100,3	100,43	100,47	100,39	100,17
f	52	48		49	47	52

Примечание. 1 – гиперстен из эндербита ятранского типа, р.Синюха, № 1761; 2 – гиперстен из чарнокита ятранского типа, г.Первомайск, № 22/56, 3 – то же, гранат; 4 – то же, биотит; 5 – гиперстен из эндербита, шт Литин, № 86; 6 – гиперстен из чарноэндербита, с.Сабаров, №110. Ан.№ 5 из [499]. Прочие - колл. автора.

Таблица 4.23

## Химический состав пород литинского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	53,28	59,04	61,52	62,62	63,03	66,06	71,80
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,44	0,62	0,45	0,26	0,40	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,23	15,42	16,76	13,98	16,41	14,48	11,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	1,12	1,82	2,20	0,10	1,69	1,71
FeO	8,28	8,95	2,51	7,45	2,73	5,83	2,67
MnO	0,16	0,14	0,04	0,05	0,05	0,21	0,03
MgO	4,37	4,94	1,99	4,64	1,53	1,91	2,52
CaO	2,99	3,92	3,06	2,04	4,71	2,36	2,10
Na <sub>2</sub> O	3,70	3,44	4,60	3,15	3,60	3,43	2,00
K <sub>2</sub> O	4,48	1,10	4,78	2,72	6,00	2,81	3,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,08	0,08	0,07	0,53	0,12	0,01
H <sub>2</sub> O	0,28	0,19	0,00	0,31	0,00	0,12	0,18
П.п.п.	0,23	1,48	1,61	0,59	0,16	0,90	1,68
Сумма	99,59	100,26	99,51	100,30	99,59	100,32	99,56
F							
Fo							

Примечание. 1 – мангерит, с.Лукашевка, 2 – эндербит, шт Липовец, 3 – чарнокит, шт Вороновица, 4 – чарноэндербит, с.Сабаров, 5 – чарнокит, с.Лукашевка, 6 – чарноэндербит, г.Литин, 7 – чарнокит, шт. Липовец. Анализы из [219].

гласно последним данным [461], условия образования чарнокитоидов шт Литин следующие: T=725°C, P=430 МПа, уровень эрозионного среза 16 км. Таким образом, к Литинскому куполу, как, вероятно и к другим куполам, возможно, приурочен термальный купол. В структуре земной коры Литинскому куполу отвечает понижение Мохо [972], что говорит, возможно, об участии в его формировании мантийных источников. Изотопия кислорода в кварце такая: δ<sup>18</sup>O – 6,7-10 ‰ [499], что соответствует магматическим породам. В то же время, для чарнокитоидов литинского комплекса определены очень большие отрицательные значения ε<sub>Nd</sub> (-18-11,4) [707], свидетельствующие о длительной предыстории формирования этих пород. Учитывая эти данные, мы относим литинские чарнокитоиды купольного развития к магматическим породам корового происхождения.

лезистости 30-40%, клинопироксен мангеритоз отличается высокой степенью окисления железа – до 27 %, что сопровождается появлением в шлифах зеленоватой окраски. Железистость пироп-альмандинового граната не превышает 70-77 %. В чарноките ятранского типа состав граната следующий: альмандин – 65,5; пироп – 26,2; спессартин – 2,4; гроссуляр – 6,0 ‰ (табл. 4.22). Биотит обычный для гранулитов: красновато-бурый, f = 35-55 %, содержание TiO<sub>2</sub> = 4-6%. Калишпат таблитчатый, иногда в виде порфирировых вкрапленников. Насыщен разнообразными пертитовыми вросками, но мезопертит мало характерен. Оптическая триклинность калишпата обычно 0,15-0,25, рентгеновская около 0,0. По данным Т.А.Рокачук, калишпаты чарнокитоидов обладают очень высокой интенсивностью термолюминесценции, причем наиболее насыщен дефектами калишпат чарнокитоидов ятранского типа. Б.Г.Яковлев и др. [923] установили, что несдвойникованные ортоклазы содержат вакуоли первичного флюида в количестве до 0,5 % с растворами калия, натрия алюминия, кремния и других элементов. Оптически гомогенные калишпаты представляют собой субрентгеновские криптопертиты и находятся в метастабильном состоянии. Температура гомогенизации расплавленных пертитов составляет 780°C. При двойниковании минерал выделяет воду. Плаггиоклаз в ятранских эндербитах № 35-40, а литинских – № 25-30. Кварц характерный – голубой; его содержание редко достигает 30 % и чем выше содержание калия, тем меньше в породе кварца.

Содержание аксессуарных минералов в чарнокитоидах литинского комплекса следующие (г/т): циркон – 8-20, апатит – 4-190, монацит – 0-70, магнетит – 0-200, ильменит – 50-1500, сульфиды – 0-130. В сравнении с эндербитоидами гайворонского комплекса, где обнаружено до шести типов цирконов, в литинских чарнокитоидах их число уменьшается до двух, причем один из них явно реликтовый, гайворонского типа. С этим фактом, возможно, связаны расходящиеся радиоизотопные датировки. В ятранских чарнокитах установлен только один новообразованный циркон.

Содержание элементов-примесей ввиду большого минерального разнообразия этих пород мало показательны. Для главных элементов эндербитов ятранского и литинского типов в среднем они таковы, соответственно (г/т): Ni – 15 и 30; Co – 6 и 10; Cr – 15 и 50; Zr – 50 и 70; Ba – 100 и 150; Sr – 300 и 370; Rb – 150 и 30.

Химический состав литинских чарнокитоидов чрезвычайно разнообразен (табл. 4.23) поскольку зависит от состава замещаемых чарнокитоидов. Большая часть составов, особенно чарнокитоидов купольного литинского типа выходит за пределы тоналит-грандземитового ряда отклоняясь в сторону повышения калиевой щелочности. Наряду с обычными монцонитами выделяются также гиперстеновые монцониты, названные Н.И.Безбородько украинитами.

Средние составы ятранских и литинских чарнокитоидов различаются мало. Заметно лишь, что литинские чарнокитоиды более железистые и содержат менее окисленное железо, т.е. они кристаллизовались в более восстановительных условиях и, возможно, более глубокие, чем ятранские. Температуры формирования чарнокитоидов литинского комплекса очень высокие даже для Днестровско-Бугского района. По биотит-гранатовому термометру температура достигает 760°C, а по дупириксеновому, например в районе с.Лукашевка – 810°C. Со-



Содержание РЗЭ в чарнокитоидах ятранского типа

№№	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Yb	Eu/Eu*	Сумма РЗЭ
4771	94,0	143,0	59,0	11,0	3,5	0,62	2,6	0,33	24	1,35	314
5097	9,0	16,0	8,0	2,2	0,7	0,80	2,3	0,31	22,6	0,69	39
4889	25,0	62,0	45,0	8,4	2,3	1,7	3,3	0,43	5,1	0,73	148
4770	34,0	48,0	14,0	3,0	1,6	1,2	0,7	0,11	32	1,87	103
4773	44,0	72,0	40,0	7,0	2,0	0,8	1,3	0,16	23	0,96	167
4775	6,0	10,0	8,0	2,3	0,7	1,0	2,4	0,30	1,7	0,60	31
4677	48,0	83,0	26,0	3,9	1,1	0,62	3,9	0,52	8,2	0,85	167
4774	67,0	90,0	32,0	4,9	1,5	0,65	2,4	0,26	18,6	0,97	199
4776	38,0	64,0	25,0	6,2	1,1	0,57	1,1	0,12	23	0,63	136

Примечание. 4771 – эндербит, с.Дубово, р.Ятрань; 5097 – эндербит, с.Скалевое; 4889 – мелаэндербит, с.Орлово, р.Ятрань; 4770 – эндербит, там же; 4773 – плагиоэндербит, с.Табанов, р.Ятрань; 4775 – эндербит, там же; 4677 – чарнокит, там же; 4774 – чарнокит, там же; 4776 – чарнокит, там же. Колл. автора.

Распределение РЗЭ в чарнокитоидах ятранского типа дифференцированное, но по содержанию РЗЭ они очень разные (табл.4.24). Легкие РЗЭ резко преобладают. Их количество обычно находится на 100-200 хондритовых уровнях. Отношение  $Eu/Eu^*$  колеблется в пределах 0,8-1,3, европиевые аномалии чаще отрицательные, что говорит о повышенной фугитивности кислорода в сравнении с гайворонскими эндербитами. По содержанию суммы РЗЭ чарнокитоиды вполне сопоставимы с гранитами. Видимо, это объясняется очень лейкократовым характером породы и бедностью аксессуаров.

Распределение РЗЭ в литинских чарнокитоидах также очень разное и полностью зависит от содержания в породе калия. В породах типа кварцевых сиенитов и сиенитов сумма РЗЭ составляет, соответственно, 579 и 639 г/т, причем появляются отрицательные европиевые аномалии (рис.4.23). В эндербитах содержание РЗЭ обычно ниже, иногда всего 20-30 г/т, в чарнокитах – выше. Распределение европия незакономерное. Положительная аномалия чаще встречается в эндербитах. Степень дифференцированности РЗЭ также очень разная.

Генетические типы кристаллов циркона из чарнокитоидов и их радиоизотопный возраст основательно изучены И.М.Лесной и Л.М.Степанюком [499, 500]. Чарнокитоиды ятранского типа уверенно определяются опорной датой 2086 млн лет. Л.М.Степанюк с соавторами [703] исследовали циркон и монацит из голубокварцевого среднезернистого массивного зеленоватого чарнокита Молдовского карьера вблизи г. Первомайск. Судя по описанию – это чарнокит ятранского типа. Установлено, что  $\epsilon_{Nd}$  для чарнокита равен -18, что характеризует раннеархейский субстрат с возрастом менее 4015 млн лет. Авторы отмечают, что использование циркона, способного сохранять древний возраст, может быть ошибочным и предлагают использовать сингенетичный минерал – монацит. Возраст последнего из чарнокита – 2060 млн лет.

О возрасте чарнокитоидов литинского типа уже говорилось выше. Мы принимаем для него опорную дату в 2043 млн лет.

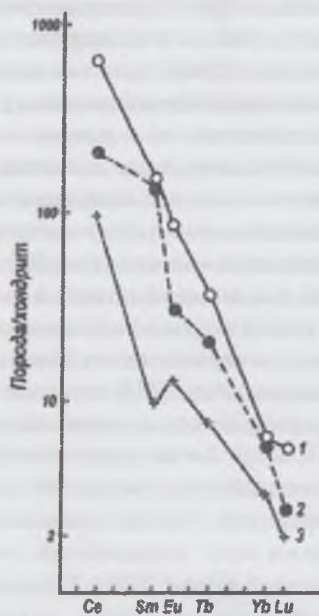


Рис. 4.23. Распределение РЗЭ в породах литинского комплекса: 1 – в сиените, № 3033; 2 – в кварцевом сиените, № 3035; 3 – в двупироксеновом чарноките.

По-видимому, с чарнокитоидами литинского комплекса связаны Остропольское и Любарское проявления молибдена в Староконстантиновском районе. Минерализация молибденита является наложенной и приурочена к тектоническим зонам.

#### 4.6.4. Побужский комплекс

В составе комплекса, на основании, главным образом, минералого-геохимических признаков, объединены три группы генетически, возможно, разных гранитоидов.

В Первомайско-Голованевском блоке хорошо обнажены породы, которые можно назвать лейкократовыми чарнокитами. Обычно они содержат небольшое количество граната, биотита и ортопироксена. Ассоциирующие с ними породы представлены преимущественно биотит-гиперстеновыми и биотитовыми гнейсами. Эти чарнокиты, в отличие от гайворонских эндербитов, всегда калишпатовые, более однородные и сопровождаются пегматойдными образованиями, в том числе и отчетливо секущими пегматитовыми жилами. Вслед за О.Б.Гинтовым [890] мы называем эти породы чарнокитами токаревского типа. Их гранулитовое происхождение не вызывает сомнений. По внешнему облику и составу к токаревским чарнокитам очень близки розовые гнейсо-граниты и мясокрасные граниты, не связанные непосредственно с гайворонскими эндербитами, хотя область их распространения в основном совпадает с площадью развития этих эндербитов – с южной частью Днестровско-Бугского района. Они также широко распространены в Приднестровье и на Среднем Побужье на участке от г.Ульяновск до г.Первомайск. Здесь

они представлены целым полем размерами около 60 x 30 км, в которое вкраплены тела пород днестровско-бугской, бугской серий и мафит-ультрамафитовой ассоциации. Е.М.Лазько и др. [ 479 ] выделили эти породы в качестве формации биотитовых гранито-гнейсов, считая, что они столь же неразрывно связаны с породами суперкрупной формации биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, как бердичевские граниты – с березинской толщей. Вывод вполне логичный. Можно даже высказать предположение, что гнейсы были источником для выплавления магмы ассоциирующих с эндробитами аплитов-пегматоидных гранитов, но в таком случае они должны располагаться, по крайней мере гидросметрически ниже гайворонских эндробитов. К сожалению, надежные возрастные определения относятся только к жильным гранитам.

Наконец, третий тип – хорошо известные по работе Н.П.Щербака биотитовые аплитов-пегматоидные граниты Подолии и аналогичные граниты Среднего Побужья.

В составе всех гранитов, как правило, участвует ортопироксен, но в гнейсо-гранитах он нередко замещен илдингситом, переходящим в биотит. Кроме ортопироксена, количество которого с увеличением калиевого гранитоидов становится исчезающе малым, в составе пород участвуют биотит, калишпат разной степени упорядоченности, плагиоклаз и голубовато-серый кварц. В аплитов-пегматоидных гранитах Подолии гранат отсутствует, но много биотита, а в гранитоидах наиболее эродированного Гайворон-Завальского блока отсутствует биотит, что придает породе массивный облик.

Для биотитовых аплитов-пегматоидных гранитов Подолии Н.П.Щербак дает такой средний состав: биотит – 7,7; плагиоклаз – 19,8; калишпат – 44,2; кварц – 19,8 %. Во всех видах пород комплекса монацит встречается так же часто, как и в бердичевских гранитах. С ним ассоциирует магнетит. Для гранитоидов комплекса, особенно для гнейсо-гранитов характерна пластиначатая текстура, обусловленная линзовидным кварцем.

Биотит бурый и красновато-бурый, высокотитанистый (табл. 4.25). Ближе к г.Первомайску красновато-бурый биотит замещается более низкотемпературным зеленовато-бурым биотитом, а также фибролитом и андалузитом. Калишпат низко упорядоченный: рентгеновская триклинность равна 0,0, содержание альбитового компонента 20–40 %.

Таблица 4.25.

Химический состав пород и минералов побужского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	71,15	70,62	69,63	70,38	66,27	72,20	36,15	34,70
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,37	0,20	0,23	0,40	0,05	5,53	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	14,17	12,51	15,12	17,09	14,23	16,05	20,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	1,40	2,80	1,10	1,25	0,29	3,91	
FeO	2,22	2,65	0,40	1,02	4,31	1,58	12,23	26,45
MnO	0,04	0,22	-	0,02	0,10	0,03	0,03	0,09
MgO	1,09	1,13	1,39	0,68	1,00	0,45	13,34	5,45
CaO	2,91	3,14	1,26	1,51	1,18	1,75	0,07	0,12
Na <sub>2</sub> O	3,80	3,38	4,00	2,87	2,82	1,96	0,65	0,25
K <sub>2</sub> O	1,20	1,72	7,20	5,86	3,54	5,65	9,16	8,10
H <sub>2</sub> O	0,37	0,26	-	0,24	-	-	0,24	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,09	0,20	0,09	0,10	0,14	-	0,06
П.п.п.	0,50	0,73	-	0,75	1,73	0,98	2,10	2,80
F	-	-	-	-	-	-	1,50	0,18
Сумма	100,34	99,68		99,88	99,79	99,31	100,96	100,11
F, f	72	78	70	76			40	

Примечание. 1 – розовый аплитов-пегматоидный гранит, пгт Завалье, р.Юж. Буг, № 142; 2 – розовый аплитов-пегматоидный гранит, с.Кошаро-Александровка, р. Юж. Буг, № 197; 3 – жильный крупнозернистый гранит, с.Чаусово, р. Юж.Буг; 4 – биотитовый аплитов-пегматоидный гранит, среднее из 34 анализов; 5 – жильный турмалиновый гранит, Чернопольский участок; 6 – турмалиновый гранит, Янишевский массив; 7 – биотит из аплитов-пегматоидного гранита, № 11/60; 8 – биотит из жильного гранита. Анализы: 4 – из [864], 5,6,8 – из [ 926 ]. Прочие – колл. автора.

зернистые, двуполовшпатовые с интересным набором цветных минералов: биотит, гранат, мусковит, турмалин, иногда силлиманит, кордиерит. Аксессуары: циркон, монацит. Биотит низкотитанистый, не характерный для Побужья. Турмалин железистый – шерл. От обычных гранитов побужского комплекса турмалиновые граниты отличаются пониженной кремнекислотностью.

Авторы [936] сопоставляют жильные граниты с породами Янишевского массива, описанного Г.А.Шварцем и А.А.Питаде как редкометалльные граниты. Массив размером 0,7x1,8 км имеет зональное строение: в центре турмалина мало, а на периферии его содержание достигает 10 %. Массив сопровождается жилами турмалиновых пегматитов. Их минеральный состав такой же, как и жильных гранитов, а вот аксессуары обильны и разнообразны: уранинит, самородный висмут, галенит, флюорит, ильменит, монацит, молибденит. Граниты лейкократовые, субглиноземистые.

ем биотита возрастает упорядоченность калишпата вплоть до микроклина. При этом возникает несовершенная двойниковая решетка и несовершенные порфиобласты калишпата. Диафорические изменения связаны с приближением к Ингульскому блоку и при этом не исключается постепенный переход.

Химический состав гранитов достаточно разный прежде всего в отношении содержания калия. Сравнительно низкокалиевые граниты токаревского типа, умеренно калиевые – биотитовые граниты Подолии и особенно высококалиевые – гнейсо-граниты (см. табл. 4.25). Они не отличаются от обычных, например, уманских или кировоградских гранитов.

Л.М.Степанюком и др. [708] датирован циркон из жильного розового крупнозернистого гранита с.Чаусово, р.Юж.Буг. Биотит красновато-бурый, кварц голубовато-серый, есть монацит. По составу гранит высококалиевый, типично аполелитовый (табл. 4.25). Циркон несет магматическую зональность. Его изохронный возраст 2036 ± 70 млн лет.

К побужскому комплексу следует, по-видимому, относить описанные М.А.Ярошук с соавторами [936] жильные турмалиновые граниты Среднего Побужья и граниты Янишевского массива.

Жильные турмалиновые граниты встречаются на многих золоторудных проявлениях в виде жил мощностью до 12 м. Авторами они рассматриваются как косвенный поисковый признак на золотопроявления. Граниты розовато-серые, массивные, средне-

## 4.7. Сублатформенные интрузивные комплексы

К настоящему времени в Днестровско-Бугском районе известны три массива интрузивных пород возрастом моложе бердичевского комплекса. Все они находятся в пределах распространения пород последнего и оказывают на граниты активное воздействие. Тем не менее, в действующей стратиграфической схеме, проскуровский комплекс находится на одном уровне с бердичевским. Радиоизотопными методами эти массивы охарактеризованы совершенно недостаточно; вероятно, их возраст заметно меньше 2 млрд лет. Все три массива находятся в Приднестровской части щита, за пределами его обнажений и вскрыты немногочисленными скважинами. Два массива – Проскуровский и Антоновский относятся к щелочноультраосновной формации [446]. Они располагаются в пределах двух линейных гравитационных минимумов северо-западного простирания: Проскуровский – в Подольском, Антоновский – в Летичевском. Реутский массив субщелочных гранитов мог бы выступать на уровне самостоятельного комплекса, но это преждевременно, учитывая его недостаточную изученность.

### 4.7.1. Проскуровский комплекс.

Комплекс включает два массива: Проскуровский и Антоновский

#### 4.7.1.1 Проскуровский массив щелочно-ультраосновных пород

Проскуровский массив щелочных пород открыт П.Ф.Брацлавским и описан в ряде работ И.Д.Царовского и П.Ф.Брацлавского [802, 803, 804, 805]. В своей первой публикации они характеризовали нефелиновые породы как результат фенинизации гранитоидов и твейтозитизации щелочноземельных пироксенитов. Эти процессы, по их мнению, должны были сопровождать типично интрузивные щелочные породы. Впоследствии авторы относили массив к центральному типу, но рассматривали его как продукт нефелинизации разнообразных по составу пород, которые и дали в результате все разнообразие щелочных пород. Свои представления И.Д.Царовский с соавторами обосновывали радиоизотопными данными по калий-аргоновому методу: возраст исходных, по их представлениям, клинопироксенитов определен в 1700 млн лет, а нефелинсодержащих пород – в 1235-1255 млн лет. Все проявления щелочных пород Днестровско-Бугского района они увязывают в единую дугообразную систему, охватывающую юго-восточную часть щита. С.Г.Кривдик с соавторами [439, 440] произвели ревизию имеющегося материала и пришли к заключению об интрузивно-магматической природе Проскуровского массива. Они отнесли его к щелочно-ультраосновной формации, прямо сопоставляя с Черниговским карбонатитовым массивом. Возраст циркона из нефелинового сиенита. Проскуровского массива, определенный прямым эмиссионным методом составляет  $2100 \pm 40$  млн лет.

Проскуровский массив расположен в 45 км к югу от г.Хмельницкий, за пределами обнаженной части УЩ, на юго-восточной окраине Хмельницкого блока в пределах Подольской тектонической зоны. Массив вместе с фенитами имеет близкую к изометричной амёбовидную форму, размеры 3 x 5 км и размещен в поле бердичевских гранитов (рис.4.24). Авторы [439] относят к Проскуровскому массиву мощный ореол фениitizedированных вмещающих пород, которые приобрели состав сиенитов и граносиенитов. Мельтейгиты, ийолиты, нефелиновые сиениты, пироксеновые ультрабазиты слагают в поле фениитов небольшие участки в сумме около 20 % от всего поля фениитов. В разрезе массив представляет собой перевернутый конус, сердцевину которого слагают мельтейгиты, а крылья - прочие щелочные породы. Схема эта, однако, сильно идеализирована, поскольку в разрезах скважин разновидности щелочных пород мощностью в первые метры перемежаются с фениитами. Их контакты всегда резкие и в фениитах, по утверждению [439, 440], нет нефелина.

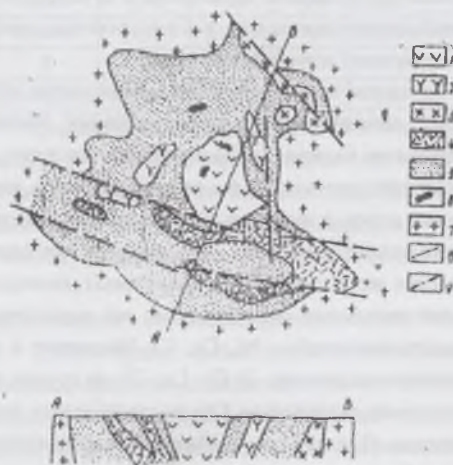


Рис. 4.24. Схема геологического строения Проскуровского массива и предполагаемый разрез по линии АБ [440].

1 – мельтейгиты; 2 – ийолиты; 3 – лейкократовые и полевопшатовые ийолиты; 4 – нефелиновые сиениты; 5 – фенииты и щелочные сиениты нерасчлененные; 6 – участки существенно пироксеновых ультрабазитов (якупирангитов и твейтозитов) среди мельтейгитов и фениит-сиенитов; 7 – вмещающие гранитоиды чудново-бердичевского комплекса; контуры массива и границы между разновидностями пород; 9 – разрывные нарушения.

Среди нефелиновых пород, по данным [439], преобладают нефелиновые сиениты и ийолит-мельтейгиты, меньше малинитов и наиболее редки якупирангиты. Среди нефелиновых сиенитов выделяются ювиты (основные нефелиновые сиениты), фойяиты (нефелиновые сиениты среднего состава), пуласкиты (бедные нефелином). Для нефелиновых пироксенитов (якупирангитов) предполагается кумулятивное происхождение.

Нефелин имеет состав: нефелин – 71-76, кальсилит – 14-18, кремнеземистый минал 5-8 % (табл. 4.26). Щелочные полевые шпаты представлены мезопертитом анортоклазового валового химического состава и альбитом. Пироксен – эгирин-салит с железистостью 45-52 % и содержанием акмитового минала 17-30 %. Биотит среднежелезистый (44-57 %), титанистый (2,9-4,8 % TiO<sub>2</sub>) с низким содержанием алюминия и высоким – фтора (0,6-1,9 %). Амфибол представлен редко встречающейся разновидностью, промежуточной

Таблица 4.26.

## Химический состав минералов Проскуровского массива.

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,48	50,60	39,20	39,24	35,80	36,10	40,23	38,09
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,60	2,60	1,71	4,76	4,36	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,88	3,14	9,80	14,28	13,87	13,74	28,06	27,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,16	6,05	6,00	4,78	3,09	2,36	-	-
FeO	8,05	7,90	15,00	11,66	17,67	17,38	-	-
MnO	0,42	0,38	0,40	0,24	0,28	0,24	-	-
MgO	8,72	9,05	9,50	9,33	12,64	13,00	-	-
CaO	18,86	18,66	8,60	11,78	-	-	0,55	0,77
Na <sub>2</sub> O	3,14	3,05	3,92	2,68	0,08	0,28	14,20	13,76
K <sub>2</sub> O	-	-	1,44	1,90	9,32	9,06	3,60	4,00
H <sub>2</sub> O-	0,10	0,10	0,00	0,00	-	0,06	-	-
П.п.п.	0,15	0,00	2,12	1,64	2,42	2,43	-	-
F	-	-	-	0,94	0,88	1,11	-	-
Сумма	99,6	99,53	99,58	100,1	100,8	100,1		
F	48,0	46,0	55,0	49,0	48,0	46,0		

Примечание. 1 – эгирин-салит из мельтейгита, скв.148; 2 – эгирин-салит из ийолита, скв. 2003; 3 – амфибол из мельтейгита, скв.148; 4 – гастингсит из малиньгита, скв.2043; 5 – биотит из мельтейгита, скв. 2012; 6 – биотит из ийолита, скв.2003; 7 – нефелин из мельтейгита, скв.212; 8 – нефелин из ийолита, скв 2002. Анализы из [ 476 ].

Таблица 4.27.

## Химический состав пород Проскуровского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	41,83	44,96	44,99	46,18	45,41	49,27	55,63	66,40	62,29
TiO <sub>2</sub>	1,91	1,34	0,74	0,94	1,14	0,37	0,57	0,49	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,96	5,19	13,79	17,09	19,66	22,52	21,34	14,27	15,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,86	7,04	3,90	4,61	2,44	2,16	3,16	1,49	2,33
FeO	11,82	7,42	6,05	5,18	6,98	4,27	2,16	2,28	1,73
MnO	0,27	0,25	0,20	0,15	0,13	0,07	0,08	0,05	0,09
MgO	7,49	8,87	5,42	4,75	5,65	2,46	0,50	1,52	0,83
CaO	16,87	16,02	10,47	8,37	7,55	3,65	1,52	2,89	4,10
Na <sub>2</sub> O	2,96	3,46	7,40	8,00	5,00	9,52	8,84	5,90	7,06
K <sub>2</sub> O	0,44	1,40	2,42	2,82	3,05	3,41	4,10	3,45	4,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,04	0,38	0,81	0,37	0,06	0,40	-	0,30	0,06
S	0,36	0,05	0,47	0,06	0,05	0,06	0,01	-	-
CO <sub>2</sub>	0,86	2,39	1,81	0,20	0,76	0,41	0,72	-	-
П.п.п.	1,08	0,96	1,15	0,86	1,68	0,87	1,03	0,12	0,47
H <sub>2</sub> O-	0,01	0,12	0,15	0,13	0,17	0,15	0,07	-	-
Сумма	99,76	99,85	99,77	99,71	99,73	99,59	99,73	99,92	99,53
(Na+K)/Al	1,08	1,39	1,07	0,95	0,59	0,86	0,89	0,94	1,11
F	59,0	47,0	50,0	53,0	48,0	59,0	85,0	57,0	71,0

Примечание. 1 – альбит-биотит-амфибол-пироксеновая порода, скв.5110; 2 – “ксенолит” якупирангита в ийолите, скв.2046; 3 – мельтейгит, скв.148; 4 – ийолит ме-лавократовый, скв.2002; 5 – малиньгит биотит-амфиболовый, скв.2043; 6 – ювит амфибол-биотит-пироксеновый, скв.2046; 7 – нефелиновый сиенит биотитовый (мясцит), скв.148; 8 – фенит промежуточный с каймами клинопироксена и амфибола вокруг кварца, скв. 2043; 9 – бескварцевый фенит. Анализы из [439]

ментов. Фенитизация пород происходит с привнесением натрия, а баланс кремнекислоты не нарушается. Объем замещаемых пород также не нарушается за счет образования более плотного минерала – клинопироксена. В результате фенитизации нефелиновые породы оказываются «отгороженными» от вмещающих гранитов полевошпатовым барьером, благодаря которому эти граниты сохраняются от плавления под воздействием высокотемпературной щелочной магмы. Фениты и твезиты изредка подвергаются воздействию наложенных процессов – альбитизации, биотитизации, амфиболитизации. При этом возникает гранобластовый альбит, а рихтерит фенитов преобразуется в гастингсит. По аналогии с Черниговским массивом, где альбиты возникают в экзоконтакте карбонатитов, открытие последних прогнозируется и в Проскуровском массиве.

между гастингситом, магнезиопарамитом и магнезио-катафоритом, аналогичной амфиболу Черниговского массива. Апатит относится к фторапатиту. Его содержание в апатитовых пироксенитах достигает 10 %. Сумма TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в апатите составляет 0,70-1,40 %, а в апатите из фенитов – до 2 % с преобладанием цериевых земель. Содержание магнетита в породах относительно низкое. Кальцит – первично-магматический минерал: его кристаллы нередко включены в силикаты.

Фениты имеют состав щелочного сиенита, граносиенита или щелочного гранита. Мощности фенитовых ореолов отдельных тел щелочных пород достигает 1 км и не зависит от состава провоцирующих пород. Переходы между вмещающими гранитами и фенитами постепенные. Реликтовые породы среди фенитов представлены бердичевскими гранитами, эндебитами, чарнокитами, кристаллосланцами и гнейсами. На начальных и средних этапах фенитизации гранитов плагиоклаз замещается калишпат-пертитом или альбитом, кварц группируется в более крупные обособления, окруженные тонкой оторочкой эгирин-салита, который кристаллизуется и в основной щелочнополевошпатовой ткани. Возникают характерные келифитовые структуры, различимые даже визуально. Обычно в фенитах наблюдается мозаичное чередование фенитовой и реликтовой составляющих. С усилением фенитизации исчезает кварц, уменьшается содержание биотита, появляется сфен. При фенитизации чарнокитоидов гиперстен непосредственно замещается бледно-зеленым клинопироксеном, который по мере замещения приобретает все более зеленый, эгириновый характер. Гранат в щелочном флюиде растворяется одним из первых минералов. В конечном итоге кварц исчезает полностью, увеличивается содержание мезоперрита, исчезает биотит, порода становится более крупно- и равномернозернистой, а по минеральному составу отвечает щелочному сиениту, но без нефелина.

Химический состав пород, как отмечают [439], вполне отражает их минеральный состав (табл.4.27). Высокий коэффициент апатитности обусловлен содержанием эгирин-салита, а его понижение связано с биотитизацией и амфиболитизацией.

Выступая против гипотезы образования нефелиновых сиенитов путем нефелинизации обычных гранитоидов, авторы [440] в качестве главного доказательства указывают на резкие контакты нефелиновых пород и фенитов, на отсутствие нефелина в последних. Кроме того, пироксениты щелочного комплекса не содержат ни реликтовых минералов щелочноземельных пироксенитов, ни характерных элементов-примесей – Ni, Co, Cr. Напротив, в них повышено содержание P, Ce, La, Zr и других эле-

С.Г.Кривдик и И.И.Ткачук [446] видят многие признаки сходства Проскуровского массива с Черниговским. Это – одинаковый состав пород, породообразующих минералов, наконец, чисто внешнее сходство. Различие заключается в форме массивов: Черниговский линейно-выгнутый, Проскуровский – центриклинальный.

#### 4.7.1.2. Антоновский массив щелочноультраосновных пород

Антоновский массив расположен в 10 км к северо-востоку от г.Летичев. Он был открыт также в Приднестровской части щита вслед за Проскуровским массивом. Первая публикация И.Д.Царовского и П.Ф.Брацлавского об этом массиве появилась в 1980 г. [804]. Известно, что при выяснении генезиса тех или иных образований И.Д.Царовский отдавал предпочтение метасоматозу, поэтому они с П.Ф.Брацлавским определили щелочные породы как фельдшпатизированные и амфиболизированные пироксениты и малиньиты. Более ортодоксальное и более убедительное толкование имеющегося kernового материала дали С.Г.Кривдик с соавторами [446]: они обосновали принадлежность массива к щелочноультраосновной формации. Радиоизотопный возраст определен по циркону из фенитов и равне  $1940 \pm 100$  млн лет.

Антоновский массив имеет овальную, ориентированную на северо-запад форму, и размеры 3,0 x 1,5 км, а в разрезе – форму перевернутого колуса с центриклинальным падением пород, типичную для щелочных интрузивов. Согласно устному сообщению С.Г.Кривдика схема геологического строения Антоновского массива сейчас несколько иная, но новая схема еще не опубликована. Разновидности интрузивных щелочных пород слагают маломощные тела и в разрезах скважин обычно перемежаются с фенитами. Как считают [450], Антоновский массив имеет много общих черт с Проскуровским массивом и, соответственно, с Черниговским. По нашему мнению, главные отличия от Проскуровского массива – меньшая мощность фенитового ореола вокруг Антоновского массива и наличие в его составе эссекситов – щелочных нефелиновых габброидов.

Авторы [450] выделяют в составе массива пять групп пород.

Химический состав (мас.%) минералов и пород Антоновского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	46,78	44,12	45,89	47,74	47,07	63,26	50,74	41,20	39,95
TiO <sub>2</sub>	2,40	1,61	2,28	2,38	0,74	0,54	0,64	3,22	5,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,84	14,35	6,63	10,56	22,49	14,08	3,82	10,70	13,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	2,95	3,81	7,21	3,84	0,36	4,13	1,95	1,83
FeO	10,92	8,60	12,60	10,29	4,68	6,10	7,90	14,40	16,42
MnO	0,18	0,19	0,36	0,21	0,12	0,10	0,20	0,20	0,13
MgO	8,30	6,11	7,52	7,22	1,53	3,78	9,79	10,38	14,29
CaO	12,32	12,20	14,50	12,54	3,68	2,24	20,76	11,04	-
Na <sub>2</sub> O	2,77	3,76	2,22	3,42	8,92	5,46	1,50	3,28	0,30
K <sub>2</sub> O	1,20	1,49	1,10	1,20	4,10	2,66	0,12	1,25	9,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,70	0,23	2,00	0,58	0,73	0,16	-	-	-
S	0,25	1,74	0,18	0,25	0,05	0,14	-	-	-
CO <sub>2</sub>	0,60	2,17	0,60	0,99	1,32	0,67	-	-	-
F	-	0,40	0,23	0,31	-	-	-	0,68	0,75
H <sub>2</sub> O	0,22	0,29	0,11	0,19	0,06	0,04	-	0,10	-
П.п.п.	1,12	0,29	0,80	1,38	0,62	0,38	0,23	2,03	2,48
Сумма	99,83	101,02	99,83	100,556	99,9575	99,97	99,83	100,55	100,0242
F	45	51	55			49	31	47	
(Na+K)/Al	0,54	0,54	0,86	0,65	0,85	0,84			

Примечание. 1 – безнефелиновый эссексит, скв.197; 2 – нефелинсодержащий эссексит, скв.191; 3 – щелочной пироксенит, скв.191; 4 – мельтейгит амфибол-пироксеновый, скв.189; 5 – фойяит-ювит, скв.189; 6 – фенит дупироксеновый с кварцем, скв.191; 7 – эгиринсодержащий салит из щелочного пироксенита, скв.196; 8 – баркевикит из якупирангита, скв.191; 9 – биотит из эссексита, скв.197. Все анализы из [450].

якупирангиты – мельтейгитов и ийолитов. Оба вида являются наиболее ранними породами.

Третья группа – ийолит-мельтейгиты, малиньиты, ювиты – выступают в виде жил среди эссекситов и пироксенитов. Преобладают ийолиты и полевошпатовые ийолиты. Состав пород: полевой шпат, нефелин, пироксен, амфибол, биотит, кальцит. Пироксен также представлен зеленым эгирин-салитом, замещается гастингситом. Полевые шпаты представлены олигоклаз-альбитом либо мезопертитом типа анортотклаза.

Четвертая группа – нефелиновые сиениты – также встречаются в виде жил и прожилков. В порфировидных породах и вкрапленники, и основная ткань сложены мезопертитом с преобладанием альбита. По количественному соотношению полевых шпатов и нефелина выделяются разновидности: ювитовые (нефелин преобладает), фойяитовые и пуласкиитовые (нефелина мало). Темноцветные минералы: эгирин-салит, гастингсит и биотит.

Первая группа – эссекситы и безнефелиновые эссекситы внутренней зоны массива – олигоклаз-баркевикит-эгирин-салитовые габброиды. Состав пород: плагиоклаз (олигоклаз или альбит № 10) – 10-40 %; зеленый эгиринсодержащий салит или салит, иногда с ядрами зеленовато-бурого титанистого авгита – 30-60 %; буровато-коричневый баркевикит, в безнефелиновых эссекситах – титанистый гастингсит – 5-30 %, высокотитанистый биотит – 5-15 % (табл. 4.28). Аксессуары – кальцит, апатит, ильменит, сульфиды. В собственно эссекситах содержится до 20 % нефелина.

Вторая группа – щелочные пироксениты и якупирангиты (нефелинсодержащие щелочные пироксениты). Состав: зеленый в шлифе эгирин-салит – 70-90 %, который замещается баркевикитом, титанистым гастингситом и биотитом, ферригиперстен, плагиоклаз, нефелин, кальцит. Аксессуары: ильменит и апатит. Последний иногда присутствует в породообразующих количествах. Предполагается [450], что пироксениты могут быть дифференциатами эссекситов, а

Пятая группа - фениты и щелочные сиениты, - по минеральному составу сходны. Щелочные сиениты содержат ортоклаз-пертит и пироксен. Большинство пород сиенитового состава авторы [450] относят к фенитам. Фениты повсюду отделяют щелочные породы от вмещающих гранитов, а сами фениты, по-видимому, отделены от гранитов зонами катаклаза. При фенитизации, как обычно, первоначально вокруг кварца возникают оторочки мезопертята и эгирин-салита. В контакте плагиоклаза и кварца развивается все возрастающая оторочка щелочного полевого шпата. Кроме клинопироксеновых, обнаружены не характерные для фенитов двупироксеновые и даже ортопироксеновые породы. Конечный продукт фенитизации – щелочной эгирин-салитовый сиенит.

Авторы [450] считают, что петрографический набор пород Антоновского массива позволяет однозначно относить его к щелочноультраосновной формации. Для обоснования своей точки зрения они используют ту же аргументацию, что и для Прокуровского массива. Эссекиты и щелочные пироксениты отличаются от щелочноземельных пород составом пироксена и амфибола, низкими содержаниями хрома и никеля. Процесса нефелинизации как такового не происходило: нефелинсодержащие породы образуют самостоятельные интрузивные тела, вызывающие фенитизацию за счет выноса натрия; в фенитах нефелина нет. Допускается открытие в пределах массива апатитоносных карбонатов.

#### 4.7.2. Реутский массив

Реутский (по р. Реут, правому притоку р.Днестр), по другим авторам – Дрокийский массив антит-фаялит-гастингситовых субщелочных посторогенных гранитов занимает значительную часть северной и центральной Молдовы. Форма массива близка к овальной, слегка вытянутой в северном направлении. Размеры массива около 60 x 65 км. Вмещающие – бердичевские граниты и метаселиты днестровско-бугской и бугской серий.

Информация по массиву очень ограничена. Разрезы по отдельным скважинам изучены М.И.Жеру [275]. На структурно-формационной карте В.А.Колосовской и др. [717], Реутский массив показан как аналог Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов.

Массив имеет крайне неоднородное строение и содержит многочисленные ксенолиты пород рамы. М.И.Жеру установил в составе массива несколько разновидностей гранитов.

«Пятнистые» граниты сложены пятнами, в которых преобладает один из минералов - кварц, полевые шпаты или биотит. Плагиоклаз представлен олигоклазом, калишпат – микроклин-пертитом, биотит голубовато-зеленый или коричнево-бурый, часто в сростании с гастингситом; акцессоры – сфен. В аллитоидных гранитах плагиоклаз преобладает над микроклином. Порфириовидные граниты содержат кристаллы калишпатизированного плагиоклаза, реликты серпентинизированного фаялита, гастингсит, эпидот. М.И.Жеру отмечает также маргинационные структуры – результат альбитизации кристаллов калишпата, но прямо оvoidами их не называет. Граниты флюоидальной текстуры характеризуются наличием порфиробластов полевого шпата, обтекаемых лейкократовой основной тканью. В одной из скважин в гранитах обнаружены флюорит в количестве до 1 %, а также турмалин и ортит. Содержание гастингсита, биотита и обыкновенной роговой обманки изменяется в широких пределах. В другой скважине в гранитах установлен относительно свежий фаялит в количестве до 15 %. М.И.Жеру предполагает наличие в массиве зональности: в ядре – фаялитовые граниты, далее идут гастингсит-биотитовая, биотитовая и аллитоидная зоны. Вокруг массива он выделяет также экзоконтактные метаморфические зоны: мусковитизации-микроклинизации, кордьеритизации-андалузитизации. В целом экзоконтактное влияние массива незначительное. Комагматы субщелочных гранитов, по его данным, образуют пластовые тела среди силикатных гнейсов и в результате контаминации граниты приобретают клинопироксен, шеелит, флюорит и турмалин. Химический состав гранитов изменяется в следующих пределах: SiO<sub>2</sub> – 68-72; TiO<sub>2</sub> – 0,4-0,75; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12-14; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,6-1,0; FeO – 3-5; MgO – 0,3-1,1; CaO – 1,4-2,2; Na<sub>2</sub>O – 2,5-4,3; K<sub>2</sub>O – 3,4-6,1 %.

Высокая железистость породообразующих минералов, маргинационные структуры, наличие фаялита, турмалина, флюорита при отсутствии магнетита, химический состав гранитов, активные контакты позволяют согласиться с авторами карты [ 717 ] в том, что Реутский массив представляет собой аналог плутонов коростенского комплекса. От последних массив отличается отсутствием основных пород и анортозитов, обилием ксенолитов пород рамы. Цифры возраста, определенного калий-аргоновым методом – 1285-1400 млн лет, характеризуют всего лишь время выхода калийсодержащих минералов выше изотермы 300о.

## Глава V. Росинско-Тикичский район

Росинско-Тикичский район (блок) расположен в средней части Украинского щита, в бассейне рек Рось и Гнилой Тикич. С трех сторон район окружен образованиями гранулитовой фации Днепровско-Бугского района – гранулитовой дугой.

Петрология Росинско-Тикичского района рассмотрена в книгах Ю.Ю.Юрка [906], И.Б.Щербакова [890], А.Б.Фомина [781], М.А.Ярошук [926], а также в работах Н.И.Безбородько, В.Н.Чирвинского, Ю.Ир.Половинкиной, Л.Г.Ткачука, Я.Н.Белевцева, Н.П.Щербака, Г.И.Каляева, А.И.Стрыгина, П.М.Рудницкого, Г.К.Кужелова, В.В.Рябокня, В.Н.Кобзаря, А.К.Пруса, Э.В.Мельничука, И.И.Шоцкого, В.А.Рябенко, Б.А.Батиевского, А.П.Заяц, Т.А.Скаржинской, М.Н.Доброхотова, А.Н.Комарова, З.А.Крутиховской, А.М.Лысака, В.А.Великанова, И.М.Лесной, П.И.Слынько, В.В.Зюльцле, Э.А.Никудиной, В.П.Безвиного и других авторов.

### 5.1. Геологическое строение, стратиграфия и возраст.

Росинско-Тикичский район (рис.5.1) является в сущности составной частью единого Подольско-Бугско-Росинского мегаблока, в котором породы гранулитовой фации подверглись переработке вследствие регрессивного метаморфизма на уровне амфиболитовой фации и интенсивного гранитообразования [345,890,962]. О первично гранулитовом составе пород района свидетельствуют многочисленные реликты гранулитов в виде мегаскиапитов или «эрозионных окон», сложенных породами володарско-белоцерковской толщи.

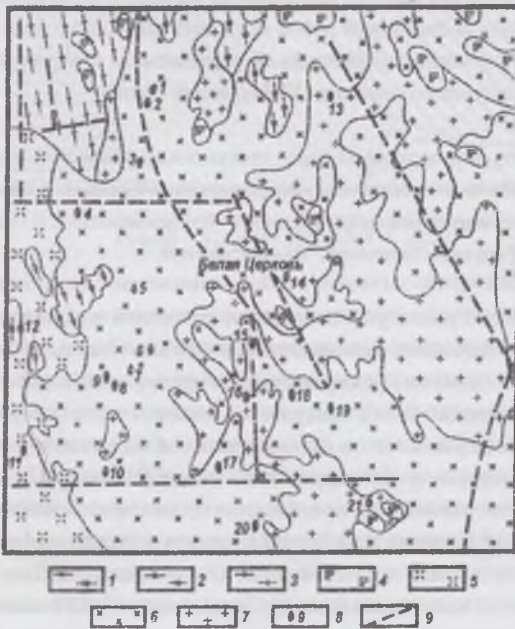


Рис. 5.1. Схематическая геологическая карта докембрия средней части Росинско-Тикичского района [781]. 1 - гнейсы бугской серии; 2 - гнейсы росинско-тикичской серии; 3 - гнейсы тетереvской серии; 4 - амфиболиты. Мигматиты и гранитоиды: 5 - подольского комплекса; 6 - звенигородского комплекса и 7 - кировоградско-житомирского комплекса. 8 - ультраосновные и основные породы габбро-перидотитовой формации; 9 - тектонические нарушения. Габбро-перидотитовые массивы: 1 - Юрьевский, 2 - Вильшанский, 3 - Корнянский, 4 - Камснновский, 5 - Велико-Ерчикский, 6 - Антоновский, 7 - Рубчевковский, 8 - Каленновский, 9 - Челиженский, 10 - Тележинский, 11 - Плисковский, 12 - Домантовский, 13 - Васильковский, 14 - Белоцерковский, 15 - Корневский, 16 - Ожеговский, 17 - Пятигорский, 18 - Острогомилский, 19 - Петровский, 20 - Жашковский, 21 - Вотвелеvский.

После работы Я.Н.Белевцева и А.К.Пруса многие геологи рассматривают Росинско-Тикичский район как составную часть Одесско-Брусилловской структурно-фациальной зоны или, по Г.И.Каляеву, как Белоцерковско-Одесскую геосинклинальную ветвь. Существование этой зоны некоторыми авторами, в том числе и настоящей работы, подвергалось сомнению. Позднее автор пришел к выводу, что выделение единой Белоцерковско-Одесской зоны имеет глубокий смысл и в своих работах объединял Росинско-Тикичский район и Среднее Побужье в единый Бугско-

Росинский блок. Аналогичное мнение неоднократно высказывали Е.М.Лазько и др. [479], В.П.Кирилюк [345,962], а недавно – А.С.Дранник и др. [249]. Белоцерковско-Одесская зона или Бугско-Росинский блок - это субмеридиональная структура, пересекающая весь щит с юга на север и блоково расчлененная на участки с разным уровнем эрозионного среза и степенью гранитизации. В своей средней части – на Среднем Побужье – Одесско-Брусилловская зона вскрыта на уровне гранулитовой фации, на севере, в бассейне р.Рось, – преимущественно в амфиболитовой, на юге (Фрунзовская и Одесская аномалии) – на уровне эпидот-амфиболитовой фации. В пределах Росинско-Тикичского района Белоцерковско-Одесская зона выступает как палимпсестовая структура, где более ранние образования просвечивают подобно тексту древних пергаментов в виде реликтов, а в районе г.Умань эти реликты вообще уничтожены в процессе гранитообразования.

Границы Росинско-Тикичского района недостаточно четкие и специальных исследований по этому поводу мало. Автор придерживается следующих представлений о границах Росинско-Тикичского района.

Северная граница района, по-видимому ограничена юго-западным бортом Днепровско-Донецкой впадины (рис. 5.1). По-видимому, граница имеет тектонический характер, поскольку, согласно карте [717], распространение толщ росинско-тикичской серии на северном склоне щита резко прерывается, заменяясь комплексом глиноземистых гнейсов и гранитов бердичевского типа. Западная граница проходит по Брусилловскому разлому, в обход с востока Кочеровской синклинали. Эта граница определяется областью преимущественного распространения амфиболитов и роговообманковых плагиогнейсов росинско-тикичской серии, хотя есть данные, что часть из них относится к тетереvской серии [705]. Большой знаток геологии Росинско-Тикичского района и энтузиаст его исследований, Э.В.Мельничук [534] считал, что на западе ширина зоны перехода от Подольского блока к Росинско-Тикичскому составляет 35-50 км. Южнее граница, по мнению З.А.Крутиховской с соавторами [453], с которыми автор согласен, проходит по Немировской зоне разломов северо-восточного простирания. Эта зона представляет собой, в сущности, наложенный зеленокаменный пояс, в ко-

тором слагающие его породы гранулитовой фации переработаны до уровня эпидот-амфиболитовой фации [770]. Немировская зона разломов разделяет блоки с разной толщиной коры, разной намагниченностью пород и разной ориентировкой складчатости. Южная граница района вполне определенная, но изучена слабо. Она проходит по Прибугскому разлому, четко отделяющему калиевые гранитоиды уманского и собитового комплексов от эндрбитоидов Среднего Побужья. С Прибугским разломом близко совпадает Вапнярская линейная зона диафтореза северо-западного направления [770]. Восточной границей является Одесско-Савранско-Тальновско-Мироновский разлом. Этот разлом – один из немногих на шите, который явственно наблюдается в обнажениях в виде зоны катаклазитов по породам как гранулитовой, так и амфиболитовой фации. Тем не менее, и здесь имеется переходная зона. Смена гранулитов Днестровско-Бугского района на амфиболиты Росинско-Тикичского происходит на расстоянии 2-3 км по обе стороны от разлома. По обнажениям в верховьях р.Ятрань можно видеть, что западнее полосы катаклазированных эндрбитов двупироксеновые кристаллосланцы гранулитовой области сменяются пироксеносодержащими амфиболитами с реликтовыми пироксенами и далее – беспироксеновыми амфиболитами Росинско-Тикичского района. Наличие переходных зон, ограничивающих Росинско-Тикичский район не позволяет рассматривать их с позиций плитовой тектоники как сутурные швы.

Во время подготовки настоящей работы к печати появилась и обсуждалась на заседании НСК статья А.С.Дранника с соавторами [249] с предложениями об изменении районирования Украинского щита. Было предложено объединить Росинско-Тикичский район со среднебугской частью Днестровско-Бугского района в единый Бугско-Росинский блок. В качестве западной границы блока предложены Брусиловский и Немировский разломы, восточной – Ядлово-Трактемировский разлом и Голованевская шовная зона. В пределах блока в качестве структур второго порядка выделены Росинско-Тикичский и Среднебугский блоки. Автор убежден, что Росинско-Тикичский и Днестровско-Бугский (в своей Среднебугской части) слагают единый Бугско-Росинский мегаблок. Такое же мнение неоднократно высказывали. Е.М.Лазько с соавторами [479], П.Кирилук [344]; они также считают, что Бугско-Росинский блок является продолжением Среднебугского гранулитового блока. Только в его пределах имеется возможность выяснить соотношение гранулитовых и амфиболито-гнейсовых областей. При подобной трактовке Бугско-Росинский район предстает как единый блок со вздернутой южной и опущенной северной, в сторону ДДВ, частями. Однако, поскольку публикация об официальном утверждении упомянутых изменений отсутствует, мы продолжаем руководствоваться существующим делением УЩ на шесть блоков.

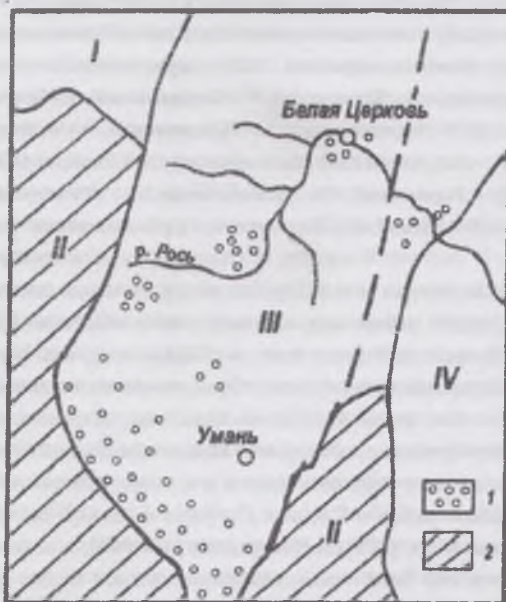


Рис. 5.2. Схема распространения реликтов пород гранулитовой фации в пределах Росинско-Тикичского района. 1 - реликты пород гранулитовой фации, 2 - область распространения пород гранулитовой фации. Блоки: I - Северо-западный, II - Днестровско-Бугский, III - Росинско-Тикичский, IV - Ингульский.

Росинско-Тикичский район условно можно разделить на три части или блока, хотя в тектоническом смысле блоками они не являются. Юго-западная часть района сложена преимущественно гранитоидами гайсинского комплекса (Гайсинский блок), центральная и южная части сложены нормальными гранитами уманского и ставищенского комплексов с мегаскиалитами пород володарского-белоцерковской толщи (Уманский блок). В северо-западной и северной частях преобладают гранитоиды тетиевского комплекса с многочисленными телами амфиболитов и биотит-амфиболовых плаггиогнейсов росинско-тикичской серии (Белоцерковский блок).

Автор неоднократно высказывал гипотезу, согласно которой Росинско-Тикичский район представляет собой гранит-амфиболито-гнейсовую область, сформировавшуюся на месте и за счет гранулитогнейсовой области в результате активного гранитообразования и связанного с ним гранитового метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Росинско-Тикичский рай-

он, подобно большинству других районов УЩ имеет двухъярусное строение. При этом возможны два варианта, предложенные ранее автором [895]. Первый: фундаментом служат породы гранулитовой фации, а в качестве верхнего горизонта выступают те же породы, переработанные в условиях менее высокотемпературных фаций. Второй вариант: верхним этажом служат супракрупальные породы росинско-тикичской серии, залегающие на частично диафторированном гранулитовом фундаменте и по возрасту сопоставимые с бугской серией. На этом также настаивает В.П.Кирилук [345]. Как считает В.П.Кирилук [962], в то время, когда в верхнем ярусе осуществлялся амфиболитовый метаморфизм росинско-тикичской серии, в нижнем этаже также происходили метаморфические события, но в условиях гранулитовой фации. Второй вариант подтверждается радиоизотопными данными – более молодым возрастом росинско-тикичской серии. Моделью структуры земной коры Росинско-Тикичского блока может служить рассмотренная выше структура Синицевской зоны.

Наши представления о двухъярусном строении блока основаны на таких фактах.

Реликты гранулитовых пород распространены по всему Росинско-Тикичскому району, но преимущественно в Белоцерковском блоке. Особенно выразительно они представлены в виде «эрозионных» окон или мегаскиалитов, сложенных породами володарской толщи (рис.5.2). Более того, в распределении пород белоцерковской и володарской толщ намечается определенная зональность, установленная Б.А.Батиевским [30], (рис. 5.3). Поскольку породы володарской толщи метаморфизованы в гранулитовой, а белоцерковской – в высокой амфиболитовой фациях, то их распределение, возможно, отражает первичную метаморфическую зональность фундамента. В настоящее время мы склонны считать эту зональность прогрессивной.



Совершенно очевидно, что более высокометаморфизованные породы могут представлять только более глубокий горизонт земной коры, чем породы менее метаморфизованные, и не иначе. В пределах района имеется также значительных размеров зона, соединяющая Росинско-Тикичский район с Днестровско-Бутским и сложенная собитами – гранитами и гранодиоритами с многочисленными хаотически ориентированными ксенолитами пород гранулитовой фации, которые постепенно сменяются породами амфиболитовой фации. Ортопироксен и гранат, как реликты гранулитов в акцессорных количествах нередко встречаются даже в уманских и богуславских гранитах [895]. Массив собитов через постепенные переходы вплотную примыкает к массиву уманских гранитов, причем даже внешне собиты и уманские граниты очень похожи. Надо заметить при этом, что встречены только ксенолиты метаморфических пород: ксенолиты эндербитов в пределах района, в том числе и среди собитов, нигде не встречены: по-видимому, они полностью ассимилированы гранитами ввиду их близкого состава. Идею двухъярусного строения Бутско-Росинского блока поддерживает Д.С.Гурский с соавторами [228], выделяя верхний амфиболит-гранулитовый и нижний -- гранулитовый и диафторит-гранулитовый комплексы.

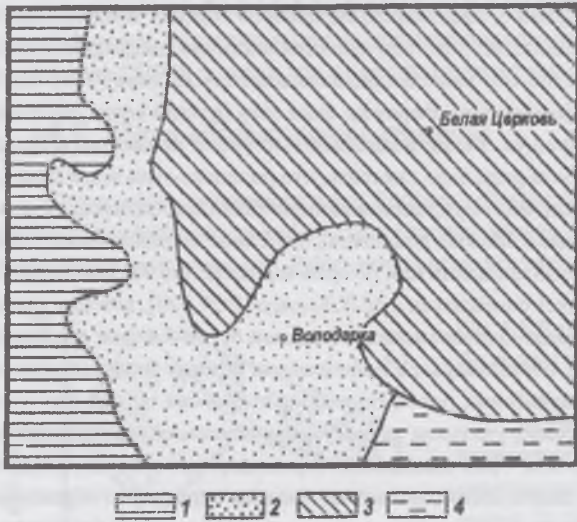


Рис. 5.3. Схема распространения пород володарской и белоцерковской свит в Росинско-Тикичском районе. Составил Б.А.Батиевский. 1 - граниты бердичевского комплекса, 2 - породы володарской толщи, 3 - породы белоцерковской толщи, 4 - породы росинско-тикичской серии.

Геотранверс VI проходит лишь по самой южной части Росинско-Тикичского района. Тем не менее, геофизические данные подтверждают двухслойное строение блока. Согласно В.И.Старостенко и др. [975] мощность земной коры Росинско-Тикичского блока несколько больше, чем средняя по УЩ – 43-47 км, что характерно для гранулитовых блоков. В восточной части блока авторы [975] выделяют полосу пород с повышенной плотностью земной коры, отвечающей зонам развития пород белоцерковско-володарской толщи и Ядловско-Трактемировской аномалии.

Против двухъярусного строения района активно возражают В.П.Безвиный и В.И.Орса [39] на том основании, что при проведении геологосъемочных работ гранулиты обнаружить не удалось [36]. Им противоречат данные М.А.Яроцук – опытной геолога, которая в свое время изучила многочисленные пробуренные Кировской экспедицией в районе Володарских аномалий скважины. Она всегда рассматривала породы володарской и белоцерковской толщ как останцы гранулитовой фации, подвергшиеся диафторезу в связи с регионально гранитизацией [926]. В частности, она убедительно охарактеризовала гранатизированные двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы, отвечающие максимуму гранулитового метаморфизма и совершенно аналогичные побужским [925]. Б.А.Батиевский, по данным бурения, непосредственно закартировал выходы пород володарской толщи в районе пгт Володарка (см.рис.5.3). Основываясь на исследованиях М.А.Яроцук, мнению Е.Б.Глевасского (устное сообщение), а также на собственных наблюдениях, мы утверждаем, что гранулитовые породы в Росинско-Тикичском районе есть, причем в володарской толще они представлены высокой гранулитовой фацией. То, что их не удалось вскрыть повторно – это другое дело.

Метаморфические породы Росинско-Тикичского района объединяются в росинско-тикичскую серию с белоцерковско-володарской толщей в ее составе. Следует подчеркнуть, что свое название росинско-тикичская серия получила не только по географическому принципу: оно соответствует двум составным частям серии, двум толщам, разным как по набору пород, так и возрасту. Росинская ее часть, включающая разнообразные амфиболсодержащие породы и толщу пород Володарской группы магнитных аномалий, была выделена в 1965 г. Н.П.Щербаком и В.В.Рябоконе [869]. Название «росинская свита» впервые появилось в работах Н.П.Щербака, который получил опорную дату для гранодиоритов верховьев р.Рось около 2600 млн лет и эта дата сохранилась неизменной по сей день. Метаморфическую толщу тикичской части щита в качестве обособленной стратиграфической единицы впервые выделили В.И.Луцицкий [510], затем Ю.Ю.Юрк [906] под названием «гнейсового комплекса бассейна рек Горный и Гнилой Тикичи». Ю.Ир.Половинкина [624] назвала эту толщу «тикичская свита». И.Б.Щербаков выделил в Росинско-Тикичском районе росинский, лысянский и звенигородский метаморфические комплексы. Е.М.Лазько и др. [482] в одной из первых работ по УЩ выделили тикичский комплекс. Под возрастным комплексом они понимают совокупность парагенетически связанных супракрупных и ультраметаморфических формаций, отражающих историю геологического развития района, объединенных общностью возраста, тектонической структуры и характера регионального метаморфизма. Позднее комплексы в работах этих авторов именуется как структурно-формационные комплексы (СФК). По нашему мнению, этот термин близок к современному пониманию структурно-вещественного комплекса СВК. В первоначальном варианте тикичский комплекс включал формации бассейна р.Тетерев, а в Росинско-Тикичском районе – все породы росинско-тикичской серии, включая белоцерковско-володарскую толщу [346,480].

Первоначальное разделение серии на две свиты, по нашему мнению, было единственно правильным. Впоследствии две свиты были объединены в одну серию, в которой, по предложению Т.А.Скаржинской, выделены две толщи (снизу вверх): володарская и белоцерковская, а еще позднее обе толщи были вновь объединены в единую володарско-белоцерковскую толщу [888]. Е.М.Лазько и др. [480,481] предложили более детальное расчленение росинско-тикичской серии на формационной основе: они выделили 6 свит, причем к самой нижней отнесены пироксеновые кристаллосланцы. В их первичном варианте были выделены только две формации: биотитовых, биотит-роговообманковых гнейсов, плаггиогнейсов и кристаллосланцев и железорудно-гнейсово-амфиболитовая.

П.М.Рудникий, давший первое описание володарской толщи [636] сопоставлял ее с образованиями Орехово-Павлоградской зоны, метаморфизованными в гранулитовой фации. Аналогичное мнение высказывал М.Н.Доброхотов [235]. Авторы [888] считают, что росинско-тикичская и аульская серии представляют собой одинаковый тип разрезов. Действительно, сходство этих толщ поражает. Обе толщи вмещают многочисленные гранитоиды как натриевого, так и калиевого состава, содержат метаморфиты преимущественно амфиболового и биотитового состава, метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, вмещают реликты гранулитовых пород. Отличие, в сущности, одно: для росинско-тикичской серии получены реперные даты около 2600 млн лет, а для аульской серии надежных дат вообще нет.

В схеме НСК в настоящее время росинско-тикичская серия отнесена к неогархею, на один уровень с бугской серией [268].

Н.П.Щербаком с соавторами [869] были получены для амфиболитов, плагиогнейсов и гранитов района реперные даты в интервале 2487-2826 млн лет. Л.М.Степанюком с соавторами [705] получен модельный возраст этих образований Sm-Nd методом, из которого следует, что плагиогнейсы росинско-тикичской серии сформировались в позднеархейское время, не ранее 3,3-3,0 млрд лет. По-видимому, эту дату можно принять за возраст верхнего, амфиболито-гнейсового этажа. Учитывая литологический состав володарско-белоцерковской толщи приходится предполагать, что она является частично диафторированным аналогом неогархейской бугской, а не днестровско-бугской серии, как это еще раньше предполагала М.А.Ярошук [926]. Как бы там ни было, но володарская толща входит в состав гранулитового фундамента. Впрочем, если есть бугская серия, то должна быть и днестровско-бугская, поскольку, как следует из работ М.А.Ярошук, толщи последней выступают совместно и бугская серия образует синформы в днестровско-бугской серии. Справедливости ради надо заметить, что росинско-тикичская серия, не считая володарско-белоцерковской толщи, в отличие от пород гранулитового фундамента лишена таких специфических пород, как глиноземистые, карбонатные и железисто-кремнистые образования. Можно допустить, что самая верхняя часть разреза гранулитового фундамента была типа пород Ядловско-Трактемировской аномалии или (второй вариант), что это самостоятельный структурный ярус, подобный аульской серии. Быть может, следует согласиться с М.А.Ярошук [927,928], которая пришла к выводу, что породы росинско-тикичской серии сформировались близко-одновременно с толщами бугской серии и представляют собой метаморфиты по породам спилит-диабазовой формации, образованные в рифтогенном режиме заостроводужного бассейна. Отметим также, что ни одного определения возраста гранулитовых пород Володарского района до сих пор не получено. Впрочем, если такая дата и будет получена, вряд ли она отразит, учитывая активную гранитизацию, нижний возраст этих пород, как это имеет место для фундамента Среднего Приднепровья. Уран-свинцовый возраст циркона около 2,6 млрд лет, определенный для росинско-тикичской серии, по нашему мнению, скорее всего отвечает не времени первичного образования метаморфических толщ района, а какому-то промежуточному эндогенному этапу, скорее всего, времени гранитообразования и гранитного метаморфизма, который дал начало тетиевскому комплексу.

Н.П.Щербак и др. [882] определяют Росинско-Тикичский район как неогархейский-палеопротерозойский по возрасту. К неогархейским образованиям они относят только Тетиевский блок, примыкающий к Днестровско-Бугскому и сложенный плагиогранитоидами тетиевского комплекса. Возраст пород белоцерковско-володарской толщи, ввиду полного отсутствия радиоизотопных данных, не обсуждается.

Таким образом, даже не углубляясь в литологию составных частей росинско-тикичской серии, которая существенно различна, одних только радиоизотопных данных вполне достаточно, чтобы разделить росинско-тикичскую серию на два самостоятельных стратиграфических подразделения. Более того, тикичскую составляющую серии можно расчленить на две толщи, например, лысянскую [899] и шполянскую. К близким выводам пришли В.П.Безвинный и В.И.Орса [39]. Исходя из геодинамических обстановок они выделили в пределах района три СВК (структурно-вещественных комплекса), каждый из которых отвечает свите в пределах росинско-тикичской серии, снизу вверх: мизинская (СВК-1 – амфиболиты), володарско-белоцерковская (СВК-2) и лысянская (СВК-3).

История изучения гранитоидов р.Горный Тикич тоже непростая. Н.И.Безбородько [35] выделил их в составе звенигородско-кременчугского типа гранодиорита. По аналогии с кременчугскими плагиогранитами в стратиграфических схемах УЩ звенигородский комплекс длительное время рассматривался в качестве одного из древнейших гранитоидных комплексов. Между тем, еще Ю.Ю.Юрк показал, а автор позже подтвердил, что плагиограниты и гранодиориты рек Горный и Гнилой Тикичи и аналогичные породы тетиевского комплекса, находящиеся западнее Тальновско-Мироновского разлома, совершенно разные образования. В первом районе породы звенигородского комплекса представлены переслаиванием гранодиоритов, плагиогранитов и согласных тел аплитоидных гранитов, тогда как во втором эти породы слагают обособленные массивы. Сначала дата 2600 млн лет была присвоена звенигородскому гранодиорит-плагиогранитному комплексу, и это послужило инструментальным обоснованием для отнесения его к архею. В действительности, был датирован тетиевский гранитоидный комплекс, расположенный среди пород росинской свиты в первичном ее понимании.

Несмотря на большую и целенаправленную работу, проведенную А.Н.Пономаренко по датированию звенигородского комплекса, ему не удалось получить дату древнее 2140 млн лет при том, что возраст гранитоидов росинской части – около 2,6 млрд лет, - он полностью подтвердил. Согласно последним данным Л.М.Степанюка и др. [705] для северной и восточной частей района доказано существование пород тетеревской серии, что также предполагала М.А.Ярошук. Их модельный возраст по самарий-неодимовому методу составляет 1,99-2,33 млрд лет. Авторы справедливо отмечают: эти данные объясняют тот факт, что для гранитоидов звенигородского комплекса, которые замещают эти толщи, до сих пор не получен древний возраст.

Наконец, весьма спорной является сама принадлежность Тикичской части щита к Росинско-Тикичскому геологическому району. Эта часть щита расположена восточнее Тальновско-Мироновского разлома, в пределах т.н. «Лысянского клина», который служит непосредственным продолжением Днестровско-Бугского района. Мы рассматриваем породы Лысянского клина

в составе Росинско-Тикичского района единственно по той причине, чтобы не нарушать традиционное геологическое районирование. Если будет узаконено выделение шовных зон, то Лысянский клин будет представлять собой северное окончание Гелованевской шовной зоны. При обсуждении последней стратиграфической схемы было предложено тикичскую часть серии выделить в ранге толщи под названием "лысянская". Ясно, что стратиграфически она должна располагаться выше володарско-белоцерковской толщи. Предложение отклонено без каких-либо объяснений.

В пределах Росинско-Тикичского района известна одна астроблема. Она расположена в поле развития собитов, возле пгт Ильинцы, на границе Винницкого и Гайсинского блоков. Астроблема имеет кольцевую форму с диаметром около 3,5 км и, возможно, она не одна. К.М.Феофилактос и В.Е.Тарасенко впервые в 1898 г. описали ее как вулканический аппарат. Эту идею поддержали геофизики – О.Б.Гинтов и др. [197] и Н.П.Михайлова и др. [546], мотивируя свою точку зрения главным образом асинхронностью формирования брекчии и эффузивов. Преобладающей является, однако, гипотеза метеоритного происхождения Ильинецкой структуры, впервые изложенная А.А.Вальтером и В.А.Рябенко [153,154]. Они определили здесь полный набор характерных для астроблем признаков: планарную структуру кварца, мозаичное строение калишпата, наличие аутигенной и аллогенной брекчии, импактитов, стекла, повышенное содержание никеля в породах. А.П.Николюк подробно изучил петрографию импактитов [579] и показал, что их состав отвечает высококалийным вулканитам – трахидацитам, трахилипаритам, трахитам.

## 5.2. Метаморфические породы

Среди метаморфических пород Росинско-Тикичского района резко преобладают два вида: 1) биотитовые плагиогнейсы и гнейсы; 2) амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы. Эти породы распространены по всему району; в том числе и в составе пород магнитных аномалий. Ранее они выделялись автором в виде росинского метаморфического комплекса.

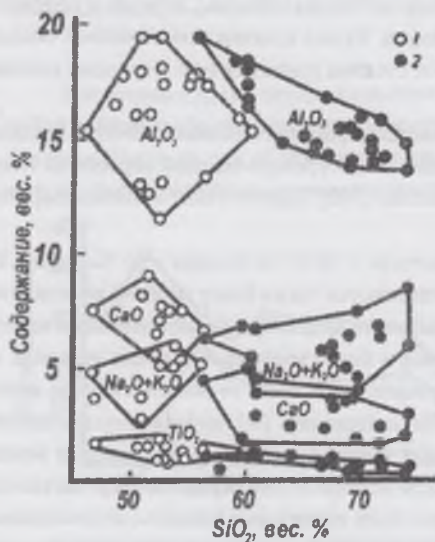


Рис. 5.4. Вариационная диаграмма амфиболсодержащих (1) и биотитовых плагиогнейсов (2) Росинско-Тикичского района

Биотитовые плагиогнейсы выступают в виде ксенолитов, но чаще в виде палеосомы мигматитов. Решительно преобладают плагиоклазовые и микроклинсодержащие гнейсы; собственно биотитовые гнейсы с содержанием микроклина свыше 10 % редки. Биотит типично амфиболитовый – зеленовато бурый, иногда зональный за счет окисления железа по периферии табличек. Содержание  $TiO_2$  не превышает границ для биотита амфиболитовой фации – 1,2-2,4 %. На нашей диаграмме Si-Ti-AlVI составы биотита располагаются в поле метапелитов и семипелитов. Плагиоклаз № 25. Мусковит вторичный, развивается по биотиту.

По химическому составу биотитовые плагиогнейсы относятся к семипелитам. От амфиболитовых и биотит-амфиболитовых плагиогнейсов они вполне однозначно отделяются более высокой кремнекислотностью и низким содержанием CaO (рис.5.3). Определяющим, однако, является не  $SiO_2$ , а CaO и граница эта проходит по  $CaO=5\%$ . CaO – очень чувствительный индикатор: появление роговой обманки даже в количестве первых зерен немедленно отражается в повышении CaO свыше 5 %. Приведенные петрохимические отличия позволяют утверждать,

что биотитовые и роговообманковые породы представляют собой изначально разные петрографические виды. Конечно, образование первых за счет вторых допустимо и иногда наблюдается в природе, но вряд ли биотитизация осуществляется в больших масштабах. В соответствии с химическим составом биотитовые плагиогнейсы можно сопоставлять с рядом пород от андезитов до плагиориолитов, а биотит-амфиболитовые плагиогнейсы – с андезибазальтами и андезитами.

### 5.2.1. Основные породы

Метаморфические основные породы Росинско-Тикичского района в составе одноименной серии представлены двумя генетическими типами: двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами володарско-белоцерковской толщи и амфиболитами, развитыми по всему району.

Пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы сел Володарка и Северная Березна, где они ассоциируют с железисто-кремнистыми породами, особенно тщательно охарактеризованы в статье М.А.Яроцук [925]. Выделены разновидности: гиперстен-плагиоклазовые, гиперстен-диопсид-плагиоклазовые и диопсид-роговообманково-плагиоклазовые кристаллосланцы. Пироксенсодержащие породы имеют характерную для Побужья гранобластовую структуру и, что особенно сближает их с побужскими аналогами, структуры симплектитового прорастания ортопироксена и плагиоклаза вокруг роговой обманки в окружении пироп-альмаздинового граната. М.А.Яроцук совершенно справедливо, на наш взгляд, и в полном соответствии с выводами автора настоящей работы, рассматривает такие структуры как свидетельство достижения максимума метаморфизма в условиях гранулитовой фации и сомневаться в этом нет оснований.

Среди амфиболитов можно выделить три типа. Один из них – продукт переработки базитов гранулитовой фации и содержит реликты пироксенов. Для других, наиболее распространенных, никаких признаков гранулитов не установлено. Третьи

— связаны с массивами ультрабазитов. Пироксеносодержащие породы подверглись переработке в условиях амфиболитовой фации, причем особенно интенсивно по периферии останцов в их контакте с гранитоидами. М.А.Ярошук описаны случаи замещения ортопироксена куммингтонитом (высокая амфиболитовая фация), клинопироксена и первичной буровато-зеленой роговой обманки актинолитом. В амфиболитах нередко сохраняется клинопироксен. При этом структура породы приобретает характер нематогранобластовой, то есть возникают обычные амфиболиты.



Рис. 5.5. Классификационная схема амфиболитовых пород.

Точки отвечают составу проб Росинско-Тикичского района.

Дальнейшая эволюция амфиболитов состоит в их гранитизации, превращении в диориты и гранодиориты. Так, А.И.Стрыгин и М.А.Ярошук [719] еще раньше описали многочисленные примеры гранитизации пород володарской толщи и, в первую очередь, амфиболитов. И володарская, и белоцерковская толщи «растворяются» в поле гранитоидов, а те их останцы, которые сохраняются, слагают росинско-тикичскую серию в её современном объеме.

Типичные амфиболиты имеют гранобластовую, унаследованную от пироксеновых кристаллосланцев, лепидогранобластовую, а в местах развития володарской и белоцерковской толщ (к югу и к западу от г. Белая Церковь), нередко и порфиробластическую структуру. Кроме плаггиоклаза и роговой обманки

амфиболиты содержат, как правило, кварц, биотит, эпидот, сфен, в зависимости от степени гранитизации. Вариации состава амфиболитовых пород показаны на рис.5.5

Состав плаггиоклаза изменяется от 22 до 49%  $Ad$ , среднее – № 32. Общая железистость роговой обманки – 45-63%, средняя – 53%. По составу роговая обманка полностью отвечает амфиболитовой фации. Изменение буровато-зеленой окраски на голубовато-зеленую в процессе амфиболитизации обусловлено окислением железа в ее составе [502]. Биотит также типично амфиболитовый – зеленовато-бурый, низкотитанистый;  $f=40-60\%$ .

Кремнекислотность амфиболитов изменяется от 43 до 59%  $SiO_2$ , общая железистость – 48-76 %, среднее – 66 %. (табл.5.1). От более основных амфиболитов Побужья, имеющих  $SiO_2=41-46\%$  и  $f_{sp}=57\%$ , они отличаются также более высокой железистостью. И.М.Лесная [498] отмечает, что амфиболиты Росинско-Тикичского района со сфеновым аксессуарным парагенезисом имеют общую железистость 48-53%, а с ильменитовым – 60-61%. Последние формировались в более восстановительных условиях и, вероятно, по гиперстенным кристаллосланцам. Амфиболиты лысянской толщи устойчиво отличаются от росинской более высоким  $TiO_2$  (около 1,5%) и это одно из оснований для обособления лысянской толщи. По содержанию  $TiO_2$  амфиболиты лысянской толщи близки к аналогичным породам трахиандезибазальтовой формации тетереvской толщи. Содержание  $TiO_2$  вряд ли может существенно измениться при метаморфизме: оно несомненно отражает состав базальтов, исходный для амфиболитов. Дометаморфическими аналогами амфиболитов с учетом значительного привноса  $SiO_2$  и  $K_2O$  могли быть толцитовые базальты, андезибазальты и андезиты. Магматический генезис амфиболитов в составе габбро-перидотитовых массивов сомнений не вызывает. Генезис прочих амфиболитов Э.В.Мельничук и П.И.Слынько [534], затем А.Б.Фомин [781], определили как эффузивный.

В 70-е годы происходила оживленная дискуссия по поводу генезиса амфиболитов. С легкой руки А.В.Сидоренко наблюдалось всеобщее увлечение петрографов поисками в докембрии осадочных эквивалентов фанерозоя. Попытки расчленения амфиболитов резюмированы в книге А.В.Сидоренко с соавторами [672]: “Пара- и ортоамфиболиты докембрия. Постановка проблемы.” Как видно из названия книги, проблема решена не была и остается таковой по сей день. Постепенно возобладала точка зрения, согласно которой амфиболиты и близкие к ним породы безоговорочно признавались магматическими.

Для диагностики прочих амфиболитов можно использовать два критерия: структурный и геохимический.

Руководствуясь структурными признаками, среди обычных амфиболитов Б.А.Батиевский и др. [32] выделяют аподиабазовые амфиболиты. Б.А.Батиевский с соавторами [32], Б.А.Батиевский и И.П.Луговая [31] утверждают, что порфиробласты плаггиоклаза, а иногда и пироксена, замещенного роговой обманкой, унаследованы от первичных пород - диабазовых порфириров. В качестве доказательства они указывают на более основной состав вкрапленников (№№ 47-49) относительно плаггиоклаза основной ткани (25-29) и на наличие прямой зональности во вкрапленниках плаггиоклаза. И.Б.Щербаков [895], на основании петрографических наблюдений в шлифах приходит к выводу, что вкрапленники плаггиоклаза являются типичными порфиробластами гелицитового типа. К этому следует добавить, что, во-первых, в кристаллосланцах и в амфиболитах, возникающих по пироксеновым кристаллосланцам, как и в других породах, метаморфизованных в гранулитовой фации, ни порфировые вкрапленники, ни какие другие первичные структуры не сохраняются. Это, как следует из описаний М.А.Ярошук, подтверждается на примере метабазитов Володарских аномалий. Во-вторых, как отмечают названные выше авторы, амфиболиты имеют порфиробластовую структуру именно там, где вмещающими породами служат порфиробластические граниты с порфиробластами микроклина и не содержат порфиробластов в окружении равномернoзернистых гранитов. По-видимому, рост порфиробластов в гранитах и амфиболитах обусловлен какой-то общей для этих двух типов пород причиной. К такому же выводу относительно порфиробластов в метабазитах тетереvской серии пришли В.П.Бухарев [142] и В.Д.Колий [371].

Таблица 5.1

Химический состав амфиболитов росинско-тихичской серии. Росинская часть серии

Оксиды	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	49,07	52,78	51,67
TiO <sub>2</sub>	1,15	0,86	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,88	19,33	16,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,96	3,36	8,78
FeO	6,90	5,97	4,46
MnO	0,17	0,20	0,22
MgO	5,39	3,55	4,76
CaO	8,20	5,94	6,65
Na <sub>2</sub> O	3,40	4,48	3,28
K <sub>2</sub> O	1,80	2,50	2,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	—	0,52
H <sub>2</sub> O-	0,11	0,20	0,14
П.п.п.	1,27	0,27	0,50
Сумма	99,63	99,38	100,14
F	67	73	74
Fo	36	36	66

Что касается геохимических особенностей, то Б.А.Батиевский с соавторами [30] приводят следующие содержания элементов группы железа в амфиболитах (г/т): Ni – 134, Co – 47, Cr – 145. Эти цифры достаточно близки к средним для магматических пород, в том числе и для побужских аналогов. По расчетам И.Б.Щербакова [895], в амфиболитах содержания значительно ниже, а именно Ni – 20, Co – 16, Cr – 55. При этом он отмечает, что в районе есть тела амфиболитов и с магматической геохимией перечисленных элементов. И.М.Лесная, исследовавшая акцессоры амфиболитов, пришла к выводу, что есть, вероятно, как орто-, так и параамфиболиты, которые петрографически неразличимы. Для порфиробластических амфиболитов р.Рось она приводит также низкие содержания (г/т): Ni – 10-30, Cr – 30-60. Трех- и пятикратные различия в содержании элементов группы железа в свое время служили объектом острой дискуссии касательно генезиса метабазитов. В.П.Безвинный и В.И.Орса [39], затем В.П.Безвинный [37], в сущности, подтвердили выводы предыдущих исследователей [31,32,498,893]. В.П.Безвинный выделил два СВК амфиболитов. СВК-1 сложен амфиболитами и основными кристаллосланцами в ассоциации с основными интрузиями. По химическому составу эти породы отвечают толеитовым базальтам и характеризуются такими параметрами: Ni – 155, Cr – 195, Co – 40 г/т; 18O=+6,3‰. Амфиболиты СВК-2 отличаются низкими содержаниями Ni – 30, Cr – 48 и Co – 18-20 г/т. Все амфиболиты рассматриваются автором как метавулканисты – реликты океанической протокры. Б.А.Батиевский и И.П.Луговая [31] еще раньше для порфиробластических амфиболитов р.Рось установили, что δO<sup>18</sup> в них составляет 5,4-7,5‰, то есть величина, вполне типичная для ортопород, тогда как для предположительно параамфиболитов тетеревской серии этот показатель, по их данным, равен 14,4.

В настоящее время автор склоняется к мысли, что амфиболиты с низкими содержаниями Ni, Co и Cr могут представлять собой дайковые образования, как и некоторые определяемые в последнее время двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы Побужья. Часть из них образована несомненно по рифтогенным эффузивам, но для какой-то части амфиболитов следует допустить формирование за счет первично осадочных (мергелистых) пород.

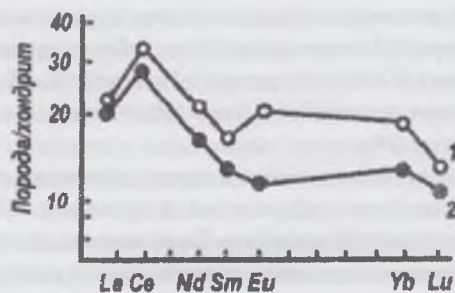


Рис. 5.6. Распределение РЗЭ в амфиболитах: 1 – р.Гн.Тихич, с.Веселый Кут, № 4556; 2 – тироксенсодержащий амфиболит, р.Гн.Тихич, с.Лашевое, № 4558.

Распределение РЗЭ в амфиболитах недифференцированное, типичное для основных пород (рис.5.6). По отношению  $(La/Yb)_N$ , равному 1,1-1,5 и суммы РЗЭ, соответственно 70-45 г/т, эти амфиболиты на диаграмме Ю.А.Балашова и др. [28] укладываются в поле ортоамфиболитов. Амфиболиты имеют европиевый максимум, характерный для метатолеитов. Содержание тяжелых РЗЭ в амфиболитах явно повышено.

Особое место в разрезе занимают породы белоцерковско-володарской толщи.

Володарская толща сложена двупироксеновыми кристаллосланцами, иногда с гранатом, амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми плаггиогнейсами, железистыми кварцитами, скарноидами, редкими прослоями кальцифиров и гранат-биотитовых плаггиогнейсов [926].

Состав железистых кварцитов: гиперстен (f=70-85), пироп-альмандиновый гранат (f=78-82), клинопироксен (f=60-65), иногда оливин, кварц. По гиперстену развивается железистый кумминтонит. Установлено, что при диафторезе кварцитов, реже – известково-силикатных кристаллосланцев окислы железа частично замещаются сульфидами с привнесом видимого золота предположительно из амфиболитов [926].

По минеральным геотермометрам для разных пород володарской толщи получены вполне гранулитовые температуры – 680-750°C и давление около 770 МПа.

Разрезы володарской и белоцерковской толщ в литофациальном плане, по мнению В.Г.Пастухова, близкие. Согласно [888], белоцерковская толща отличается от володарской, в основном, наличием в первой крупных прослоев кальцифиров, скарноидов и мраморов.

Существенные различия толщ заключаются в степени и характере метаморфизма. Если для володарской толщи первично-гранулитовый метаморфизм и последующий диафторез вполне очевидны, то с белоцерковской толщей дело обстоит сложнее.

В составе пород белоцерковской свиты нет пироксенсодержащих пород: в железистых кварцитах ортопироксен заменяется кумминтонитом, а базиты представлены только амфиболитами. Температуры метаморфизма пород не превышают 630-660°C. Парагенезисы богатых CaO пород также отвечают амфиболитовой фации. Так, силикаты кальцифиров, наряду с форстеритом, представлены диопсидом и флогопитом. Известково-силикатные кристаллосланцы (скарноиды) сложены диопсидом, флогопитом, голубовато-зеленой роговой обманкой, плаггиоклазом № 40, везувианом, но без известковистого граната, характерного для гранулитовой фации. Не установлено прямых минеральных признаков, указывающих на диафторический характер метаморфизма. Более того, есть свидетельство прогрессивной направленности процесса, зафиксированное в наличии ставролита.

Ставролит обнаружен в метапелитовых плагиогнейсах сложного состава: биотит, гранат, кордиерит, силлиманит, андалузит, плагиоклаз, кварц. Ставролит обычно законсервирован в зернах граната и кордиерита или в контакте зерен этих двух минералов. Как известно, наиболее распространенные парагенезисы пород со ставролитом формируются при  $T=600^{\circ}\text{C}$ , максимум – при  $640^{\circ}\text{C}$  [234]. На основании изучения шлифов можно думать, что в плагиогнейсе зафиксированы два минеральных парагенезиса: ранний – ставролит-андалузит-кордиеритовый и более поздний и более высокотемпературный – гранат-силлиманит-кордиеритовый. Таким образом, можно говорить о прогрессивной, а не регрессивной метаморфической зональности от низкой амфиболитовой до высокой амфиболитовой фации.

### 5.2.2. Метатерригенные (?) породы

Породы, относимые одними авторами к типичным осадочным образованиям, а другими – к тектонитам будинажного типа, в пределах Днестровско-Бугского района установлены в нескольких местах. Наиболее известно обнажение конгломератов в левом борту долины р. Гн. Тикич, под базаром в г. Звенигородка, среди пород лысянской толщи и гранитоидов звенигородского комплекса. Два других проявления находятся в пределах гранулитовой области Побужья.

Г.М. Яценко и И.С. Паранько [938] указывают также на проявления конгломератов по р. Рось, ниже с. Стебное и по р. Шполка возле с. Стецовка. Сведения о конгломератах г. Звенигородка имеются в работах В.Н. Чирвинского и Ю.Ю. Юрка, однако их конгломератовую природу в основательных статьях впервые стали утверждать А.И. Стрыгин и В.Н. Кобзарь [718], затем Е.М. Лазько с соавторами [482].

Конгломераты в левому борту долины реки Гвилой Тикич имеют мощность около 10 м и северо-восточное простирание. Е.М. Лазько и др. указывают на тектонический характер контакта с залегающими западнее плагиогнейсами тикичской толщи, что уже предполагает сомнения в их терригенном происхождении. В контакте обнажена мощная пегматитовая жила. Авторы [482] относят конгломераты к выделенной ими стебинской свите, в которую входят также “метапесчаники”, обнаженные южнее г. Звенигородка по р. Ольшанка, правому притоку р. Гн. Тикич. Конгломераты, с одной стороны, и песчаники – с другой, слагают две полосы, разобщенные выходами пород тикичской толщи и звенигородского комплекса. Последние обнажены и южнее этих полос. Таким образом, и конгломераты, и метапесчаники, являются внутрикомплексными. По мнению И.С. Паранько [602] метапесчаники замещаются конгломератами фациально. В.Н. Кобзарь относит метапесчаники к выделенной им шполянской свите.

“Галька” конгломератов сложена диоритами, биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, плагиогранитами и жильным кварцем. Таким образом, породы гальки, по утверждению Е.М. Лазько и др. [482], в чем также убедился и автор, представлены исключительно вмещающими породами, причем менее компетентными, чем “цемент”. Цемент сложен более лейкократовыми породами – биотитовым и роговообманковыми плагиогнейсами. Состав плагиоклаза ( $N_{\text{Fe}} 25-45$ ) и роговой обманки ( $f=42-50$ ), в породах гальки и цемента по данным [362] практически одинаковый, но в цементе встречается и более железистая роговая обманка – до 70%. Содержание гальки в конгломератах изменяется от единичных до 80%.

Е.М. Лазько и др. [482], кроме звенигородских конгломератов, обнаружили и детально описали породы обнажений по р. Ольшаница, определив их как метапесчаники, гравелиты и брекчии. Состав песчаников субаркозовый до аркозового. Как видно из химических анализов, приведенных авторами, состав метапесчаников отвечает плагиограниту. По их мнению, песчаники обнаруживают признаки косошлестостого строения отдельных пачек, а также трансгрессивных и регрессивных ритмов, карманообразных залежей, по которым они могут быть определены как дельтовые отложения. В песчаниках довольно часто встречается галька биотитовых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов. Прослой гравелитов сложены галькой кварца, калишпата и лейкократовых гнейсов, а также брекчией. Обломочная часть брекчии сложена теми же песчаниками, которые вмещают эту брекчию. По-видимому, брекчия эта явно тектонического происхождения. Набор аксессуарных минералов, типоморфные особенности минералов цемента, как подчеркивают авторы [482], совершенно идентичны таковым из диоритов, но содержание аксессуаров в цементе, резко повышено. Проверка на содержание золота в конгломератах, выполненная нами [902] и В.Н. Кобзарем [360], показала, что золото в них отсутствует. Однако, в метапесчаниках р. Ольшаница, В.Н. Кобзарь установил повышенные фон и встречаемость золота с содержаниями до 0,1 г/т.

Удивляет, что состав гальки однообразный. В ней не представлены такие расположенные близко и явно более древние породы, как гранулиты р. Синюха. Цемент, по нашим данным, не обогащен ни тяжелыми минералами, ни золотом. Под микроскопом метапесчаники можно определить как биотит-роговообманковые гранитоиды, амфибол-эпидот-биотитовый гнейс, катаклазированный мелкозернистый гранит и т.д. Все они, по нашему мнению, продукт дробления, причем давление не достигало таких значений, при которых кварц переходит в текущее состояние и концентрируется между флазерами полевых шпатов. Процесс, по-видимому, был чисто механическим и низкотемпературным.

Таблица 5.2

Содержание РЗЭ в метатерригенных (?) породах росинско-тикичской серии.

	№№	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*	Сумма
1	4707	24,0	49	20	4,0	1,1	0,9	2,0	0,27	8,0	0,71	101
3	4709	8,1	16	12	1,5	0,48	0,35	1,5	0,21	3,6	0,82	40
2	4710	32,0	58	25	3,3	0,77	0,38	1,5	0,17	14,2	0,75	121

Примечание. 4707 – роговообманково-эпидот-биотитовый гнейс, (?) с. Ольшовец; 4709 – биотит-роговообманковый гранит (?), катаклазированный, там же; 4710 – гранит (?) мелкозернистый, катаклазированный, с. Стебное, р. Ольховчанка.

Химический состав песчаников отвечает плагиигранитам. Характер распределения РЗЭ этих пород отвечает обычному для протерозойских гранитоидов типу 2 – умеренно дифференцированный, с отношением  $(La/Yb)_N$  4-14, и с небольшим дефицитом европия [192]. Сумма РЗЭ находится в пределах 40-120 г/т (рис.5.7). Впрочем, такое же распределение РЗЭ характерно для речных песков [25]. Приведенные данные, а также наличие тектонического контакта полосы конгломератов на западе, на что указывают Е.М.Лазько с соавторами, приводит нас к мысли, что эти породы – все же результат тектонического процесса. К такому же выводу пришел А.С.Иванушко [306], который считает, что конгломераты приурочены к тектонической зоне, возможно, опережающей Тальновский разлом. Можно сослаться и на другие авторитеты. Так, при посещении выхода конгломератов в г.Звенигородка аналогичное мнение сложилось у таких видных геологов, как Н.П.Щербак, С.В.Богданова, Е.В.Бибикова, М.С.Марков, С.В.Бухарев и др. Впрочем, однозначное решение выносить рано.

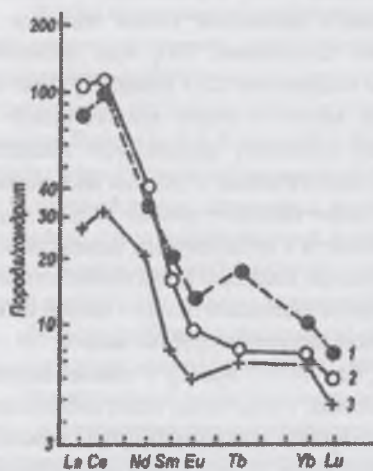


Рис. 5.7. Распределение РЗЭ в метатерригенных породах (см. табл.5.2).

Обнажение конгломератов в пределах гранулитового комплекса изучено В.Н.Кобзарем и Е.М.Гониондским [362]. Как пишут авторы, они обнаружили это обнажение на основании прогноза В.П.Кириллока с соратниками. Конгломераты представлены несколькими обнажениями в приустьевых частях рек Горный, Гнилой Тикичи и Б.Высь. Судя по схеме [362] полоса конгломератов имеет северо-западное простирание и, вполне возможно, служит северо-восточной границей Ятранского блока – области развития пород гранулитовой фации. Мощность толщи конгломератов оценивается в 300 м.

Метаконгломераты приурочены к амфибол-двушироксеновым кристаллосланцам. «Цемент» сложен частым чередованием слоев биотит- и амфибол-двушироксенового и существенно плагноклазового состава. По химическому составу цемент вполне отвечает метабазитам Побужья и, в то же время, сопоставим с составом глин. Единственное, но принципиальное отличие от последних, как отмечают и авторы, крайне низкое содержания  $K_2O$  – 0,16 – 0,63 %. Объем крупнообломочного материала в конгломератах составляет в среднем 40 %. До 80 % объема сложено полевошпатовыми кварцитами и кварцем, прочее – метабазиты. Авторы указывают, что «... отдельные индивиды кварца или их агрегаты часто лентовидные и протягиваются через весь шлиф» [362, с.48]. Разлинование кварца – характернейший признак пород гранулитовой фации и уже один этот факт внушает сомнение в реальности конгломератов. Кварциты содержат плагноклаз – средний андезин и гиперстен и являются, по нашему мнению, прожилками среди кристаллосланцев. В.Н.Кобзарь и Е.М.Гониондский [362] установили, что цемент метаконгломератов отличается резко повышенной в сравнении с вмещающими породами встречаемостью золота; зафиксировано его максимальное содержание – 0,3 г/т. Этот факт можно объяснить двояко: и осадочным происхождением золота, и связью его с разломной зоной. Сравнивая распределение золота в породах окрестного района, авторы делают принципиально важный вывод о возможности «... связывать первоисточник золота с основными породами» [362, с.52]. Справедливость этого вывода подтвердилась впоследствии на Майском месторождении Побужья. В наиболее перспективных, казалось бы, породах – кварцитах, жильном кварце, – золота не установлено.

Посетив обнажение в приустьевой части р.Гн.Тикич, автор настоящей работы наблюдал такое явление: при подходе к обнажению конгломератов снизу по течению имеется обнажение основных кристаллосланцев с тонким чередованием полос разного состава и послыжными кварц-плагноклазовыми прожилками. Было видно, что ближе к обнажению конгломератов слойки будинируются и превращаются в похожие на гальку обособления. По нашему мнению, «конгломераты» представляют собой тектониты, приуроченные к разлому, опережающему региональный Одесско-Тальновский разлом. Разлом действовал в условиях гранулитовой фации.

Проявление метаконгломератов в гранулитовой зоне описано [362]. Их состав и форма залегания аналогичны описанным выше. Согласно геолого-структурным исследованиям О.Б.Гинтова [194], конгломераты образуют две полосы мощностью 700-1000 м с простиранием СЗ 335° и пересекают р.Ю.Буг в районе г.Первомайск. О.Б.Гинтов рассматривает эти конгломераты как типично терригенные образования; стратиграфически он помещает их ниже офиолитовой формации Побужья. Эти конгломераты, учитывая их большую мощность и простирание, вероятно, фиксируют Первомайский разлом.

### 5.2.3. Лысянская толща

Основу лысянской толщи составляют амфиболиты, биотит-роговообманковые и биотитовые плагногнейсы и кристаллосланцы. Биотит-роговообманковые плагногнейсы преобладают. Е.М.Лазько и др. [479] выделяют эту толщу в виде биотит-роговообманково-сланцевой формации. Кроме названных пород небольшим распространением, особенно в южной части «Лысянского клина» пользуются метапелиты: двуслюдяные, гранат-биотитовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие плагногнейсы [890]. Наличие последних принципиально отличает лысянскую толщу от пород росинско-тикичской серии. В то же время метапелиты означают постепенный переход к ингуло-ингулецкой серии прилегающего с востока района.

Амфиболиты лысянской толщи обычно сланцеватые или полосчатые. От амфиболитов Росинско-Тикичского и Днестровско-Бугского районов они отличаются более четко выраженной немаглобластовой структурой. Нередко структура гломеробластовая за счет обособлений роговой обманки и биотита, а также редко встречающихся порфиробластов плагноклаза. Роговая обманка голу-

бовато-зеленая очень разной железистости, что обусловлено разной железистостью вмещающих пород:  $f=32-61\%$ ,  $TiO_2=0,9-2,0\%$ . Биотит зеленовато-бурый,  $f=44-56$ ,  $TiO_2=2-3\%$ , плагиоклаз №№ 30–45, среднее - № 37. Плагиогнейсы и кристалосланцы отличаются от амфиболитов только количественными соотношениями минералов, изредка – наличием калишпата в первых.

Особое место среди этих пород занимает гранатовый амфиболит с.Бужанка ввиду большой редкости в составе основных пород

Таблица 5.3.

Химический состав роговой обманки и амфиболитов лысянской толщи

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	36,76	47,22	48,73	43,62	50,90	52,66	52,51	46,74	50,47
TiO <sub>2</sub>	2,24	9,88	0,55	1,00	1,48	1,51	1,68	1,57	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,99	8,36	6,16	10,43	13,04	13,29	11,30	15,30	16,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,82	2,50	3,56	7,72	5,19	5,67	2,46	0,66	3,71
FeO	14,71	15,07	8,64	12,09	9,96	8,35	6,14	9,29	7,50
MnO	0,52	0,38	0,34	0,31	0,30	0,29	0,32	0,32	0,21
MgO	7,38	10,90	14,75	9,26	5,20	5,24	9,54	10,00	5,42
CaO	10,68	11,41	11,65	11,07	8,09	4,91	7,51	7,51	8,55
Na <sub>2</sub> O	3,90	0,83	1,01	1,22	2,85	3,10	1,84	3,03	2,77
K <sub>2</sub> O	1,00	0,64	0,64	0,90	0,80	2,52	3,20	1,72	1,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,05	–	0,14	–	0,52	0,62	0,22	0,25
H <sub>2</sub> O	0,29	0,05	–	0,07	0,52	0,21	0,24	0,27	
П.п.п.	2,11	1,81	2,40	1,65	0,07	1,16	2,02	2,70	
Сумма	99,93	100,06	99,44	99,44	98,40	99,43	99,38	99,36	
F	61	48	32	54	75	73	48	51	60
Fo	28	13	28	36	34	40	29	7	33

Примечание. 1–4 – роговая обманка. 1 – из кварцевого амфиболита, №732; 2 – из кварцевого амфиболита, № 1094; 3 – из амфиболита, № 1096; 4 – из кварцевого амфиболита, № 1259 5–8 – порода. 5 – № 732, 6 – № 1094, 7 – №1096, 8 – № 1259, 9 – амфиболиты метатрахиандезитовой формации тетеревской серии, среднее. Анализы 1–8 из [890], 9 – из [371].

морфизованы в более низкой фации, чем аналогичные породы Побужья. Температура метаморфизма, определенная по гранатовым парагенезисам метапелитов в южной части “лысянского клина” составляет 650–680°C, для северной части – 650–655°C, давление в пределах 300–600 МПа [770]. Степень метаморфизма, таким образом, явно понижается с юга на север или повышается с севера на юг (?).

Еще одно отличие лысянской толщи от пород росинско-тикичской серии – отсутствие явных минеральных признаков формирования за счет пород гранулитовой фации: ни в амфиболите с.Бужанка, содержащем гранат, ни в аналогичной породе с.Добрянка, содержащей пироксены, нет признаков реликтового происхождения высокотемпературных минералов. Автор всегда был сторонником регрессивного пути образования пород амфиболитовой фации; эта гипотеза и теперь подтверждается на примере Росинско-Тикичского, Среднеприднепровского и Приазовского районов. Что же касается лысянской толщи и ее южного гранулитового продолжения, а также тетеревской толщи также с южным гранулитовым продолжением, то есть основания рассматривать их как полифациальные толщи с метаморфической зональностью прогрессивного типа от гранулитовой до амфиболитовой фации. Эти толщи охватывают подковой с востока и запада Росинско-Тикичский блок. Автор считает, что Е.М.Лазыко и др. [482] были правы, относя к тикичскому комплексу и лысянскую, и толщу, ныне именуемую васьильевской свитой.

### 5.3. Магматические и ультраметаморфические комплексы.

Магматические и ультраметаморфические комплексы представлены, в порядке повышения кремнекислотности, юрьевским базит-ультрабазитовым, жашковским габбро-диоритовым, гайсинским собитовым, тетиевским плагиогранит-гранодиоритовым, звенигородским, ставищенским и уманским гранитовыми комплексами.

#### 5.3.1. Юрьевский комплекс

Ультрабазиты Росинско-Тикичского района вскрыты благодаря работам Правобережной ГРЭ под руководством Э.В.Мельничука. Они описаны в статьях А.И.Стрыгина, М.А.Ярошук, П.И.Слынько и в книгах и статьях А.Б.Фомина [781].

Все массивы приурочены к средней части района, северо-западнее, западнее и юго-западнее г.Б.Церковь, то есть локализованы именно там, где обнаружены скиалиты пород володарской толщи и амфиболитов росинско-тикичской серии. Эти же породы нередко служат вмещающими для ультрабазитов. Чаще, однако, вмещающими являются непосредственно гранитоиды и мигматиты тетиевского комплекса. Следует подчеркнуть, что последние являются существенно плагиоклазовыми и по химическому составу очень близки к эндрбитам.

толщи граната. Амфиболит изучен по материалам А.Л.Литвина. Особенностью амфиболитов является гранат с высоким содержанием спессартинового компонента:  $Alm_{45}Py_8Gs_{17,5}Anr_{1,7}Sps_{7,4}$ . Температура по биотит-гранатовому термометру 600°C.

Главным петрохимическим отличием амфиболитов лысянской толщи является повышенное содержание  $TiO_2$  при достаточно высоком содержании  $K_2O$  (табл.5.3). Эти особенности вместе с общей геологической обстановкой сближают амфиболиты лысянской толщи с аналогичными породами васьильевской свиты Северо-западного района. И те, и другие можно отнести к субщелочным базальтам и андезитобазальтам. Еще одно существенное отличие амфиболитов лысянской толщи – крайне низкие содержания элементной группы железа: Ni – 29, Co – 12, Cr – 39 г/т. Наряду с такими низкими содержаниями, в некоторых телах амфиболитов устанавливаются содержания этих элементов на порядок выше. В свое время автор объяснял низкие содержания параприродой амфиболитов. Теперь он склонен объяснять это явление эффузивным генезисом и субщелочным характером исходной магмы амфиболитов.

Метапелиты лысянской толщи [890] мета-



В районе установлено около 30 массивов основных и ультраосновных пород, в том числе Чепижинский, Юрьевский, Корнинский, Вильшанский, Тележинский, Калсноцкий, Васильковский и др (см.рис.5.1). Область развития мафит-ультрамафитов частично переходит в юго-восточную часть Северо-Западного района, где эти породы выделены в нарцызовский комплекс. Мощность тел достигает 1000 м, протяженность – 2500 м, на глубину массивы прослежены до 500 м (Юрьевский массив). Тела имеют обычно пластовую и линзообразную форму. Предполагается [781], что базит-ультрабазитовые тела приурочены к зонам разломов, направление которых совпадает с общим простирием пород.

Все базит-ультрабазитовые тела района А.Б.Фомин в первых своих работах отнес к габбро-перидотитовой формации, аналогичной таким же породам Среднего Побужья. В последних работах он рассматривал северную половину Росинско-Тикичского района как Тикичскую рифтогенную зону, а слагающие ее породы как офиолитовую ассоциацию переходного этапа. Вместо одной формации он выделил здесь комплексы: гипербазитовый, диабазов параллельных даек и спилито-диабазовый.

Исходя из местами сохранившегося минерального минерального состава среди мафит-ультрамафитовых пород можно выделить дуниты, перидотиты, пироксениты и габбронориты. Все породы обычно в высокой степени метаморфизованы соответственно уровню метаморфизма вмещающих пород, особенно в приконтактных частях массивов. Степень измененности пород прямо зависит от размеров их тел: в более крупных телах первичный минеральный состав сохраняется почти полностью, а в мелких он полностью изменен. Впрочем, А.Б.Фомин и В.С.Костюченко [785] описали в бассейне р.Ирпень, возле с.Королевка, в пограничной области с Днестровско-Бугским районом тело дунитов мощностью всего 0,4 м, залегающее среди бердичевских мигматитов и сложенное на 90 % неизменным оливином с железистостью 9 % и хромитом. Почти полное отсутствие метаморфических изменений в окружении пород амфиболитовой фации позволяет однозначно считать оливин первично-магматическим минералом. Главный процесс изменения ультрамафитов – амфиболизация, а вблизи контактов с гранитоидами еще и флогопитизация. Тела ультрамафитов рассекаются жилами аплито-пегматоидных гранитов.

Тела ультрабазитов как правило дифференцированы, причем дуниты и перидотиты приурочены к лежащим, а горнблендиты – к висячим частям разреза [781] (рис. 5.8).

В центральной части Юрьевского массива залегают серпентинизированные перидотиты (гарцбургиты и лерцолиты), выше них – апопироксенитовые амфиболиты, еще выше – амфиболиты. В основании Чепижинского массива находятся серпентинизированные дуниты и перидотиты, выше – пироксениты, над ними – габбро-амфиболиты. Снизу вверх по разрезу заметно возрастает общая железистость пород и фемических минералов. Во многих массивах ультраосновные породы – аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты, – преобладают над основными породами – горнблендитами и амфиболитами.

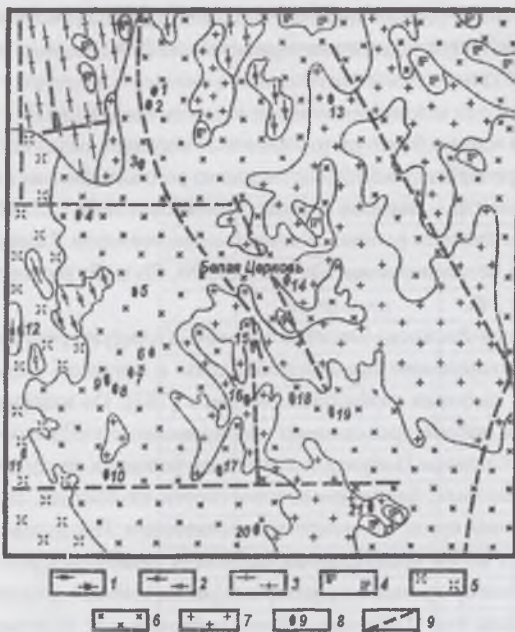


Рис. 5.8. Геологическая схема Юрьевского массива [781].

1 – плагиограниты и граниты звенигородского комплекса; 2 – серпентинизированные перидотиты; 3 – горнблендиты; 4 – амфиболиты; 5 – аподиабазовые амфиболиты; 6 – тектонические нарушения.

Неизменные дуниты крайне редки. Они сложены на 90% оливином при участии серпентина, флогопита и хромшпинелидов. Серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты состоят из оливина (до 45%), ортопироксена (до 15%), клинопироксена (до 10 %), серпентина, амфибола и флогопита. Амфиболитизированные пироксениты сложены амфиболом при участии оливина, пироксенов и плагиоклаза. Железистость оливина в дунитах и гарцбургитах составляет 8-12%, в лерцолитах и пироксенитах – 15-20%. Ортопироксен в этих породах имеет железистость, соответственно, 13-18 % и 18-24%, клинопироксен 18-24 и 24-32%. Наиболее магнезиальные разновидности этих минералов приурочены к донным частям интрузивов.

Амфиболы представлены минералами тремолит-актинолитового ряда и обыкновенной роговой обманкой. Первыми, как результат автometаморфизма, образуются тремолит-актинолитовые амфиболы и возникают весьма обычные здесь актинолититы. Зеленая роговая обманка является, вероятно, метаморфогенной т.к. по своим петрохимическим параметрам вполне отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. По наличию двух генераций амфиболов А.Б.Фомин делает совершенно правильный вывод о двух этапах амфиболитизации ультрабазитов, причем первый этап автometасоматический, а второй обусловлен процессами гранитообразования.

Рудные минералы ультрабазитов представлены хромшпинелидами, ильменитом и сульфидами. Хромшпинелиды относятся к железистому феррихромиту. Хромит из пород Чепижинского массива не является мантийным (устное сообщение С.Н.Цымбала): он принадлежит породе, дифференцированной в промежуточной камере. Среди сульфидов также выделяются две генерации: сингенетическая и эпигенетическая.

По химическому составу (табл.5.4) ультрабазиты района вполне сопоставимы с ультрабазитами габбро-перидотитовой формации Среднего Побужья, а также с аналогичными породами Балтийского щита и Воронежского массива. На соответствующих диаграммах их составы располагаются в поле никеленосных пород.

Содержание элементов группы железа в ультрабазитах следующее (дуниты и перидотиты, соответственно) Cr – 230 и 215; Co – 14 и 13; Ni – 22 и 154 г/т. Эти цифры вполне сопоставимы со средними содержаниями названных элементов в ультраосновных породах по А.П.Виноградову.

Таблица 5.4.

Химический состав ультрамафитов и минералов юрьевского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	38,86	40,19	43,42	45,84	51,26	51,88	39,92	55,26	49,21	46,04
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,15	0,10	0,33	0,44	0,88	0,04	0,08	0,48	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	1,53	2,61	4,88	5,64	15,24	0,55	0,90	2,86	10,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,61	7,82	6,50	6,83	5,68	4,89	0,54	0,26	3,56	4,35
FeO	5,29	2,65	4,20	3,95	4,08	5,12	14,71	8,90	4,61	4,25
MnO	0,13	0,18	0,16	0,25	0,16	0,16	0,16	0,14	0,16	0,10
MgO	43,07	42,73	39,04	39,68	21,18	8,47	42,40	33,08	14,20	18,40
CaO	0,30	2,02	1,37	5,87	8,65	9,18	0,28	0,48	22,60	11,20
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,24	0,23	0,66	0,42	2,65	0,06	0,01	0,37	1,82
K <sub>2</sub> O	0,38	0,25	0,49	0,67	0,54	1,20	0,05	–	0,17	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,07	0,06	0,09	0,03	0,19	–	–	–	–
SO <sub>3</sub>	0,21	0,40	0,31	0,13	0,29	0,13	–	–	–	–
CO <sub>2</sub>	0,48	0,85	0,63	0,22	0,31	–	–	–	–	–
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,55	0,64	0,45	0,23	–	–	–	–	–
NiO	0,25	0,34	0,24	0,15	0,18	–	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O	0,51						0,03	0,04	0,20	0,40
П.п.п.	6,18									
Сумма	100,50	99,97	100,00	100,01	100,00	99,99	99,32	99,85	100,08	99,96
F, f	16	20	22	27	34	55	17	13	20	16
Fo, fo	33	75	64	63	58	49	2	1	26	32

Примечание. 1 – дунит, с.Королевка; 2,3,5 – породы Чепижинского массива, 4-6 – Юрьевского массива. 2 – аподунитовый серпентинит, 3 – апоперидотитовый серпентинит; 4 – амфиболлизированный перидотит; 5 – пироксенит; 6 – габбро-амфиболит. Анализы, кроме 1 пересчитаны на «сухое вещество». Минералы (Юрьевский массив): 7 – оливин из лерцолита, скв.4495, 8 – бронзит из перидотита, скв.2908; 9 – салит из лерцолита, скв.4495; 10 – роговая обманка из лерцолита, скв.4495. Все анализы из [781].

Таблица 5.5

Химический состав пород и минералов жашковского комплекса

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	47,79	56,49	47,54	36,43
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,75	0,44	4,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,66	18,65	9,28	16,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,44	4,43	4,38	4,32
FeO	5,53	2,45	9,36	16,41
MnO	0,07	0,16	0,24	0,37
MgO	7,32	2,76	13,92	10,81
CaO	11,48	5,03	11,73	0,39
Na <sub>2</sub> O	1,97	4,93	0,91	0,14
K <sub>2</sub> O	0,70	2,27	0,24	9,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,34	0,06	0,15
H <sub>2</sub> O	0,13	0,14	0,02	0,02
П.п.п.	1,91	0,90	1,42	2,74
F	Не оп.	Не оп.	0,10	0,35
SO <sub>3</sub>	0,25	–	Не оп.	Не оп.
Сумма	100,55	99,46	99,60	99,88
F, f	52	72	32	49
Fo, fo	31	64	17	11

Примечание. 1 – габбродиорит, с.Красилровка, № 1389; 2 – кварцевый диорит, с.Черная Каменка, № 1115; 3 – роговая обманка, № 1389; 4 – биотит, № 1115.

Среди основных пород в составе базит-ультрабазитовых массивов выделяются амфиболлизированные габбронориты, на 55 % состоящие из роговой обманки по пироксенам, ортопироксену, иногда – оливину, а также плагиоклаза №№ – 30-50, биотита, а габбро-амфиболиты сложены роговой обманкой и плагиоклазом. Типичные габбро в составе массива не установлены. Содержание Ni, Co и Cr, соответственно, следующие: 110, 60 и 240.

Ультрабазитовые массивы Росинско-Тикичского района следует рассматривать как продукты дифференциации базальтовой магмы в пределах коры с последующим внедрением по зонам глубинных разломов [781]. По нашему мнению, их внедрение в этом районе происходило одновременно с габбро-перидотитовыми интрузиями в Среднем Побужье и в таких же условиях гранулитовой фации. Ультрабазитовые тела, благодаря контрастности их состава, сохранились в виде мегаксенолитов среди мигматитов и гранитоидов. Последние, в свою очередь, представляют собой продукт преобразования гнейсо-эндербитового фундамента. К настоящему времени по ультрамафитам имеется только одна реперная дата – 2600 млн лет [193]; она вполне подтверждает родство юрьевского комплекса с деренюхинским комплексом Побужья.

### 5.3.2. Жашковский комплекс.

Ю.Ю.Юрк впервые отметил, что гранодиориты и диориты, обнаженные западнее Тальновского разлома, отличаются от аналогичных пород, развитых вдоль рек Горного и Гнилого Тикичей тем, что первые образуют самостоятельные массивы, тогда как вторые находятся в пластовом залегании совместно с плагиогранитами и аплито-пегматоидными гранитами [906]. Под названием «павловский» комплекс выделен И.Б.Щербаковым [890], описан в работах [482]. Теперь мы вынуждены изменить название комплекса на «жашковский» ввиду множества сел под названием «Павловка», использованных в геологической литературе.

Породы жашковского комплекса габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов, с преобладанием последних, образуют изометричные в плане тела размерами от первых сотен метров до 1,5 км. Они приурочены к разломам преимущественно субширотного, то есть секущего относительно господствующих структур, простирания, вдоль которых нередко образуют цепочки тел. Для многих из них характерна зональность: центральную часть занимают массивные габбро-амфиболиты или габбродиориты, которые к периферии переходят в кварцсодержащие и кварцевые диориты вплоть до гранодиоритов. Габбро-амфиболиты центральной части имеют субофитовую, нередко порфириовидную структуру с вкраплениями плагиоказа и гломеробластами роговой обманки. Все породы интенсивно биотитизированы, иногда содержат микроклин. Плагиоклаз даже в габбро-амфиболитах преобладает над темноцветными минералами.

Основность плагиоклаза в габбро-амфиболитах №№ 45-56, в диоритах - №№ 30-42. Железистость голубовато-зеленой роговой обманки изменяется от 25 до 45 %, биотита - от 26 до 60%. Вторичные минералы - эпидот и сфен. Химический состав пород комплекса изменяется от основных в центре тел до средних на периферии (табл. 5.5).

Распределение РЗЭ в диорите дифференцированное, с небольшой отрицательной европиевой аномалией (табл. 5.6, рис. 5.9) и вполне типично для основных магматических пород. Низкое содержание тяжелых РЗЭ обычно объясняют отсадкой граната при дифференциации исходной магмы. Повышенное содержание легких РЗЭ обусловлено воздействием гранигизации. Европиевая аномалия, учитывая кальциевый состав породообразующих минералов, обусловлена окислительным режимом кристаллизации этих пород, что, в свою очередь, объясняется аллохтонным способом образования диоритов. Главный вклад в сумму РЗЭ делает роговая обманка.

Повышенное отношение  $(Ce/Yb)_N$  и невысокая сумма РЗЭ характеризуют роговую обманку как минерал амфиболитовой фации [251].

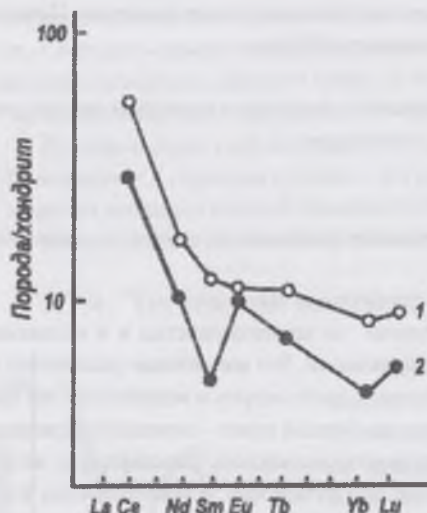


Рис. 5.9. Распределение РЗЭ в гранодиорите и диорите. 1 - гранодиорит, тетиевский комплекс, с. Антоновка, № 681а; 2 - диорит, жашковский комплекс, № 1113

Диориты жашковского комплекса сформировались в результате гранитизации послескладчатых мелких тел габброидов и представляют собой, вероятно, отдельную фазу догранитного основного магматизма. Их следует отличать от доскладчатых базитов в составе росинско-тикичской серии. Возможно, к этому комплексу следует отнести дату 2140 млн лет, полученную Л.М. Степанюком для диорита из массива пгт Буки [702].

Таблица 5.6.

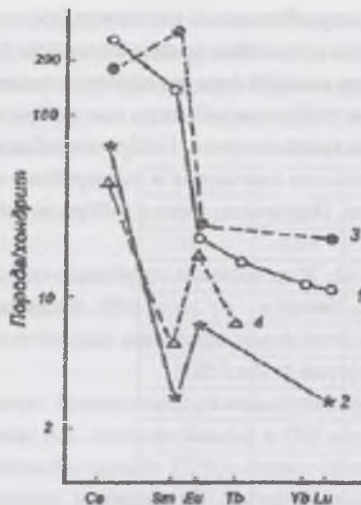
Содержание РЗЭ в породах и минералах Росинско-Тикичского района

№№	Порода, минерал	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	$(Ce/Yb)_N$	Eu/Eu*	РЗЭ
624	Гранит	143	8,3	1,4	0,7	1,6	0,2	36	0,61	155
	Биотит	47	5,5	1,2	0,9	2,9	0,3	6,5	0,65	58
	Микроклин	12	0,7	1,6	0,2	-	-	-	-	15
703	Гранит	346	4,0	1,3	0,5	1,9	0,3	73	0,96	354
	Биотит	159	3,2	1,1	1,3	3,5	0,3	18	-	168
	Микроклин	3,6	0,2	1,3	0,1	-	-	-	-	5,2
681а	Гранодиорит	29	0,9	0,8	-	0,9	0,2	13	1,88	32
	Роговая обм.	54	0,5	1,2	-	2,8	0,8	7,8	-	60
	Биотит	39	1,2	0,8	-	-	0,2	-	-	42
1113	Диорит	17	2,6	0,9	0,6	1,7	0,3	3,9	0,89	23
	Роговая обм.	66	0,6	3,1	2,6	1,8	0,4	14,7	-	75
	Биотит	35	-	0,9	-	-	-	-	-	-
2632	Гранодиорит	130	30	1,7	0,8	2,3	0,4	23	0,27	165
	Роговая обманка	87	57	1,8	-	-	0,8	-	-	147
	Биотит	35	0,5	0,6	-	-	0,1	-	-	36
	Плагиоклаз	23	1,0	1,6	0,4	-	-	-	3,5	26

Примечание. № 624 - богуславский гранит, 703 - уманский гранит, 681а - гранодиорит, тетиевский комплекс, 1113 - диорит, жашковский комплекс, 2632 - гранодиорит, гайсинский комплекс.

### 5.3.3. Гайсинский (событовый) комплекс

Термин "событы" введен в литературу В.Н. Чирвинским в 1929 г. Он отмечал многопородность комплекса и наличие постепенных переходов между видами пород. Событы В.Н. Чирвинский рассматривал как породы генетически родственные чарнокитам. На это же указывали Н.И. Безбородько, Ю.Ир. Половинкина, Л.Г. Качук, И.С. Усенко, М.Н. Доброхотов. Промежуточное положение событий между чарнокитами и мигматитами Кировоградского комплекса впервые подчеркнул О.И. Слензак [680]. А.М. Лысак и Г.М. Пашенко



[511] вообще считают, что события слагают не одну, а две отдельных формаций: собственно событийную (диориты, гранодиориты, плагиограбиты) и уманскую биотитовую порфирогранитовую. Вопросы петрографии и геохронологии событий рассмотрены в работах В.В.Рябкожа и И.Б.Щербакова [642]. В стратиграфической схеме УЩ гайсинский комплекс выделен по предложению автора [901] и помещен на одном уровне с звенигородским комплексом.

Породный состав комплекса очень разнообразный: диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, амфибол-биотитовые граниты, биотитовые граниты, аплито-пегматоидные граниты. По всем признакам вещественного состава, а также по своему пространственному расположению комплекс представляет собой ассоциацию пород, переходную от чарнокитоидов к нормальным двуполшошпатовым гранитам. Площадь, злимасемая событиями в бассейне р.Собь превышает 4000 км.

Рис. 5.10. Распределение РЗЭ в гранодиорите гайсинского комплекса и слагающих его минералах. 1 - гранодиорит, 2 - биотит, 3 - роговая обманка, 4 - плагиоклаз.

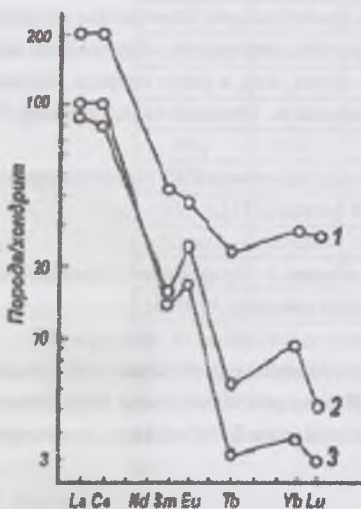


Рис. 5.11. Распределение РЗЭ в гранитоидах гайсинского комплекса: 1 - диорит, 2 - гранодиорит, 3 - гранит [264].

Все породы комплекса массивные, от средне- до крупнозернистых и в обнажениях создают впечатление типично магматических образований. Это впечатление усиливается наличием многочисленных, различно ориентированных, часто округлых ксенолитов. Они представлены метаморфическими породами днестровско-бугской серии – пироксенсодержащими амфиболитами, двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами, кальцифирами, железистыми кварцитами, редко – гранат-биотитовыми плагиогнейсами. В огнейсованных ксенолитах видны артеритовые прожилки розового аплито-пегматоидного гранита, что говорит об этапе мигматизации пород, предшествующем гранитообразованию. Диориты и кварцевые диориты по внешнему облику близки к эндебритам ятранского типа благодаря стально-серой, «малганской» окраске плагиоклаза. Гранодиориты и, особенно, граниты, наоборот, очень похожи на уманские граниты. Аплито-пегматоидные граниты содержат типично гранулитовый голубовато-серый пластинчатый кварц. В обнажениях можно наблюдать, что переходы между породами комплекса, близкими по составу, например, между кварцевыми диоритами и гранодиоритами, постепенные, а между далеко отстоящими по SiO<sub>2</sub> членами комплекса – секущие. В пределах одного обнажения обычно встречаются все виды пород, так что установить какие-либо закономерности в их пространственном распределении трудно.

Таблица 5.7

Химический состав главных видов пород событийного ряда и минералов из гранодиоритов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	53,00	58,73	65,86	68,21	72,43	43,68	43,32	36,29	36,50
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,77	0,50	0,41	0,14	1,26	2,12	4,17	3,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,56	17,03	15,73	14,15	14,84	10,18	8,72	14,75	16,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,78	2,77	1,71	1,64	0,98	3,79	6,19	2,45	3,58
FeO	5,47	4,55	3,10	3,75	0,95	16,37	13,54	19,01	15,84
MnO	0,06	0,10	0,07	0,07	0,02	0,48	0,60	0,25	0,14
MgO	4,88	3,28	1,82	2,18	0,63	8,76	10,68	9,65	10,84
CaO	7,76	5,72	3,42	1,79	1,94	11,66	10,50	1,40	0,70
Na <sub>2</sub> O	3,15	3,80	3,72	3,04	2,86	1,15	1,26	0,20	0,30
K <sub>2</sub> O	1,35	1,61	3,07	3,46	4,26	1,04	0,88	8,70	8,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,25	0,15	0,08	0,06	0,01	0,04	0,14	–
H <sub>2</sub> O	0,09	0,12	0,17	0,11	0,09	0,06	0,20	0,01	0,10
П.п.п.	1,41	0,99	0,86	1,11	0,70	2,13	1,97	2,95	2,97
Сумма	100,49	99,72	100,18	100,00	99,89	100,57	100,02	99,97	99,81
F, f	68	69	73	71	76	54	47	54	50
Fo, fo	47	38	36	30	51	9	17	5	9

Примечание. 1 – диорит, обр. 2117; 2 – кварцевый диорит, среднее из 17 анализов; 3 – гранодиорит, среднее из 10 анализов; 4 – биотитовый гранит, среднее из 7 анализов; 5 – розовый аплито-пегматоидный гранит, среднее из 8 анализов; 6 – роговая обманка, с.Даньковка, № 2047; 7 – роговая обманка, с.Дубровицы, № 2048а; 8 – биотит, см. ан. 6; 9 – биотит, с.Жаданы, № 2125. Анализы из [642].

встречаются все виды пород, так что установить какие-либо закономерности в их пространственном распределении трудно.

Темноцветные минералы пород комплекса представлены голубовато-зеленой роговой обманкой (f=40-57%), развивающейся по буровато-зеленой роговой обманке, куммингтониту или непосредственно по пироксенам. Биотит зеленовато- и красновато-бурый, f=41-58%. Количество темноцветов закономерно убывает по мере увеличения кремнекислотности пород. Особо следует отметить наличие в диоритах и даже гранодиоритах ортопироксена высокой железистости – 58%. Если бы не малые количества этого минерала – от 4% до единичных зерен, - то события вообще можно было бы относить к чарнокитоидам. Этому также способствует разная, иногда довольно низкая степень упорядоченности калишпата – в пределах 0,0-0,9. Плагиоклаз таблитчатый, всегда преобладает над калишпатам Его основность изменяется от № 38 в диоритах до № 24 в гранитах. По биотит-гиперстеновому термометру Л.Л.Перчука в гранодиоритах определена температура кристаллизации на уровне гранулитовой фации 710°C. В гранитах она значительно ниже – 630-650°C

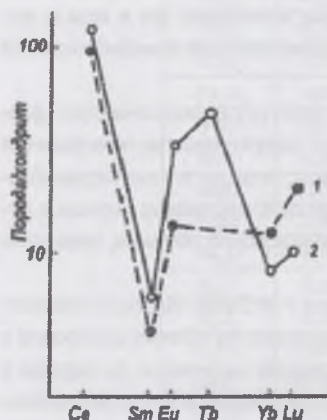
В петрохимическом отношении события представляют собой непрерывный ряд составов от  $SiO_2=52\%$  до  $SiO_2=71\%$  (табл.5.7). Количественно преобладают гранодиориты с содержанием  $K_2O = 2,0-4,0\%$ . Крайне редки породы состава тоналита и трондьемита. Общая железистость пород изменяется в пределах 50-65%. Заметим, что по химическому составу события вполне сопоставимы с породами гранодиоритового ряда тетиевского комплекса. От тоналит-трондьемитов тетиевского и гайворонского комплексов они отличаются существенно более высокой ролью калия. С эндербитами, например, литинского комплекса события сближает одинаковый состав ксенолитов.

Распределение РЗЭ в гранодиорите гайсинского комплекса четко дифференцированное, а сумма РЗЭ довольно высокая (см.табл.5.6, рис.5.10). Роговая обманка отличается высоким содержанием суммы РЗЭ, характерным для метаморфических минералов гранулитовой фации (рис.5.11). Вполне очевидно, что она наследует РЗЭ от первично гранулитовых пород. Вклад биотита и плагиоклаза в сумму РЗЭ небольшой. По-видимому, высокое содержание РЗЭ в породе создается за счет аксессуаров. Так, с розовато-серыми порфирированными событиями связано проявление ортита [328]. Ортит приурочен к маломощным телам диорита, в котором он образует грубо- до гигантозернистых шпировые обособления. Содержание суммы  $TR_2O_3$  в ортите 19,6%. С ортитом связан высокофтористый ( $F=3,0\%$ ) биотит.

Во второй серии графиков (рис. 5.11) видно, что степень дифференциации РЗЭ возрастает от диоритов до гранитов. Сумма РЗЭ возрастает в обратном порядке – от гранитов (116) и гранодиоритов (102) к диоритам (260 г/т). Очень высокая сумма РЗЭ в диоритах создается роговой обманкой (147 г/т). Она характеризует роговую обманку как минерал гранулитовой фации [251].

По имеющимся данным, возраст событий составляет 2110 млн лет [193].

### 5.3.4. Тетиевский комплекс



Породы тетиевского комплекса гранодиоритов, плагиогранитов, кварцевых диоритов и диоритов образуют несколько обособленных крупных массивов размерами около 300 км<sup>2</sup> в верховьях р. Рось, в районе г. Белая Церковь и севернее его. С массивами тетиевского комплекса примерно совпадает распространение пород белоцерковско-володарской толщи, которые находятся в гранодиоритах в виде ксенолитов. В этом – одна из черт сходства тетиевского комплекса с гайсинским. Породы комплекса изучали Л.Г.Ткачук, В.И.Лучицкий, Ю.Ю.Юрк, Н.П.Щербак, В.В.Рябоконь, И.Б.Щербаков, В.П.Безвиный и В.И. Орса [40]. Комплекс выделен И.Б.Щербаковым [901].

Рис. 5.12. Распределение РЗЭ в роговой обманке из гранодиорита тетиевского комплекса (1, № 681а) и диорите жашковского комплекса (2, №1113).

Химический состав пород и минералов тетиевского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	69,31	59,86	65,00	66,95	44,39	49,28	36,23	38,00
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,61	0,46	0,36	0,92	0,47	2,15	1,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,54	17,52	13,82	14,63	7,58	4,74	15,32	15,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	3,44	2,11	1,38	6,67	4,65	3,58	4,01
FeO	2,95	6,30	2,87	2,16	13,17	9,47	16,70	11,95
MnO	0,12	0,06	0,06	0,09	0,63	0,28	0,39	0,31
MgO	2,55	1,21	3,74	2,98	10,70	15,40	11,61	14,67
CaO	5,00	5,60	4,20	3,75	12,00	12,40	0,60	0,27
Na <sub>2</sub> O	4,18	3,10	4,26	4,00	1,00	0,68	0,51	0,74
K <sub>2</sub> O	1,83	1,95	2,80	2,40	0,96	0,35	8,911	9,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,16	0,10	0,34	0,14	0,08	0,28	0,14
H <sub>2</sub> O-	0,04	0,02	0,06	0,09	0,08	0,17	0,20	0,14
S	0,04	-0,07	0,10	0,04	0,04	0,15	0,07	0,07
F	-	-	-	-	0,10	0,56	-	0,14
П.п.п.	0,75	0,70	0,66	0,71	1,96	1,90	3,44	2,74
Сумма	100,10	100,53	100,31	99,94	100,34	100,64	100,09	100,22
F <sub>f</sub>	64	89	57	63	47	30	47	35
F <sub>o</sub> ,f <sub>o</sub>	34	35	42	39	19	18	9	13

Примечание. 1 – кварцевый диорит, с.Синява, р.Рось, № 625; 2 – кварцевый диорит, с.Тайница, скв. 1324; 3 – гранодиорит, плт Буки, р.Горный Тикич, № 686; 4 – гранодиорит, с.Антоновка, р.Горный Тикич, № 681а; 5 – роговая обманка (см.ан.1); 6 – роговая обманка (см.ан.3); 7 – биотит (см.ан.1); 8 – биотит (см.ан.4).

Таблица 5.8

Гранодиориты и плагиограниты, составляющие основной объем комплекса при значительном преобладании гранодиоритов, образуют массивы субмеридионального и северо-западного простирания с преобладанием одного из видов гранитоидов. Согласно имеющимся данным, гранодиориты и плагиограниты рассекаются гранитами уманского типа. Нередко ксенолиты диоритов и гранодиоритов с расплывчатыми очертаниями и даже небольшие массивы находятся среди богуславских и ставищенских гранитов, что само по себе говорит о более молодом возрасте последних.

Гранодиориты и диориты имеют массивное сложение. Плагиограниты – скорее гнейсовидное благодаря ориентировке таблиц биотита. Видовое название гранодиоритов подтверждается наличием в них микроклина в количестве до 20% и роговой обманки.

Встречаются реликты клинопироксена. В плагиогранитах роговая обманка отсутствует, а количество микроклина не превышает 5-7%. Средняя основность плагиоклаза в гранодиоритах № 32, в плагиогранитах № 25. Роговая обманка голубовато-зеленая, переменной железистости ( $f = 33-67\%$ ); есть реликты более ранней зеленой роговой обманки. Этим, вероятно, объясняются широкие пределы ее состава. Биотит зеленовато-бурый, типично амфиболитовый. В гранодиоритах и диоритах его железистость равна 38 – 50%.

Гранодиорит имеет дифференцированное распределение РЗЭ. Он относительно обеднен всеми РЗЭ и европием (см. табл.5.6, рис.5.12). Распределение обнаруживает четкий европиевый максимум. Содержание суммы РЗЭ в роговой обманке соответствует амфиболитовой фации.

По биотит-роговообманковому геотермометру для гранодиоритов получены обычные для амфиболитовой фации температуры – 620-640°C, но в единичных случаях, вероятно, реликтовая температура достигала 680-700°C.

Химический состав пород тетиевского комплекса изменяется от габбродиорита до гранита (табл. 5.8 ).

Гранодиориты тетиевского комплекса дают устойчиво неогарейский возраст, на котором, вероятно, сказалось влияние субстрата гранодиоритов – росинско-тикичской серии. Возраст гранодиорита с.Лавровка в верховьях р.Рось составляет 2660 млн лет [231].

### 5.3.5. Звенигородский комплекс

Породы звенигородского комплекса локализованы в северной половине Лысянского клина, где они ассоциируют с толщей пород, названной ранее лысянским метаморфическим комплексом [890], а ныне введенной в схему НСК-2000 под названием лысянской толщи. От Росинско-Тикичского района с запада звенигородский комплекс и вмещающая лысянская толща отделены Тальновским разломом, выраженным мощной толщей катаклазитов. Тем не менее, переход между двумя районами не резкий.

Звенигородский комплекс включает полный ряд пород по кремнекислотности: габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты и трондьемиты. Два последних преобладают. Породы комплекса распространены в бассейне р.Гнилой Тикич на северном продолжении Голованевской шовной зоны (см.ниже). В отличие от гранодиоритов тетиевского комплекса Росинско-Тикичского района, для которых свойственно образование ясно очерченных массивов и массивное сложение, породы звенигородского комплекса характеризуются частым чередованием слагающих его пород, нередко похожих на мигматиты. Обычны взаимопереходы как между ультраметаморфическими членами комплекса, так и между метаморфическими породами субстрата. При этом кварцевые диориты и тоналиты связаны с амфиболитами и амфиболовыми плагиогнейсами, а трондьемиты – с биотитовыми плагиогнейсами.

Богатые кальцием члены комплекса – от габбродиорита до тоналита имеют гнейсовидную текстуру и микроочковую (флазерную) структуру. Основу структуры составляют таблицы голубоватого в штуфе плагиоклаза, окруженные мелкозернистой массой кварца, биотита и роговой обманки. Менее характерны гломеробластовая, гранобластовая, лепидо- и немагнотгранобластовая структуры. Трондьемиты представляют собой теневые мигматиты, хотя среди них имеются и массивные породы с отчетливой гипидиоморфнозернистой структурой. Тоналиты отличаются от трондьемитов наличием роговой обманки, калиевого полевого шпата и меньшим содержанием кварца (15-25 %).

Плагиоклаз в тоналитах и кварцевых диоритах имеет основность № 33-36, в плагиогранитах – № 20-28. Хорошо полисинтетически сдвойникован плагиоклаз только в тоналитах. Калишпат – высокоупорядоченный микроклин; он обычно приурочен к интерстициям. Роговая обманка образует неправильные и скелетные зерна, наполненные включениями минералов. Ее окраска в шлифе голубовато-зеленая, причем, в центре зерен иногда сохраняется зеленая роговая обманка, более ранняя и более высокотемпературная. Состав роговых обманок по титанистости и глиноземистости вполне соответствует амфиболитовой фации (табл.5.9). Биотит диоритов и тоналитов в шлифе зеленовато-коричневый, в плагиогранитах бурый или оранжево-бурый. В тоналитах биотит является более поздним минералом по отношению к роговой обманке и плагиоклазу, так как его таблички рассекают зерна этих минералов. В тоналитах биотит замещается эпидотом, в трондьемитах – мусковитом. Биотит умеренно титанистый. Его железистость примерно одинакова во всех породах и находится в пределах 50-60 %. На соответствующих диаграммах точки состава биотита размещаются в поле низкой амфиболитовой фации, причем биотиты из трондьемитов находятся в поле метапелитов, а всех амфиболсодержащих пород – в поле metabазитов. Эти различия свидетельствуют об автономности плагиогранитов, развивающихся по биотитовым гнейсам семипелитового состава, и диорит-гранодиоритов, субстратом которых служили амфиболиты.

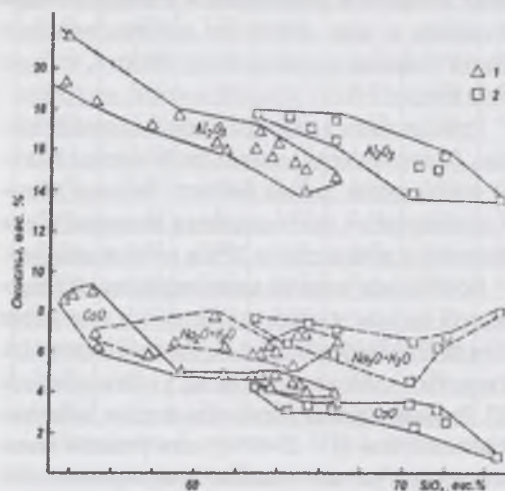


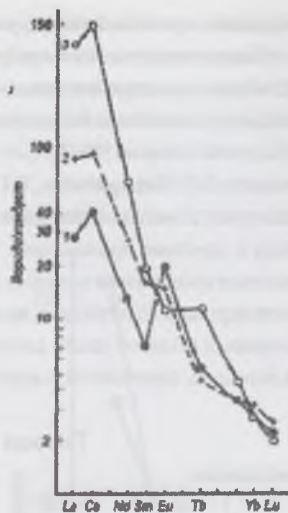
Рис. 5.13. Вариационная диаграмма гранодиоритов (1) и плагиогранитов (2) звенигородского комплекса.

Акцессорные минералы в диоритах и гранодиоритах представлены апатит-циркон-титанитовой ассоциацией. В трондьемитах в сравнении с гранодиоритами меньше циркона, магнетита, сфена и апатита, но может быть монацит в ассоциации с акцессорными гранатом и пироксенами.

Средние содержания элементов-примесей в тоналитах и плагиогранитах, соответственно, следующие (г/т): Ni - 19 и 14; Co - 23 и 12; Cr - 42 и 32; V - 152 и 82; Cu - 31 и 75; Zr - 102 и 164; Ba - 384 и 506; Sr - 515 и 453; Li - 30 и 26; Rb - 52 и 67; Y - 27 и 15.

На классификационных и других диаграммах составы пород тоналитовой ветви отделяются от гранодиоритов только в самой кремнекислой части. Особенно четко различие проявляется на диаграмме  $K_2O-SiO_2$ , причем даже на уровне средних членов комплекса (рис.5.13). Породы трондьемитового

ряда помимо более низкого содержания феррических компонентов имеют в целом более низкую степень окисления железа, а кислые члены содержат нормативный силлиманит, то есть имеют субглиноземистый состав.



Распределение РЗЭ в гранитоидах четко дифференцированное: отношение  $(La/Yb)_n$  в пределах 10–49 (рис. 5.14). Для диоритов и тоналитов характерна положительная европиевая аномалия, а для плагиогранитов — отрицательная. Сумма РЗЭ возрастает от 500 г/т в диорите до 185 г/т в плагиограните, то есть прямо противоположно в сравнении с аналогичными породами гайсинского комплекса. Особенность всех пород комплекса — чрезвычайно низкое содержание тяжелых РЗЭ.

Рис. 5.14. Распределение РЗЭ в породах звенигородского комплекса. 1 — в диорите, 2 — в тоналите, 3 — в плагиограните [264].

Породы комплекса находятся преимущественно в пластовом залегании, имеют гнейсовидную текстуру, содержат неразвернутые ксенолиты метаморфических пород. Все это дает основания рассматривать их как ультраметагенные автохтонные образования. Напрашивается сравнение с формой залегания гайворонских эндербитов тем более, что есть для этого и другие основания: наличие в аксессуарных количествах граната и пироксенов, а также ядер более высокотемпературной роговой обманки.

Таблица 5.9.

Химический состав минералов и пород звенигородского комплекса

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	45,50	39,48	36,47	35,29	36,20	53,49	59,00	64,69	63,34	70,55
TiO <sub>2</sub>	0,76	1,49	2,15	2,68	2,57	0,14	1,11	0,63	0,45	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,70	12,72	18,03	16,77	16,36	19,31	16,53	15,31	15,53	15,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,02	7,22	4,82	4,62	3,62	3,05	1,92	1,50	3,18	0,75
FeO	12,38	15,07	17,23	18,00	17,57	4,46	5,18	4,87	3,97	2,62
MnO	0,20	0,47	0,13	0,61	0,36	0,12	0,29	0,14	0,13	0,07
MgO	11,78	8,78	8,53	8,55	9,60	4,27	2,99	1,98	2,52	0,63
CaO	11,84	10,82	1,44	0,18	0,25	8,54	5,72	4,38	5,25	2,21
Na <sub>2</sub> O	0,90	1,32	0,50	0,21	0,33	4,50	4,48	4,09	3,64	4,85
K <sub>2</sub> O	0,65	1,00	7,76	9,10	9,11	0,70	0,56	1,00	1,811	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,10	0,03	0,10	0,17	0,07	0,22	НЕ оп.	НЕ оп.	—
H <sub>2</sub> O—	0,06	0,15	0,05	0,18	0,26	0,21	0,23	0,24	0,07	0,18
SO <sub>3</sub>	НЕ оп.	0,13	0,00	0,05	0,03	—	—	—	—	0,41
П.п.п.	2,16	2,00	2,63	3,85	3,68	0,84	1,12	НЕ оп.	0,49	0,43
Сумма	99,98	100,15	99,97	100,33	100,23	99,70	99,58	98,83	100,39	99,66
F, f	43,6	59,7	58,8	60,1	55,3	64,1	71,2	76,7	74,3	86
Fo						0,41	0,27	0,24	0,44	22

Примечание. 1 и 2 — роговая обманка, 3, 4, 5 — биотит. 1 — кварцевый диорит, с. Бужанка, р. Гн. Тикич, № 30; 2 — тоналит, там же, № 731; 3 — там же, 4 — плагиогранит, № 734; 5 — плагиогранит, № 778. Породы: 6 — см. 1, 7 — тоналит, с. Слипченцы; 8 — см. 2; 9 — тоналит; 10 — плагиогранит, г. Звенигородка. Анализы из [890].

РТ-условия формирования пород звенигородского комплекса оцениваются условиями низкотемпературной части субфации куммингтонитовых амфиболитов с наложением эпидот-амфиболитовой фации. Возраст звенигородского комплекса, по данным А.Н. Пономаренко [628], не превышает 2100 млн лет.

### 5.3.6. Ставищенский комплекс

Росинско-Тикичский район, особенно его южная и средняя части, насыщен гранитами нормального ряда. Представлены все структурно-генетические типы гранитов: мигматит-граниты, равномернотернистые, неяснопорфировидные, аплиты-пегматоидные, автохтонные, а в небольших массивах — параавтохтонные и аллохтонные. Массивы и отдельные тела гранитов находятся в сложном сочетании, связаны взаимопереходами и трудно поддаются картированию. Вполне очевидно, что порфиروبласты высокоупорядоченного калишпата накладываются на равномернотернистые граниты и мигматиты и потому порфиоровидные граниты являются более молодыми. Геологическая поседовательность гранитообразования вполне подтверждается радионуклидными данными, полученными совсем недавно [38]. Так, для равномернотернистых (антоновских), неяснопорфиоровидных (уманских, богуславских, юрпольских) и крупнопорфировых гранитов (Ольшаницкий массив на р. Рось) получены, соответственно, следующие даты: 2046; 2050 и 1990 млн лет. Учитывая отсутствие различий в возрасте между уманскими и ставищенскими (антоновскими) гранитами, авторы [38] предлагают все перечисленные нормальные граниты выделить в виде фаз одного комплекса — уманского. Надо заметить, что возле даты 2000 млн лет находится возраст практически всех гранитов УЩ, что не мешает их расчленению в пределах одного района. Если же предложение авторов [38] облегчает геологическое картирование, то с ним можно согласиться.

Серые равномернозернистые мелко- и среднезернистые граниты (житомирский тип), переходящие в розовые аплитно-пегматитовые граниты и их мигматиты образуют целый ряд массивов характерного для этого района субмеридионального и северо-западного простирания площадью от 200 кв. км и более, перемежающиеся с полями мигматитов. Наиболее крупные массивы – Ставищенский (900 кв.км), Васильевский (400 кв.км), (Цыбулевский – 500 кв.км). Ксенолиты в гранитах представлены биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми шлагиогнейсами, нередко диоритами и граодиоритами. Комплекс выделен автором [901].

Граниты небольшого Антоновского массива, хорошо обнаженного по р.Горный Тикич, изучались В.Н.Чирвинским, Л.Г.Ткачуком, Ю.Ю.Юрком, И.С.Усенко. Надо заметить, что антоновский гранит вообще нетипичный представитель ставищенского комплекса. Он выделяется явно интрузивной формой залегания, высокой железистостью биотита и другими признаками.

Минеральный состав ставищенских гранитов типично «житомирский» с примерно равными соотношениями полевых шпатов и кварца. Основность плагиоклаза – №№ 18-30. Биотит зеленовато-бурый, нередко мусковитизирован. Его средняя железистость 58 %, в гранитах Антоновского массива – 72 %. Почти всегда присутствует мусковит. Калиевый полевой шпат, в отличие от этого минерала в уманских гранитах, не полностью упорядоченный. Его рентгеновая триклинность изменяется в широких пределах – от 0,0 до 0,94.

Таблица 5.10.

Химический состав пород и минералов уманского и ставищенского комплексов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	70,55	69,00	71,95	71,80	73,80	76,15	73,00	36,48	36,27	36,71	33,76
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,47	0,24	0,22	0,47	0,20	0,19	2,15	2,21	2,42	2,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,13	14,43	14,24	16,22	14,03	12,61	13,00	16,57	15,81	16,13	16,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	1,56	1,02	0,43	0,42	0,23	0,95	5,26	5,30	7,46	5,38
FeO	1,66	2,16	0,94	1,07	0,64	0,87	1,72	14,65	16,08	16,65	21,96
MnO	0,07	0,09	0,02	–	0,02	0,04	–	0,35	0,42	0,27	0,21
MgO	0,90	1,23	0,49	1,21	0,40	0,21	0,77	10,08	9,95	6,60	6,23
CaO	1,71	2,05	0,80	1,50	1,38	0,69	1,29	0,56	0,28	0,14	0,79
Na <sub>2</sub> O	2,96	3,08	2,90	1,83	3,54	3,08	3,34	0,34	0,26	0,36	0,27
K <sub>2</sub> O	5,08	4,48	5,68	5,20	4,90	5,33	5,44	8,24	8,28	7,64	8,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,16	0,08	–	0,04	0,08	0,05	0,06	0,07	0,07	–
П.п.п.	1,02	1,01	1,09	0,67	0,57	0,29	0,50	3,04	3,38	3,60	3,91
H <sub>2</sub> O–	0,24	0,12	0,25	0,21	0,07	0,18	0,03	–	–	–	0,18
F	–	–	–	–	–	–	–	1,13	0,93	0,83	0,08
Сумма	99,93	99,84	99,71	100,19	99,91	99,89	100,29	99,97	99,97	99,71	99,99
F, f	76	76	80	55	73	84	78	49	52	63	69
Fo, fo	39	42	52	29	40	21	36	14	13	17	10

Примечание. 1–3 – граниты уманского комплекса, 4–6 – граниты ставищенского комплекса 1 – с.Пиковец, № 644; 2 – с.Пиковец; 3 – с.Бузовка; 4 – с.Цыбулев; 5 – с.Ожеговка; 6 – с.Самгородок; 7 – Антоновка, № 684. Биотит: 8 – см.ан.1; 9 – см.ан.2; 10 – см.ан.3; 11 – см. ан.7. Анализы из [890].

Ставищенские граниты сравнительно с уманскими обеднены аксессуарами. Тип минерализации – монацит-циркон-апатитовый, типично житомирский. Среднее содержание аксессуаров: циркон – 28, апатит – 212, магнетит – 253, монацит – 19 г/т.

Ставищенские граниты – натриево-калиевые, большей частью апелитовые (s-граниты) (табл.5.10). По условиям залегания – это автохтонные, а в небольших массивах – параавтохтонные граниты. Они служат тем субстратом, по которому в результате порфиробластеза калишпата развиваются порфиробластические граниты уманского и богуславского типов.

### 5.3.7. Уманский комплекс

Уманский комплекс включает издавна известные типы гранитов – собственно уманские, богуславские и росинские. Исследованием этих гранитов занимались такие петрографы, как В.Н.Чирвинский, В.И.Луцицкий, Л.Г.Ткачук, П.И.Лебедев. Уманский и богуславский типы гранитов выделил Н.И.Безбородко, а росинский – И.С.Усенко и др. [768]. Детальные описания гранитов района имеются в монографиях Ю.Ю.Юрка [906] и И.Б.Щербакова [890]. И.Б.Щербаков вычленил три перечисленных типа гранитов в качестве комплексов из всеобъемлющего кировоградско-житомирского комплекса. В действующей стратиграфической схеме они объединены в один уманский комплекс. Возраст гранитоидов уманского комплекса принимается равным 2,05-1,99 млрд лет [882].

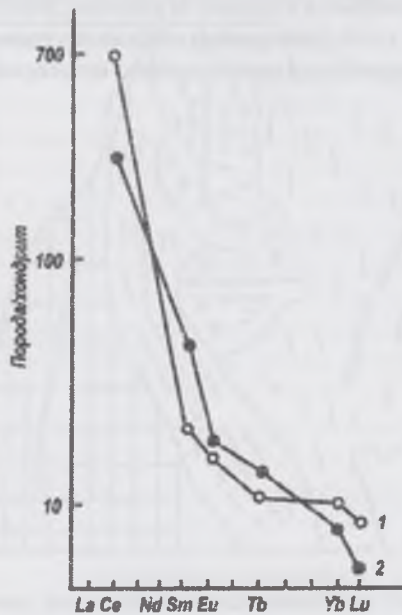
Граниты уманского комплекса выделены прежде всего по признаку наличия порфиroidной структуры. Уманские граниты массивные, голубовато-серые со светло-серыми порфиробластами калишпата, росинские – розовато-серые и розовые, крупнопорфиробластические, богуславские – серые, мелкопорфиробластические. Средний минеральный и химический состав равномернозернистых и порфиробластических гранитов одинаковый: вкрапленники калишпата являются результатом порфиробластеза.

Сравнительно обособленный («ясно очерченный») массив образуют только уманские граниты. В бассейне р.Рось росинские порфиробластические граниты чередуются с полосами темных порфиробластических мигматитов равномернозернистых и аплитовидных гранитов. Для некоторых обособленных массивов намечается такая идеализированная зональность, отвечающая временной последовательности образования от более ранних к молодым и от сравнительно высоко- к более низкотемпера-



турным: биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы субстрата – равномернозернистые граниты и их мигматиты – порфиробластические граниты – розовые равномернозернистые граниты – аплиты-пегматоидные граниты – пегматиты. Ксенолиты пород субстрата в гранитах уманского типа представлены исключительно амфиболитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми плагиогнейсами, в росинских и богуславских гранитах изредка встречаются ксенолиты всех видов пород белоцерковско-володарской голшци. Обычны включения довольно больших гел плагиогранитов и гранодиоритов.

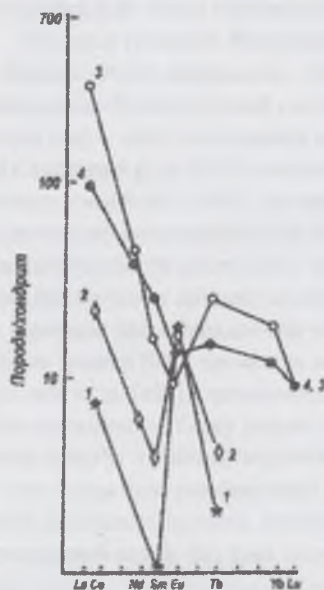
Минеральный состав гранитов полностью отвечает теоретическому составу пород этого вида. Микроклин характеризуется максимальной упорядоченностью и минимальной величиной люминесценции. Плагиоклаз более основной в тишчных



уманских гранитах (среднее № 26), менее основной в росинских (№ 18), богуславских (№ 16) и аплиты-пегматоидных гранитах (№ 14). Биотит зеленовато-бурый, часто мусковитизирован, железистость 58-62 %. Железистость биотита находится в обратной корреляции с содержанием магнетита [764]. На основании «биотитового метода» установлено, что среди пород уманского комплекса преобладают апопелитовые граниты, которые пластово сочетаются с апобазитовыми. В соответствии с составом биотита фугитивность кислорода в апопелитовых гранитах определяется величинами  $f_{O_2}$  равными -13-17, в апобазитовых – 10-13 атм [890]. Аксессуары: циркон, апатит, монацит, магнетит, сфен, пирит. Выделены две генерации циркона, отвечающие породам субстрата и породам магматического этапа. Особенно характерен для апобазитовых гранитов сфен. Он описан в ряде публикаций Ю.Ю.Юрка, Ю.М.Абрамяна и В.В.Бакало [24]. Минерал отличается высокой суммой РЗЭ – 2,19%. Порфирировидные граниты содержат несколько больше Li (26 г/т) и Rb (140 г/т), чем равномернозернистые граниты 18 и 102 г/т, соответственно.

Распределение РЗЭ в гранитах уманского комплекса резко дифференцированное (рис.5.15). Характерна небольшая отрицательная европиевая аномалия. Содержание РЗЭ очень высокое.

Рис. 5.15. Распределение РЗЭ в гранитах уманского комплекса. 1 – уманский гранит, № 703; 2 – богуславский гранит, № 624.



Это объясняется присутствием сфена, особенно часто в уманских гранитах, или небольшого количества монацита. Вклад породообразующих минералов в сумму РЗЭ небольшой. В гранитах амфиболитовой фации лишь половина РЗЭ находится в состоянии кристаллохимического рассеяния, а другая половина концентрируется в акцессорных минералах. Распределение РЗЭ в биотите мало отличается от распределения в граните (рис. 5.16). Микроклин содержит ничтожное количество РЗЭ, но их распределение характеризуется четкой положительной европиевой аномалией.

Рис. 5.16. Распределение РЗЭ в биотите и микроклине гранитов уманского комплекса. Микроклин: 1 – уманский гранит, № 703; 2 – богуславский гранит, № 624. Биотит: 3 – уманский гранит, 4 – богуславский гранит.

По химическому составу граниты разных типов уманского комплекса одинаковы: все они нормальные натрий-калиевые граниты (табл.5.10).

Граниты уманского комплекса автохтонные, небольшие тела – параавтохтонные. Возраст уманских гранитов по монациту определен в 2010 млн лет.

В восточном экзоконтакте Уманского массива А.Н.Комаров и др. [379] исследовали тектоно-метасоматическую зону разломов. Зона выражена полосой тектонитов с развитием процессов зеленокаменного диафореза, сиснитизации и щелочного метасоматоза вплоть до образования эгирин-актинолитовых альбититов.

К уманскому комплексу мы относим корнинские граниты. Корнинский гранит выделен Н.И.Безбородько в 1929 г. Его единственный массив площадью около 35 кв.км находится в южной оконечности Кочеровской структуры. Традиционно массив относился к житомирскому комплексу. Он имеет очень характерный облик: розовые вкрапленники микроклина, часто создающие трахитоидную текстуру, выделяются на фоне очень темной основной ткани. Цвет ее обусловлен повышенной концентрацией биотита в сочетании с сере-голубым кварцем. Состав гранита: плагиоклаз – до 35, микроклин – до 30, кварц – 25, биотит – 10-20. Акцессорные минералы апатит, циркон, сфен, ортит [116]. Граниты характеризуются высокими содержаниями СаО – 2,5-3,4 % при высокой калиевости ( $K_2O=4,5-5,1$  %). Изохронный возраст корнинских гранитов 2055 млн лет [193]. Наличие голубого кварца и возраст позволили некоторым авторам сопоставлять корнинские граниты с осницкими.

По нашему мнению, местоположение массива, апобазитовый характер (высокое СаО и набор акцессоров) и возраст вполне позволяют отнести корнинские граниты к уманскому комплексу. Характерная темная окраска основной ткани обусловлена, вероятно, вытеснением биотита изначально меланократовых гранитов в интерстиции между формирующимися кристаллами микроклина.

К уманскому комплексу можно условно отнести ставковские граниты.

Ставковские крупнозернистые монацитоносные граниты вскрыты долиной р.Ю.Бут на протяжении 3 км от ст.Ставки до г.Гайворон. Они слагают несколько массивов, из которых два наиболее крупных - Ставковский и Устьевский, - имеют размеры 2х10 км. Массивы имеют широтное и субширотное простирание. Они находятся в зоне перехода от гранулитовой фации к амфиболитовой, однако среди ксенолитов отсутствуют породы гранулитовой фации, как следовало бы ожидать, что роднит их с уманскими гранитами. Ксенолиты представлены биотитовыми гнейсами с четко решетчатым микроклином. Какие-либо высокотемпературные минералы ни в гнейсах, ни в гранитах не установлены.

Ставковские граниты светло-серые и розовато-серые, от крупно- до гигантозернистых, и в отличие от уманских, непорфировые. Средний состав гранитов: калишпат - 30, плагиоклаз - 30, кварц - 30, биотит - 3 - 8%. Минеральная особенность гранитов - почти полное отсутствие апатита при очень высоком содержании монацита. По химическому составу граниты аподелитовые.



## Глава 6. Ингульский район

Ингуло-Ингулецкий район, Кировоградский блок, теперь – Ингульский блок, выделен впервые Г.К.Кужеловым как область регионального минимума силы тяжести и пониженного магнитного поля. Причины геофизических особенностей блока в том, что слагающие его породы представлены лейкократовыми гнейсами и гранитами.

С запада и с востока район ограничен двумя жесткими блоками – Днестровско-Бугским и Среднеприднепровским и двумя шовными зонами с повышенной мощностью коры – Голованевской и Криворожско-Кременчугской.



Рис. 6.1. Схема районирования Ингульского блока.

В плане Ингульский район приближается к треугольнику, вершина которого направлена на юг и скрывается под отложениями Причерноморской впадины (рис. 6.1). На севере район погружается в Днестровско-Донецкую впадину и уже в ее пределах срезается разломом северо-западного простирания, где он граничит с гранулитовым блоком, сложенным породами подольского типа.

Принятое в настоящее время деление УЩ на районы основано на принципе блоковой делимости земной коры. Между тем, далеко не все глубинные разломы являются абсолютными границами районов. Это мы отмечали при рассмотрении границ предыдущих районов: Северо-западного, Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского. Характерные метаморфические и гранитоидные формации большинства блоков, как правило, переходят в соседние районы, а в зонах сочленения они перетасованы, возможно, тектонически. Как отмечает В.М.Клочков с соавторами [354, 355], на практике серии метаморфических и метаморфизованных пород,

равно как и гранитоидные комплексы, близкие по возрасту и условиям формирования, имеют ареалы распространения, выходящие за пределы геологических районов. Как следствие, в смежных геологических районах они выделяются под разными названиями и не всегда коррелируются между собой.

Западной границей Ингульского блока служит Первомайская зона разломов. С восточной границей района дело обстоит сложнее. Ранее официально принятой границей между Ингуло-Ингулецким и Среднеприднепровским районами служил Криворожско-Кременчугский разлом. В состав Ингуло-Ингулецкого района была включена Западно-Ингулецкая зона (Ингулецкий вал) – часть совершенно иной геологической структуры – гранит-зеленокаменной области Среднего Приднпровья. К.И.Свешников и др. [650] совершенно справедливо выделили в пределах Ингуло-Ингулецкого района два структурно-формационных комплекса (СФК): древний амфиболит-плагитогранитоидный Среднеприднепровского типа и в целом более молодой – гранитоидно-метатерригенный (Ингульский). Еще раньше эту идею высказали И.М.Этингоф и Я.П.Билынская [905]. Мнения о целесообразности проведения границы между районами по западному ограничению Западно-Ингулецкой зоны или по Западно-Ингулецкому разлому высказывались неоднократно. Г.В.Артемко [11] показал, что метабазиты Правобережного района (северная часть Западно-Ингулецкой зоны) одновозрастны с породами конкской серии Приднпровья и поэтому граница районов должна быть проведена по Западно-Ингулецкому разлому, ограничивающему с запада одноименную зону. З.А.Крутиховская и др. [452], основываясь на анализе магнитного поля, также считают, что переход от Западно-Ингулецкой полосы к Кировоградскому блоку резкий и осуществляется по Западно-Ингулецкому разлому. В юго-восточной части Ингульского района граница блоков проводится по восточному контакту Долинского массива. Между тем, С.Е.Федюшин [777] сообщает, что тела пород типа родионовской свиты (кальцифиры, биотит-пироксеновые кри-сталлосланцы и др.) вскрыты и в пределах самого Долинского массива. Неоднократно поднимался вопрос о сходстве части метаморфических пород ингуло-ингулецкой и криворожской серий. Эта тема получила развитие особенно в последние годы. Так, В.В.Захаров и др. [291] считают, что существует полная тождественность образований всей криворожской и нижней части ингуло-ингулецкой серий и на этом основании доказывают принадлежность криворожской серии к Ингульскому району. В.М.Клочков и др. [354, 355] предлагают выделить единую ингуло-криворожскую серию, считая границей между районами зону налегания пород ингуло-ингулецкой серии на Среднеприднепровский блок.

Существует и другая точка зрения, предполагающая распространение Ингульского района на восток, восточнее Криворожско-Кременчугской зоны. Так, А.А.Дзидзинский и С.Г.Слоницкая [233], основываясь на результатах высокоточной аэромагнитной съемки, предлагают перенести границу Западно-Ингулецкой зоны и Среднеприднепровского блока восточнее Криворожско-Кременчугского разлома, включая толщи Кременчугской магнитной аномалии.

Мы считаем, что по Западно-Ингулецкому разлому происходит сочленение двух принципиально разных участков земной коры и его, вероятно, и следует принимать за границу между блоками. Следовательно и сам район следует именовать не Ингуло-Ингулецким, а Ингульским. Автор так и поступил еще до решения июньской сессии НСК–2003, рассматривая Западно-Ингулецкую зону в составе Приднепровского блока (рис. 6.1).

## 6.1. Геологическое строение

Особенностями структуры земной коры Ингуло-Ингулецкого района являются anomalно большая мощность гранитного слоя – 12-16 км, нормальная – диоритового – 14-17 км и anomalно низкая – базальтового слоя – 6-13 км [690]. Первая – наличие в верхах мантии зоны разуплотнения и большая мощность литосферы, достигающая 250 км [313]. Вторая особенность – почти полное отсутствие в промежутке между Западно-Ингулецким разломом и Приингульским синклиниорием базальтового (гранулитового) слоя [975]. Здесь мощность земной коры блока – 30 км, гранитного слоя – 18 км, а диоритовый слой залегает непосредственно на поверхности Мохо (рис. 6.2). Наличие тонкой коры, по мнению В.И.Старостенко и др. [975], объясняется растяжением блока в субширотном направлении на этапе платформенной активизации. Возможно, наличие разрыва в фундаменте подтверждает идею Н.П.Щербака и А.Н.Пономаренко [868], согласно которой западная и восточная части щита в архее были разведены и сомкнулись только в протерозое. Такое предположение не противоречит гипотезе рифтогенного характера ингульского блока и коллизии Днестровско-Бугского и Среднеприднепровского блоков с надвижением Ингульского блока на Среднеприднепровский. Можно высказать также предположение, что причиной смыкания было давление на Сарматский сегмент Восточно-Европейской платформы Фенноскандийского сегмента, возраст которого, по последним данным, 2 млрд лет [951]. Западно-Ингулецкая зона, в соответствии с геотраверсом VI, может рассматриваться как опущенная. Восточнее Западно-Ингулецкого разлома мощность коры резко возрастает до 60 км, фиксируя «корни гор», и появляется коро-мантийная смесь. Еще восточнее, в пределах Среднеприднепровской ГЗО, вновь сильно утоняется и становится резко расчлененной [975]. По структуре поверхности Мохо Западно-Ингулецко-Криворожская полоса тождественна Голованевской зоне. А.В.Чекунов [823, 825] считает причиной образования в раннем протерозое Криворожско-Кременчугского и Одесского утолщений земной коры формирование астенолита.

Принципиальная схема строения Ингуло-Ингулецкого района изложена в работах Г.И.-Каляева и А.Н.Комарова [321]. После этого схема существенно не менялась, подвергаясь лишь детализации (см. рис. 6.3). Район в целом авторами рассматривается как протоплатформенный блок антиклинорного строения. Ни с одним из этих определений – «протоплатформенный» и «антиклинорный», – нельзя согласиться: во-первых, блок сложен сравнительно молодыми образованиями и, во-вторых, в целом является синклиноным.



Рис. 6.2. Сейсмогеологический разрез по профилю ГСЗ УЦ (Таганрог-Могилев-Подольский) [975]. Условные обозначения см. к рис. 3.2

В пределах Ингульского блока можно выделить три крупных района: центральную осевую зону, Братский и Ингульский синклинории (см. рис. 6.1).

Центральную осевую зону меридионального простирания Ингульского блока образуют два крупных сочленяющихся плутона: Корсунь-Новомиргородский анортозит-рапакиви-гранитовый плутон на севере и Новоукраинский массив порфировидных гранитов и монцитонитов – на юге.

Положение гранитных плутонов осевой части района контролируется трансрегиональным тектоническим швом Херсон-Новомиргород-Смоленск, который, в свою очередь, является частью линеамента, протягивающегося с юга Африки до Кольского полуострова [648]. В зоне шва мощность коры является минимальной. Здесь установлено поднятие базальтового слоя, что характерно для структур рифтового типа. Тектонический шов сыграл роль магмоподводящего канала для Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского плутонов. В зоне шва в направлении с юга на север более древние гранитоиды сменяются молодыми и при этом возрастает глубина дренирования мантии. Одновременно нарастает степень отрыва магмы от очага магмообразования: граниты вознесенского и кировоградского комплексов кристаллизовались на месте, новоукраинского – в пределах своей (гранулитовой) фации, а Корсунь-Новомиргородский плутон внедрен в вышележащие толщи. По нашему мнению, внедрение Корсунь-Новомиргородского плутона связано с формированием Днепровско-Донецкой впадины. Авторы [648] связывают миграцию очагов магмагизма с продвижением на север протерозойского протоастенолита. С востока осевая зона ограничена Ингульской синклиналью, а еще восточнее расположена Западно-Ингулецкая

зона (полоса). Западным обрамлением осевой зоны служит Братский синклиниорий. В структуре района наблюдается некоторая симметрия. Так, в своей средней по простиранию части Братский синклиниорий структурно подобен Западно-Ингулецкой полосе, а в южной – Приингульской синклинали. Ю.Г. Ермаков и др. [261] определяют Приингульскую синклинали как палеоавлакоген, фиксируемый подъемом Мохо до 35 км, что особенно характерно для синформ. По осевой части синклинали проходит Приингульский глубинный разлом, по расположению, вероятно, несколько отличающийся от расположенного севернее Каменско-Кировоградского.

Схема разрывных структур Кировоградского блока предложена также Г.И.Каляевым и А.Н.Комаровым [321] (см. рис. 6.3). Они выделяют три типа разломов: конседиментационные глубинные, поздне- и посторогенные региональные разрывы и разломы платформенного этапа. Конседиментационные разломы – Криворожско-Кременчугский и Тальновско-Ми-роновский – отделяют Кировоградский блок от смежных зон, определяя делимость первого порядка. Мы принимаем, что западным ограничением Кировоградского блока служит Первомайский разлом, отделяющий Братский синклиниорий от Голованевской шовной зоны.

Поздне- и посторогенные разломы, согласно [321], возникают в связи с формированием гранитных тел в виде зон повышенной трещиноватости и являются субсогласными с вмещающими породами. К ним приурочены многочисленные тела пегматитов, зоны катаклаза и милонитизации. Подвижки вдоль этих зон были многократными, однако их глубинность не превышает подошвы земной коры. Менее крупные нарушения восточной зоны – Ингуло-Каменский и Новобутский разломы. В более поздних работах [322] выделяется Западно-Ингулецкий разлом; он хорошо фиксируется геофизическими аномалиями. Разломы этого типа группируются в две крупные зоны. Западная зона именуется Звенигородско-Анновской, восточная – Каменско-Кировоградской. Другие авторы, например, В.А.Крюченко [457], рассматривают эти разломы как подкоровые, равнозначные с Криворожско-Криворожским разломом. А.В.Чекунов и др. [827] не придают большого значения Кировоградскому, а также Девладовскому разлому, но подчеркивают большую роль Субботско-Мошоринского субширотного разлома.



Рис. 6.3. Схема тектоники Кировоградского блока по Г.И.Каляеву и А.Н.Комарову [321] с дополнениями Ю.П.Орещко [585]

1 – центральное осевое поднятие Кировоградского блока, сложенное рапакиви и трахитоидными гранитами; 2 – западное и восточное обрамления осевого поднятия, образованные нерасчлененными порфиробластическими гранитами и гнейсами ингулецкой серии; 3 – синклинали, сложенные гнейсами ингулецкой серии; 4 – антиклинальные массивы, сложенные порфиробластическими гранитами; 5 – переходные пара-геосинклинали зоны куполовидной складчатости; 6 – куполовидные антиклинали; 7 – оси антиклиналей; 8 – оси синклиналей; 9 – дайковые пояса; 10 – разломы; 11 – границы структурных элементов; 12 – Болышская впадина; 13 – геосинклинали, обрамляющие Кировоградский блок. Цифрами в кружках обозначены главные складчатые и разломные структуры: 1 – Корсунь-Новомиргородский, 2 – Новоукраинский, 3 – Бобринецко-Кировоградский, 4 – Вознесенский, 5 – Чигиринский, 6 – Долинский, 7 – Богуславский, 8 – Уманский. Синклинали: 9 – Приингульская, 10 – Братская. Глубинные разломы: 11 – Криворожский, 12 – Мирововско-Тальновский, 13 – Бобринецко-Кировоградский, 14 – Звенигородско-Анновский, 15 – Ингуло-Каменский.

Каменско-Кировоградская зона разломов, по [322, 376] имеет сложное строение и состоит из целой группы менее крупных разломов. В этих разломах особенно широко развиты процессы альбитизации, микроклинизации и окварцевания пород разного состава с сопутствующим оруденением. Разломы платформенного этапа развития, в отличие от предыдущих, имеют секущее простирание, близкое к субширотному. Их возраст – от протерозоя до мезозоя. В большинстве случаев разломы контролируются дайками разнообразного состава.

Братский синклиниорий определяется как западная часть Ингульского блока, ограниченная с запада выступом гранулитового основания Голованевской шовной зоны, а с востока – центральным осевым поднятием Кировоградского блока [377].

Ю.П.Соломатин [694] рассматривает Братский синклиниорий как единую структуру, выделяя в нем собственно Братскую синклинали и Вознесенский антиклиниорий. Последнему отвечает отрицательная аномалия силы тяжести и пониженное спокойное магнитное поле. Вознесенский антиклиниорий является, по данным Ю.П.Соломатина, протерозойской троговой структурой, наложенной на древнее архейское ядро. Северное замыкание этой структуры проходит на севере по широте сел Добровеличковка-Глodosы, однако Братский синклиниорий в целом прослеживается далеко на север. Отмечается, что по ряду геофизических параметров вознесенские и березовские граниты северного замыкания синклинали близки. На этом, в частности, основании, мы включили все граниты Березовского и Глodosского блоков в состав вознесенского комплекса.

О.Б.Гинтов и В.М.Исай [195] определяют Братский и Ингульский синклинории в целом как разломные зоны, осложненные системой сколово-сдвиговых нарушений. Гранитоиды и метаморфические комплексы рассматриваются как производные полей напряжения.

А.Н.Шевченко [837] отмечает в верхнем структурном ярусе Братского синклинория тектоническое соемещение латерально разобщенных комплексов пород в одном вертикальном разрезе в виде пакета пластин с восточной вергентностью. Гранулитовые породы выходят обычно в ядра купольных структур и антиформ. В.М.Клочков также указывает, что в составе разреза каменно-костоватской свиты участвуют различные метаморфизованные породы. Одни из них – породы гранулитовой фации: гиперстенсодержащие плаггиогнейсы и кристаллосланцы, гранат-биотитовые, графит-биотитовые и биотитовые плаггиогнейсы. Другие – породы амфиболитовой фации: амфиболиты, амфиболсодержащие плаггиогнейсы, кристаллосланцы, графит-биотитовые, графит-диопсидовые плаггиогнейсы и др.

Г.М.Яценко и др. [939] выделяют в средней части Братского синклинория, в междуречье Черного и Сухого Ташлык, «Ташлыкский зеленокаменный пояс». Основанием послужило наличие здесь в обрамлении гранитных куполов пород, близких к спилит-диабазовой и железисто-кремнистой формациям. Эти породы глубоко метаморфизованы и, по нашему мнению, зеленокаменными считаться не могут.

Структура Звенигородско-Анновской взбросовой зоны разломов, согласно исследованиям А.Н.Комарова [377], определяется широким развитием куполов и брахиантиклиналей, которые группируются в одну структуру – Шевченковско-Березовский гранитизационный вал субмеридионального простирания. Звенигородско-Анновская зона представляет собой совокупность многочисленных разломов позднеорогенного этапа протяженностью около 10 км каждый, выраженных сближенными зонами катаклаза, милонитизации, диафореза и щелочного метасоматоза. Это те разломы, которые, по мнению А.Н.Комарова, охватывают только верхнюю часть коры. Возникновение Звенигородско-Анновской зоны вызвано формированием Шевченковско-Березовского гранитизационного вала, который положил начало ослабленной зоне. На юге зона меняет направление, расщепляется на милонитовые швы и затухает в пределах Новоукраинского массива и Братского синклинория. Западной границей Звенигородско-Анновской зоны служит Звенигородско-Ольшанский разлом.

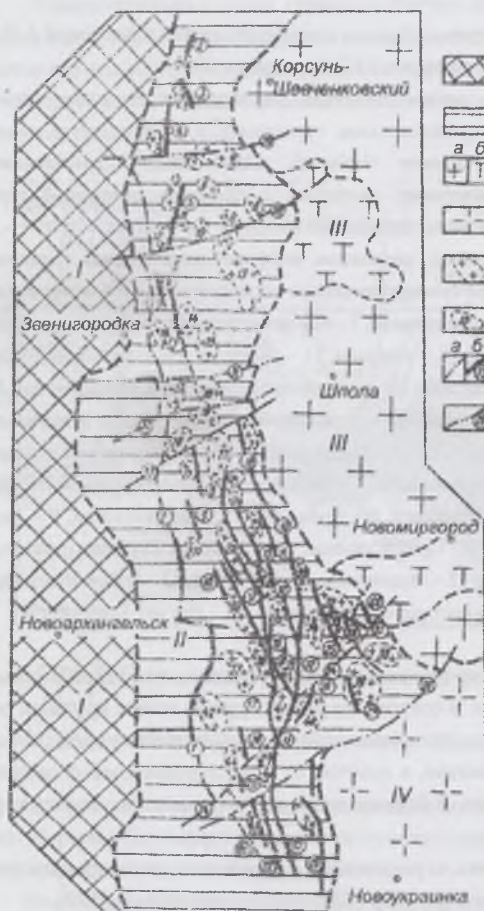


Рис. 6.4. Схема строения Звенигородско-Анновской зоны разломов [377].

- 1 – породы вулканогенно-осадочной и ультраметаморфических формаций Белоцерковско-Одесской геосинклинальной ветви; 2 – породы гнейсифицированной вулканогенно-осадочной формации, граниты и мигматиты западной части Кировоградского блока; 3 – породы формации рапакиви с анортзитовой подформацией (а – граниты рапакиви, б – лабрадориты, анортзиты и габброанортзиты); 4 – новоукраинские трахитоидные граниты; 5 – разломы позднеорогенного этапа (тектово-метасоматические зоны), представленные: а – зонами катаклаза, милонитизации и диафореза, б – зонами катаклаза, милонитизации, диафореза и натриевого метасоматоза; 6 – разломы платформенного периода. Римскими цифрами обозначены: I – Белоцерковско-Одесская геосинклинальная ветвь; II – Шевченковско-Березовский гранитизационный вал; III – Корсунь-Новомиргородский плутон; IV – Новоукраинский массив. Тектово-метасоматические зоны: 1 – Звенигородско-Ольшанская; 2 – Выграевская; 3 – Стеблевская; 4 – Селецкая; 5 – Пединовская; 6 – Тарасовская; 7 – Богачевская; 8 – Кайтановская; 9 – Лисичанская; 10 – Петроостровская; 11 – Ярошевская; 12 – Новопетровская; 13 – Новопавловская; 14 – Сухокалигоровская; 15 – Ивановская; 16 – Восточно-Курникова; 17 – Западно-Курникова; 18 – Надлакская; 19 – Новогригорьевская; 20 – Завадовская; 21 – Марьевская; 22 – Юрьевская; 23 – Фурмановская; 24 – Хмельевская; 25 – Копаньковская; 26 – Ледянская; 28 – Восточно-Андреевская. Разломы платформенного периода: 29 – Шендеровский; 30 – Шевченковский; 31 – Стецовский; 32 – Шполянский; 33 – Вербовецкий; 34 – Кировский; 35 – Глодосский.

Разломы платформенного периода имеют северо-восточное простирание, секут все складчатые структуры, а также Корсунь-Новомиргородский плутон. Они выделяются по геофизическим аномалиям, частью по зонам деформации. К ним относятся Шендеровский, Шевченковский, Шполянский, Глодосский разломы. Эти разломы разделяют Звенигородско-Анновскую зону на блоки, вертикально смещенные относительно друг друга. Шевченковский блок находится севернее Шендеровского разлома,

Березовский блок – южнее Шполянского разлома, самый южный – Глодосский блок. Мощность коры в этой зоне 52 км, то есть почти такая же, как Голованевской шовной зоны. Следовательно, и это важно отметить, что в утолщении Голованевской шовной зоны участвуют и образования Ингульского района.

Не так давно установлено, что в пределах южной части Братского синклинория есть проявления мафит-ультрамафитовых пород [120,121]. Напрямую их трудно сопоставлять с побужскими, но принципиальное сходство надо учитывать. Наличие этих пород подчеркивает шовный характер Голованевской зоны.

Интересную и весьма убедительную, на наш взгляд, геологическую интерпретацию профиля ГСЗ Бабанка-Пятихатки, пересекающего весь Ингульский блок, предложил В.А. Крюченко [454, 455] (рис. 6.5). Суть его интерпретации такова.

Мощность коры Кировоградского блока, согласно данным по профилю ГСЗ VIII, в среднем 41-42 км. Это меньше, чем в прилегающих блоках, что является еще одним доказательством синклинойной структуры района. По нашему мнению, любая синклинойная структура, будь то зеленокаменная, или такая крупная, как ДДВ, а в нашем случае – Ингульский синклинойный, всегда предполагают поднятие Мохо и всегда связаны с рифтогенезом. Подъем Мохо обусловлен восстановлением изостатического равновесия ввиду разуплотнения верхней части коры и осуществился вдоль разломов подкорового заложения – Тальновско-Мироновского и Криворожско-Кременчугского [454].

По направлению с запада и с востока к осевой части Ингульского района происходит утолщение верхнего гравитационно-активного слоя. Этот слой проявляется там, где на поверхность выходят протерозойские осадочно-метаморфические образования и гранитоиды. Толщи, подстилающие гравитационно-активный слой, относятся к архейскому структурному этажу, сложенному породами гранулитовой фации. Мощность протерозойских пород на крыльях синклинали составляет всего 3-4 км, а в осевой части – 13-14 км. Таким образом, еще раз подтверждается синклиная, а не антиклиная структура района в целом. Этот геосинклиальный прогиб назван Я.Н.Белевцевым и др. [62] Центрально-Украинской нижнепротерозойской геосинклиной.

Согласно принципу изостазии, накопление рыхлой толщи легких пород должно компенсироваться подъемом верхней мантии. Поднятие Мохо имеется под Корсунь-Новомир-городским плутоном, которое рассматривается в качестве вторичной антиклинальной структуры [454]. Поднятие ограничено разломами, которые, по данным ГСЗ, проникают до мантии – Звенигородско-Анновским и Кировоградским. Максимальная глубина прогибания гравитационно-активного слоя синклинали 16-18 км. На разрезе выделяется еще одно поднятие – Александрийско-Боквянское с амплитудой воздымания 2-3 км, отвечающее границе Ингульского блока и Западно-Ингулецкой полосы. В пределах этого поднятия развиты чарнокитоиды и гиперстеновые гнейсы спасовской свиты. Мощность протерозойских отложений в пределах поднятия также сокращена до 2-3 км. К поднятию приурочена магнитная аномалия, причем магнитоактивные породы залегают на глубинах всего от 1 до 5 км. Предполагается, что Александрийско-Боквянское поднятие служило барьером для распространения на запад осадков криворожского типа [454]. Из рассмотрения геолого-геофизического разреза по профилю ГСЗ XXV можно сделать вывод, что до отложения ингуло-ингулецкой серии Голованевский блок и Западно-Ингулецкая полоса, возможно, составляли одно целое, поскольку по признакам малой мощности гравитационно-активного слоя и толщине коры Голованевская шовная зона и Западно-Ингулецкая полоса являются одинаковыми.



Рис. 6.5. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю ГСЗ XXV по результатам комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных [454].

1 – поверхность М; 2 – горизонт К2; 3 – отражающие площадки; 4 – подошва гравитационно-активного слоя, сложенного раннепротерозойскими образованиями; 5 – трахитоидные граниты; 6 – граниты и мигматиты кировоградско-житомирского комплекса; 7 – биотитовые гнейсы и мигматиты; 8 – пироксен-биотитовые гнейсы; 9 – подстилающий образования предположительно архейского возраста. Глубинные подкоровые разломы: I – Бугско-Мироновский; II – Звенигородско-Анновский; III – Маловисковский; IV – Кировоградский.

Новую интерпретацию геологической структуры Ингульского района на материале того же профиля Бабанка-Пятихатки предлагает Т.В.Ильченко [312]. По ее расчетам, верхняя часть коры до глубины 5 км имеет блоковое строение, обусловленное составом пород. Ниже верхнего слоя кора имеет горизонтально-слоистое строение, созданное слоями с разной скоростью волн. Преобладают слои с пониженной скоростью; вероятно, это лейкократовые гнейсы и граниты. На глубине около 40 км имеется внутримантийная прикоровая линза, которую автор связывает с мафитами Корсунь-Новомиргородского плутона. Таким образом, по мнению автора, мафиты Корсунь-Новомиргородского плутона подстилают Новоукраинский плутон.

Автор неоднократно высказывался о наличии в пределах Ингульского района гранулитового фундамента, что обусловило двухъярусное его строение. Аналогичную точку зрения изложил В.М.Клочков (устное сообщение) при подготовке к изданию геологической карты масштаба 1:200 000 Новоукраинского и Кировоградского листов. Он выделяет два структурных этажа. Верхний этаж – гравитационно-активный. Нижний этаж, в свою очередь, по физическим свойствам разделяется по латерали на две разобценные «палеозоны» – гранулит-базитовую на западе и гранит-зеленокаменную на востоке. Зонаю сочленения фундаментов гранулит-базитового и гранит-зеленокаменного типов служит Устиновско-Знаменская шовная зона. Гранулит-базитовый фундамент, по мнению В.М.Клочкова, сложен породами типа днестровско-бугской серии. Таким образом, в пределах земной коры под Ингульским блоком выделяются два типа фундамента: гранулитовый и гранит-зеленокаменный. Следова-

но, толщи Ингульского блока перекрывают западную часть Среднеприднепровского блока, то есть имеет место субдукционное сочетание двух блоков. При этом со стороны Ингульского блока – это обдукция, а Среднеприднепровского блока – субдукция. Кроме того, в разрезе земной коры намечаются два гранулитовых этажа. Назовем их «верхний гранулитовый» (спасовская свита) и «нижний гранулитовый» (аналог днестровско-бугской серии. Г.М.Яценко [941] также считает, что толщи Ингулецкого вала («Ингулецкой глыбы») погружаются под толщи Ингульского синклиория. Восточнее Криничеватского купола серо-гнейсовый фундамент обнаружен на глубинах всего около 500 м. Мощность самого гранит-зеленокаменного фундамента около 6-8 км. Ниже он переходит в диоритовый слой. Судя по выходам гранулитов спасовской свиты, прилегающая к Западно-Ингулецкому разлому часть Ингульского блока приподнята.

Возможность проявления двух типов гранулитового метаморфизма – архейского и раннепротерозойского – идея не новая. Она впервые высказана Р.Я.Белевцевым и после него всерьез не обсуждалась. Он пишет «...на УЩ после раннеархейского гранулитового метаморфизма проявился субизобарический раннепротерозойский зональный прогрессивный региональный метаморфизм» [220, с.180]. Нами совместно с Р.И.Сироштаном также высказывалась мысль о проявлении на УЩ трех типов гранулитовой фации: новопавловского, среднебужского и ингуло-ингулецкого.

Р.Я.Белевцев [49] разработал схему строения Ингульского района с позиций геосинклиальной теории Обуэна. Им выделен целый ряд геосинклиальных структур разных знаков, в том числе Криворожско-Кременчугский мезогеосинклиальный прогиб, несколько конкретных синклиналей и поднятий, наконец, континентальная область – Кировоградско-Новоукраинский форланд. По его образному выражению, район имеет ячеистую структуру, причем центры ячеек заняты «полями» гранитоидов, а перегородки между ними сложены «полосами» метаморфических пород.

Е.Б.Плевасский и др. [211] предложили схему геодинамического развития Ингульского блока с позиций тектоники плит, рассматривая его как междууговый бассейн, который окончательно закрылся ко времени 2000 млн лет, объединив тем самым Украинский щит в одно целое. Достоверность гипотезы этих авторов нарушается неверными, на наш взгляд исходными данными. Так, гранулитовая область западной части щита, а также район Липняжского купола бесосновательно отнесены к разряду зеленокаменных структур. Если следовать такому пониманию зеленокаменных структур, то все районы щита с метабазитовым наполнением независимо от степени метаморфизма следует перевести в разряд зеленокаменных.

С позиций плитовой тектоники структуру Ингульского блока можно представить следующим образом.

Как полагают [192], архейская литосфера состояла из небольших тонких плит, поэтому механизм субдукции в полной мере не осуществлялся. Роль субдукции играли процессы сучивания, сопровождающие торошение и проседание плит. Ингульский блок с востока и запада ограничен двумя зонами утолщения коры – Голованевской и Западно-Ингулецкой. Предлагались варианты как надвигания, так и поддвигания соседних блоков: Днестровско-Бугского на (или под) Кировоградский и Кировоградского на (или под) Среднеприднепровский. Геофизические данные подтверждают такие предположения. В.Б.Соллогуб [690] отмечает, что в районе Криворожско-Крупешкой зоны отражающие площадки горизонта  $K_2$  как бы надвинуты одна на другую. «...Создается впечатление, что этот надвиг образовался благодаря горизонтальным подвижкам отдельных блоков в восточном направлении» [690, стр. 82]. Результаты сверхглубокого бурения показали, что Среднеприднепровский блок по Криворожско-Кременчугской зоне разломов погружается под Западно-Ингулецкую зону и, возможно, под Ингульский блок.

Р.Я.Белевцев [274] доказывает наличие поддвигания Среднеприднепровского блока под Ингульский, вследствие чего в районе Кривбасса происходит удвоение мощности континентальной коры. По нашему мнению, упомянутые зоны можно рассматривать как зоны сучивания, возникшие в результате торошения при участии двух упомянутых блоков. Тогда возникает вопрос о характере взаимоотношений на границах сталкивающихся блоков – субдукционном или обдукционном, а также о направленности векторов напряжения. Есть некоторые основания судить об этом исходя из трех особенностей структуры Ингульского блока. Во-первых, восточный и западный края этого блока приподняты – это следует из неглубокого залегания фундамента, а выдвигание вверх гранулитовых поясов характерно именно для обдукции. Во-вторых, структура верхнего гравитационно-активного (гранитного) слоя, по данным В.А.Крюченко [454], явно синклиальная. В-третьих, поверхность Мохо приподнята, что рассматривается как изостатическая компенсация легких осадков. Из этих фактов можно сделать вывод, что сдвигавшие усилия в раннем протерозое были направлены в сторону оси Ингульского синклиория, а шовные зоны имели относительно него обдукционный характер и субдукционный относительно сдвигавшихся блоков. В восточном контакте района это подтверждается также более высокой степенью метаморфизма спасовской свиты в сравнении с нижними свитами ингуло-ингулецкой серии. Таким образом, в раннем протерозое Ингульский блок был зоной сжатия, что означает существование нисходящего потока мантийной ячеи. В это же время Днестровско-Бугский блок, судя по широкому распространению базитовых даек этого же времени (двушироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев), находился в состоянии длительного расширения – океанического спрединга. Надо заметить, что породный состав Ингульского блока, если признать его вулканогенным, а не осадочным, был сложен вулканитами базальт-андезит-диоритовой ассоциации, характерной для островодужных серий. В мезопротерозойское время режим сжатия Ингульского блока сменился режимом растяжения, возможно, в связи с восходящим потоком мантийной ячеи. Связанная с этим декомпрессия корово-астеносферного слоя вызвала формирование разнообразных гранитных куполов. В неопротерозое вектор напряжения изменился на  $90^\circ$ , вероятно, в связи с формированием ДДВ и в широтные разломы внедрились дайки.

Два мегаблока – Днестровско-Бугский и Росинско-Тикичский, с одной стороны, и Ингульский – с другой, с позиций метаморфизма можно представить как парные метаморфические пояса, характерные исключительно для островных дуг. В таком случае Днестровско-Бугский и Росинско-Тикичский районы (последний – как апогранулитовый) представляют собой пояс высокого давления, для которого характерно также развитие мафитов и ультрамафитов, а Ингульский блок выступает как пояс низ-



кого давления (ладожский тип метаморфизма по [250] с характерной для него ассоциацией метапелитов, известняков (в данном случае овалосидов диопсидовых кристаллосланцев) и широким проявлением гранитного магматизма. Разумеется, предложенное разделение по давлению имеет только относительный характер, так как гранулитовую зону с  $P=7-8$  кбар нельзя назвать зоной высокого давления, а район развития пород ингуло-ингулецкой серии с  $P=5-6$  кбар – зоной низкого давления. Строго говоря, оба пояса принадлежат к метаморфической серии умеренного давления. В докембрии парные метаморфические пояса как правило вообще не распознаются. Причина этого заключается, как полагают [696], в очень пологом и медленном погружении континентальных плит и вследствие этого в незначительной разнице величины геотермического градиента [548].

Особенности геологического строения Ингульского блока позволяют высказать еще одну и, как нам кажется, достаточно реальную гипотезу, а именно: представить весь блок как проторифтогенную систему. Как полагают А.Ф.Щеглов с соавторами [860], ссылаясь на Е.Е. Милановского, процессы рифтогенеза в архее совмещают в себе признаки рифтового и геосинклинального режимов, лишь в протерозое континентальный рифтогенез полностью подчинен геосинклинальному. Тем не менее, на всех этапах развития Земли рифтовый режим обладал рядом общих характерных особенностей. По определению авторов, рифтогенная система – это закономерная совокупность проявления структурных, магматических и рудных образований, формирующих в процессе рифтогенеза характерные последовательные ряды латерально-синхронных структурных форм, магматических и рудных формаций.

Признаки рифтогенной системы в применении к Ингульскому району следующие.

В структурном отношении рифтогенные системы представляет собой линейные формы, сочетание осевых грабенов и горстов, поперечных и диагональных разломов, ограниченные периферийными разнородными блоками. Линейная форма Ингульского блока вполне очевидна. Горстово-грабеновая структура проявляется в строении поверхности Мохо. Согласно разрезу по профилю IV (см. рис. 6.2), Кировоградский разлом делит Ингульский блок на две части: западную, опущенную, с мощностью коры около 50 км, и восточную – приподнятую, где мощность коры составляет 40–43 км. Наличие многочисленных разломов как меридионального, так и поперечного и диагонального простираний доказано, в частности, работами В.А.Крюченко [457]. Приподнятые периферийные блоки фиксируются выходами гранулитовых пород спасовской, рошаховской и каменно-костоватской свит на востоке и на западе блока. Ингульский район находится на стыке двух разнородных блоков – гранулитового на западе и гранит-зеленокаменного на востоке, что очень характерно для рифтогенных зон. Для рифтогенных структур типично поднятие поверхности Мохо и наличие корово-мантйной смеси, что также наблюдается для Ингульского блока. Гранитоиды рифтогенных зон нередко представлены специфичными типами пород – монзонит-сиенитами и щелочными гранитами, аляскитами, лейкогранитами. Источником для первых предполагается корово-мантйная смесь, так что в рифтогенных зонах существуют мантйные и коровые гранитоиды. В Ингульском районе ситуация аналогичная.

## 6.2. Стратиграфия.

В стратиграфической схеме НСК–1999 были совмещены образования Братско-Ингульской и Западно-Ингулецкой частей Ингульского района. Метаморфические толщи Ингульского блока традиционно рассматриваются как нижнепротерозойские образования. В разрезе выделена одна – ингуло-ингулецкая серия, которая сопоставляется с тетеревской серией северо-запада. Одно время – в схеме УРМСК–1970 – ингуло-ингулецкая серия была разделена на две – ингульскую и ингулецкую, и это было, по нашему мнению, совершенно правильное решение. Теперь ясно, что толщи ингуло-ингулецкой серии распространены в трех территориально разобщенных районах. Нижнюю часть серии слагают свиты, залегающие в Западно-Ингулецкой полосе, севернее широты г. Кривого Рога. Они представлены свитами, снизу вверх: зеленореченской (метабазиты, биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые плагиогнейсы, кварциты), артемовской (железистые кварциты и скарноиды) и родионовской (лестрая толща, преимущественно метапелиты – кварц-биотитовые, кварц-графитовые, биотит-гранатовые плагиогнейсы, а также актинолитовые и диопсидовые плагиогнейсы, карбонатные породы, кварциты). Верхнюю половину серии слагают свиты, развитые в Братском и Ингульском синклиниях и имеющие в этих структурах разные названия. В Братском синклинии – это свиты, снизу вверх: каменно-костоватская (гиперстенсодержащие плагиогнейсы – гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, гранат-биотит-гиперстеновые) и рошаховская (метапелиты), а в Ингульском – спасовская (широксенсодержащие гнейсы) и чечелевская (метапелиты). Контакты между свитами повсюду согласные. Верхняя и нижняя составляющие ингуло-ингулецкой серии принципиально различаются по степени метаморфизма: породы нижней части метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой-амфиболитовой фациях, а верхней – преимущественно в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Таким образом, получается, что высокометаморфизованные толщи подстилаются низко метаморфизованными, что с позиций ареального регионального метаморфизма совершенно невероятно. Для объяснения этого факта необходимо привлекать, как это сделал Р.Я.Белевцев, идею латерального зонального метаморфизма.

Еще в 1986 г. И.М.Этингоф и Я.П.Билынская [903, 904] считали необходимым сопоставлять зеленореченскую и артемовскую свиты с толщами Среднего Приднепровья. Г.В.Артеменко [11] на основании возрастных данных показал, что метабазиты Правобережного района следует относить к конкской серии. И.М.Этингоф и Я.П.Билынская допускали возможность отнесения спасовской свиты к архею. Они отмечали также, что породы спасовской свиты в виде полосы шириной до 5 км расположены вдоль Западно-Ингулецкого разлома, который, скорее всего, и отделяет высокометаморфизованные свиты Ингульского района от низкометаморфизованных свит Приднепровья. В западных районах распространения пород спасовской свиты в гнейсах появляется обильный магнетит и в таком виде свиту можно сопоставлять с аналогичными породами ядрово-трактемировской толщи, а последние, скорее всего, являются продолжением Среднего Побужья. Сопоставление упомянутых толщ некорректно по той причине,

что в спасовской свите преобладают гиперстен-биотитовые плагиогнейсы (метаандезиты), а в ядрово-трактемировской толще – двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы (метатолиты). Вообще, если заняться «снятием метаморфизма», то для многих свит ингуло-ингулецкой серии, особенно нижних, можно найти формационные аналоги среди пород бугской серии.

С другой стороны, многие геологи считают, например, родионовскую свиту, аналогом гданцевской свиты криворожской серии и, более того, предлагают выделить, как уже отмечалось выше, единую ингуло-криворожскую серию. Р.Я.Белевцев [50] установил, что в направлении от Криворожско-Кременчугской зоны на запад из разреза криворожской серии постепенно выпадают отдельные свиты. Сначала metabазитовая (новокриворожская) и терригенно-ультрабазитовая (скелеватская), за ними железисто-кремнисто-ультрамафитовая (саксаганская), затем карбонатно-кварцитовая (гданцевская). Остаются, таким образом, верхи криворожской серии.

В последние годы подвергается сомнению протерозойский возраст ингуло-ингулецкой серии. Для этого применяются доводы разного плана.

Инструментально аргументированное начало этим сомнениям положили Д.Н.Щербак с соавторами [861], которые определили возраст циркона из биотитового гнейса Клиновского месторождения в 3195 млн лет и это единственная на сегодняшний день воспринимаемая специалистами дата. Они пишут, правда, что этот циркон кластогенный, похожий на циркон днепрпетровских гранитов и являющийся, вероятно, продуктом разрушения последних. Определение кластогенности циркона – дело крайне сложное. По нашим наблюдениям, циркон в биотитовых гнейсах темный, коричневый, без каких-либо признаков переноса, но содержит внутренние кристаллы, возможно, терригенного циркона в количестве до 25% по объему. Коричневый циркон очень похож на циркон гнейсо-эндербитов Среднего Побужья, для которого установлены две даты: 3400 и 2800 млн лет. Есть еще одна дата, полученная калий-аргоновым методом по роговой обманке из будины скарноидов среди пород чечелевской свиты и считающаяся достоверной – 2540 млн лет. Бледная голубовато-зеленая роговая обманка развивается по клинопироксену, является несомненно вторичной и отражает только время одного из этапов регрессивного метаморфизма, поэтому приведенная дата утверждает скорее архейский возраст чечелевской свиты.

Н.П.Щербак и А.Н.Пономаренко [868] в одной из своих новых работ геохронологию Ингульского блока специально рассматривают. Они пишут, что в палеоархее щит слагали только Днестровско-Бугский, Среднеприднепровский и западная часть Приазовского района. Прочие блоки, в том числе Ингульский, приращивались к палеоархейскому континенту. Тем не менее они допускают: «...если предположить, что щит изначально существовал в тех размерах и границах как и сейчас, тогда в «приращенных» блоках следует ожидать наличия палеоархейских образований, как реликтов» [868, с.22].

Наконец, в нашем распоряжении имеются определения возраста, выполненные методом общего свинца по отдельным кристаллам циркона, разработанного и выполненного А.Чебуркиным и А.Андреевым. Согласно этим определениям, многие кристаллы циркона из гиперстеновых гнейсов и эндербитов ташлыкского комплекса, наряду с молодыми датами имеют возраст свыше 3 млрд лет. Метод общего свинца специалистами по геохронологии всерьез не принимается, но в совокупности с другими данными заслуживает упоминания.

Приведем данные еще одного метода, которые также подвергаются сомнению. Н.Я.Яценко и В.В.Шехоткин [945] применили термоионный кинетический Pb-Pb метод. В окрестностях Клиновского месторождения золота они выделяют несколько древних магматических комплексов, в том числе клиновский диорит-тоналит-плагиогранитовый (аналог сурского), гранодиорит-гранитовый (аналог демуринского) и западноклиновский (южнокриворожский) комплекс габбро-долеритов и цикритоидных лампроитов. Для тоналитов, секущих чечелевскую свиту в районе Клиновского месторождения они приводят дату 3100 млн лет. Тоналиты вместе с габбродиоритами слагают серию секущих тел мощностью от первых сантиметров до нескольких метров, приуроченных к зонам катаклаза. Утверждается, что такие зоны контролируют золото-сульфидную минерализацию. Руководствуясь своими возрастными данными, авторы приходят к выводу, что Ингуло-Ингулецкий синклиниорий и структуры Среднеприднепровского блока имели общие черты геологического развития, свойственные зеленокаменным структурам докембрия, причема Ингульский район отличается лишь меньшим уровнем эрозионного среза. На наш взгляд, такое сопоставление недопустимо: Ингульский район, кроме проблематичных определений возраста, не имеет ничего общего с гранит-зеленокаменными областями хотя бы потому, что в нем просто нет зеленокаменных структур.

### 6.3. Метаморфизм.

Метаморфизм Ингульского района для УЩ уникален. Его уникальность в том, что здесь хорошо просматривается как прогрессивная, так и регрессивная ветви, что в других районах только предполагается. Более того, есть основания полагать, что в структуре коры имеется два гранулитовых слоя: в протоплатформенном чехле и в фундаменте.

Ингульский район – самый «гнейсовый» район УЩ и в то же время, в отличие от бытующих представлений, один из самых «гранулитовых». Он сложен породами как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций. Распространенность последних вместе с высокотемпературными интрузивными породами – монзонитоидами, – по нашим расчетам составляет около 35%. Породы низких фаций приурочены к Западно-Ингулецкой зоне и здесь нами не рассматриваются.

Метаморфизм Ингульского района основательно изучен Р.Я.Белевцевым [50]. Рассматривается метаморфизм только предположительно протерозойских толщ, каковыми считаются все породы ингуло-ингулецкой серии, включая Криворожье и Западно-Ингулецкую зону. Доказано, что метаморфизм этого района зональный, в отличие от господствующего на УЩ ареального регионального метаморфизма, прогрессивный и преимущественно изохимический. Признаками прогрессивного метаморфизма по [50] служат постепенное исчезновение тонкой слоистости первичных осадочных и вулканогенных структур, выдержанность состава пород разных

петрохимических групп, постепенное увеличение крупности зерен, изменение степени метаморфизма по простиранию толщ, зональность в кристаллах граната. По нашим данным, признаками прогрессивности в гранулитах служит также наложенный характер ортопироксена, граната и, возможно, кордиерита в гнейсах соответствующего петрохимического состава. Важно еще раз подчеркнуть, что прогрессивный характер гранулитового метаморфизма более или менее надежно устанавливается только в этом районе, хотя нами некоторые признаки прогрессивной ветви метаморфизма также установлены в Голованевской шовной зоне. Для других гранулитовых районов определяются только максимум гранулитового метаморфизма и его нисходящая регрессивная ветвь.

Автором настоящей работы, а также другими геологами, высказывалась гипотеза о генезисе метаморфических пород Ингульского синклиналии за счет регрессивного метаморфизма гранулитовых толщ. Теперь эту точку зрения автор подвергает сомнению.

Предполагалось, что регрессивная ветвь метаморфизма выражается в наличии регрессивной метаморфической зональности в Ингульском и Братском синклиналиях: на юге породы метаморфизованы в гранулитовой, на севере в амфиболитовой фациях. Границы фаций и субфаций секут простирание толщ. В качестве минеральных реликтов гранулитовой фации рассматривались пироксены, часто наблюдаемые в аксессуарных количествах в гнейсах чечелевской свиты, а нередко -- и в гранитах кировоградского типа. По нашему мнению, с таким же правом этот факт может рассматриваться как первое появление минерала, конкретно -- гиперстена, образующего порфиробласты явно наложенного характера.

Для доказательства первично-гранулитового происхождения чечелевской толщи обычно привлекаются данные петрохимического и геохимического характера.

Так, Е.П.Беличенко [63, 64] утверждает, что по всем петрогеохимическим характеристикам гнейсы обрамления Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского плутонов ближе к архейским образованиям и представляют собой переработанные в протерозойское время вулканы, метаморфизованные до этого в гранулитовой фации. Их средний химический состав вполне сопоставим с составом гнейсо-эндербитов пгт. Завалья на Среднем Побужье, описанных Т.Э.Плоткиной [620]. К такому же выводу пришли А.Р.Белевцев и др. [47]. Эти авторы, не ссылаясь на кластогенность циркона, а просто принимают дату 3175 млн лет как возраст клинцовских гнейсов. В.Н.Загитко и др. [287], напротив, считают циркон гнейсов кластогенным и, оперируя другими возрастными данными, доказывают, что он принадлежит гранитам Среднего Приднпровья, за счет которых формировались осадочные толщи Ингульского синклиналии.

Последовательность прогрессивных метаморфических преобразований пород каменно-костоватской и рошаховской свит наиболее хорошо прослеживаются в Братском синклиналии.

Братский синклиналий, по нашему мнению, следует рассматривать масштабнее, чем это делается обычно. Так, южную половину принимаем от пгт. Вагутино на севере до г. Николаев на юге. Разломами субширотного и северо-западного направления эта часть синклиналии расчленяется на ряд блоков неодинакового эрозионного среза, которым мы для удобства описания присвоили наименования участков (рис. 6.6) В каждом из названных ниже участков с юга на север фиксируется явное понижение степени метаморфизма, при этом уровень метаморфизма пород конкретных участков примерно коррелируется с таковым в соседней субмеридиональной полосе -- Голованевской шовной зоне. В последней нами в свое время также выделены разно метаморфизованные блоки -- Голованевский, Ятранский, Лысянский. Таким образом, в Братской части района сохраняется тенденция, общая с Днестровско-Бугским районом -- воздымание в южной части, погружение в средней и вновь частичное поднятие вблизи Днепровско-Донецкой впадины (Ядловско-Трактеевская полоса). Заметим, что разделить Голованевскую шовную зону и Братский синклиналий, особенно в их средней части, между пгт. Лысянка и г. Новоархангельск, чрезвычайно трудно, возможно, в связи с наличием тектонических клиньев или вследствие столкновения блоков.

Гнейсовая составляющая доступна наблюдению самой южной части Братского синклиналии -- Братского участка -- сложена гиперстен-, гранат-, кордиерит-, графит-, турмалинсодержащими и биотитовыми плагиогнейсами, известково-силикатными кристаллосланцами (скарноидами) каменно-костоватской и рошаховской свит. При петрографическом изучении шлифов метаморфических пород этого участка удалось выделить несколько этапов их преобразования. Так, в шлифах графит-гиперстен-кордиеритового плагиогнейса с. Новоалександровка хорошо видно, что на лепидогранобластную катаклазированную основную ткань под углом накладываются порфиробласты гиперстена и кордиерита. Сама основная ткань метапелитового состава Pl-Qu-Vt-Crd отвечает высокой амфиболитовой фации. Следующий этап -- мигматизация, выраженная в появлении микроклина. В некоторых гиперстенных гнейсах порфиробласты гиперстена накладываются непосредственно на гранулитовую ткань состава Orx-Vt-Pl-Qu. В метапелитах этого участка наложенными являются порфиробласты граната и кордиерита. По P-T-условиям метапелиты Братского участка отвечают высокой амфиболитовой фации, но по титанистости биотита -- гранулитовой фации. Скарноиды отличаются от аналогичных пород Побужья отсутствием известковистого граната.



Рис. 6.6. Схема расположения исследованных участков Братского синклиналии.

Участки: 1 -- Шполянський, 2 -- Хмельської, 3 -- Липняжський, 4 -- Братський.

На Липняжском участке метаморфические породы представлены метапелитами -- гранат-, кордиерит- и графитсодержащими плагиогнейсами. Место гиперстена в кордиерит-содержащих гнейсах занимает куммингтонит. Порфиробласты сложены гранатом и микроклином. Метаморфическая фация -- высокая амфиболитовая. Интересно, что состав ксенолитов в гранитах Вознесенского массива также подчиняется общей метаморфической зональности южной части синклиналии.

На Хмелевском участке, расположенном в верховьях р. Б.Высь, в западном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона, преобладают гранат- и кордиеритсодержащие метapelиты. Широко проявлены процессы кислотного выщелачивания в виде появления фибrolита, мусковита и аналузита. Метаморфическая фация – низкая амфиболитовая.

Шполянский участок находится в средней по простиранию части Братского синклинория, в месте его резкого пережима. Слагающая его толща пород обнажена по р. Шполке и выделена В.Н.Кобзарем с соавторами [361, 363] под названием шполянской свиты, в отличие от стebнинской свиты Е.М.Лазько и др. [482], поскольку конгломераты и гравеллиты составляют, по мнению В.Н.Кобзаря, не более четверти разреза. Шполянскую толщу слагают лейкократовые биотитовые плаггиогнейсы и известковистые гнейсо-кварциты. Последние образуют слои дециметровой мощности и имеют следующий состав: диопсид – до 40%, плаггиоклаз №№ 45-55, кварц, кальцит, сфен. Вторичные минералы (20% в сумме) – актинолит, роговая обманка, эпидот, клиноцоизит. Несомненно, это те же скарноиды, что и распространенные южнее, но только метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации. Примечательно, что в этих породах нет известковистого граната, который обязательно сохраняется при регрессивном метаморфизме. Отсутствие такого граната вообще характерно для всего Ингульского блока.

В.Н.Кобзарь с соавторами утверждают, что на отрезке Братского синклинория между реками Шполка и Вербовец происходит фашиальное замещение по простиранию гнейсов шполянской свиты гнейсами ингульского типа. Последние (наш Хмелевский участок) представлены плаггиогнейсами часто с гранатом, кордиеритом, турмалином, графитом. Непременный компонент толщи – пироксен-плаггиоклазовые скарноиды, обычно в виде будин, редко – в виде пластов. В разрезе они иногда преобладают над другими породами. Будины скарноидов обладают замкнутой концентрической зональностью, возникшей уже после будинирования пластов. В гнейсовом обрамлении плутонов В.Н.Кобзарь и др. [363] предлагают выделить шполянско-ингульскую серию, состоящую из двух, связанных фашиальными переходами разновозрастных свит – шполянской и ингульской.

Породы гранулитовой фации установлены в составе трех слагающих район свит – спасовской, каменно-костоватской, рощаховской и частично – в родионовской. В спасовской и каменно-костоватской свитах гранулиты представлены биотит-гиперстеновыми плаггиогнейсами и гнейсами (нередко с гранатом), вместе с возникающими по ним эндербитами и чарнокитами. Двупироксеновые кристаллосланцы в этих свитах распространены значительно меньше, чем в классической гранулитовой области Среднего Побужья. В этом заключается существенное различие между гранулитовыми толщами Ингульского района и Среднего Побужья: если в гнейсо-эндербитах Побужья основная составляющая представлена толеитовыми метабазальтами (двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами), то в гнейсовой толще Ингульского района их роль исполняют метаандезиты, возможно, метатрахиандезиты. Таким образом, бимодальность толщи сохраняется, но разрыв в бимодальности сокращается до интервала 59-68% SiO<sub>2</sub>. Есть, впрочем, и редкие промежуточные составы. Температуры пород гранулитовой фации, рассчитанные по разным геотермометрам, находятся в пределах 700-800°C, причем для двупироксеновых кристаллосланцев они, благодаря специфике двупироксенового геотермометра, в среднем более высокие. Мета- и семипелиты гранулитовой фации – различные гранат-, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы и плаггиогнейсы слагают преимущественно рощаховскую свиту. Для этих пород определены температуры 670-700°C.

Породы гранулитовой фации почти полностью обрамляют Ингульский блок, слагая южную и среднюю часть Братского, южную часть Ингульского синклинориев и почти полностью полосу субмеридионального простирания вблизи восточного обрамления района от р. Боковеньки до г. Чигирин. Северные части Братского и Ингульского синклинориев сложены преимущественно породами чечелевской свиты. Они представлены мета- и семипелитами, иногда с гранатом и кордиеритом. Основные породы крайне редки. Изограды метаморфизма занимают субширотное, секущее относительно простирания толщ положение. Есть также мнение, что свиты по простиранию переходят одна в другую, а именно рощаховская и каменно-костоватская – в чечелевскую. Впрочем, это можно объяснить метаморфической зональностью. Для Братского синклинория автором такая зональность установлена достаточно четко [890]. В восточной части Ингульского синклинория устанавливается метаморфическая зональность противоположного знака: Р.Я.Белевцев установил [49], что родионовская свиты из эпидот-амфиболитовой на юге к северу становится гранулитовой. Спасовская свита южнее широты с. Гуровка метаморфизована в амфиболитовой, а севернее – только в гранулитовой фации.

Температура амфиболитового метаморфизма определена в пределах 620-680°C [770]. Для пород гранулитовой и амфиболитовой фаций Р.Я.Белевцев установил одинаковое давление 5-6 кбар. Впрочем, такие же величины давления он дает для высоких фаций и прочих районов щита, считая метаморфизм повсюду изобарическим. По нашему мнению, такие оценки можно принять для прогрессивного протерозойского метаморфизма, но не для архейского. Например, по нашим данным, и по расчетам других геологов [160, 914], давление при метаморфизме пород Среднего Побужья достигало 700-800 МПа. Нами показано, что формирование в основных породах оторочек пироп-альмандинового граната вокруг роговой обманки определяет максимум температуры и давления метаморфизма, ведущий к началу эклогитизации основных пород, но нигде не достигающий эклогитового уровня. Породы с явно наложенным гранатом мы вслед за В.С.Соболевым, называли эклогитоподобными [766]. Насколько нам известно, кроме Среднего Побужья, такие породы на УЩ нигде не обнаружены.

Гранатизация – обрастанию известковистым гранатом клинопироксена – на Побужье подверглись также известково-силикатные кристаллосланцы (скарноиды). По нашему мнению, это явление того же порядка, что и гранатизация роговой обманки. Оно осуществляется при достаточно высоких РТ-условиях. По данным Н.Л.Добрцова и др. [234], гроссуляр в парагенезисе с анортитом существует при Т=800-900°C и Р=6-8 кбар.

Известково-силикатные кристаллосланцы (скарноиды) – весьма своеобразные и симпатичные породы. Как уже отмечалось, они распространены буквально по всему щиту то ли в виде ксенолитов в гранитоидах, то ли в виде скиалитов в мигматитах и гнейсах. В пределах Клиновского рудного поля В.Н.Загнитко и др. [287] изучили будины скарноидов

и установили, что по изотопии кислорода и углерода они отвечают осадкам типа мергелей. Ввиду низкой компетентности эти породы выступают в виде обваленных, приобретших овальную форму будин. Такую же оваловидную форму, но значительно реже, имеют скиалиты гиперстеновых, диоксид-актинолитовых, биотит-куммингтонитовых и даже биотитовых плаггиогнейсов. Так, по сообщению В.Н.Кобзаря, в ряде обнажений Ингульского блока вмещающие чарнокитоиды настолько переполнены овалоидами гиперстен-плаггиоклазовых гнейсов и скарноидов, что обнажения напоминают булыжную мостовую. В процессе гранитизации (эндербитизации) те и другие овалоиды часто приобретают метасоматическую зональность, так что первичные минеральные парагенезисы сохраняются только в центрах будин. Совместное нахождение в виде овалоидов упомянутых кристаллосланцев свидетельствует их одновозрастность. Скарноиды и гиперстеновые кристаллосланцы можно напрямую сравнивать с аналогичными, заведомо архейскими породами Среднего Побужья. Разница только в степени метаморфизма. Относительно низкие давления в гранулитовой фации – специфическая особенность метаморфизма Ингульского района.

Проведенные специальные исследования показали, что в пределах УЩ, западнее Братского синклиниория и восточнее Орехово-Павлоградской зоны, распространены будины скарноидов с келифитовым известковистым гранатом. При этом они обнаруживаются не только в гранулитовой, но и в амфиболитовой зонах, что указывает на диафорический характер последней. Надо подчеркнуть, что в пределах Ингульского блока скарноиды, как правило, не содержат известковистого граната: они не гранитизированы и, следовательно, не испытали РТ-максимума метаморфизма. Нам пока известны два исключения: в районе Клиновского золоторудного месторождения и по р. Верблюжке. Основываясь на наших данных по Среднему Побужью и на расчетах Р.Я.Белевцева, можно сделать вывод: метаморфизм Ингуло-Ингулецкого района осуществлялся в менее глубинных, чем гранулитовая фация Побужья и Приазовья, условиях, отвечающих ладожскому типу метаморфизма. Это выражается также в широком развитии в метапелитах кордиерита – минерала со сравнительно рыхлой структурой. К такому выводу еще раньше пришли Т.Г.Щербакова и Е.Н.Голуб [гранулиты]. Согласно их расчетам уровень метаморфизма, в частности, пород формации гиперстеновых гнейсов и кристаллосланцев понижается в направлении блоков: Гайворонский – Ятранский – Братский – Приингульский.

## 6.4. Метаморфические породы

### 6.4.1. Гиперстенсодержащие гнейсы.

Гиперстенсодержащие гнейсы в Ингульском блоке исполняют роль основного члена толщи такую же, как двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы в гранулитовой области Среднего Побужья. Гиперстенсодержащие породы слагают преимущественно каменно-костоватскую и спасовскую свиты. Наряду со скарноидами они нередко выступают среди эндербитов в виде будинированных пластов – овалоидов и сами иногда содержат малоомощные будинированные пласты двупироксеновых кристаллосланцев и скарноидов.

Среди гиперстенсодержащих метаморфических пород выделяются разновидности: биотит-гиперстеновые плаггиогнейсы и кристаллосланцы, составляющие основную массу гиперстенсодержащих пород, и сравнительно редкие – гранат-биотит-гиперстеновые, биотит-гиперстен-кордиеритовые плаггиогнейсы, нередко с графитом. Г.А.Шварц и А.А.Питаде [835] среди биотит-гиперстеновых гнейсов выделяют также магнетитсодержащие разновидности, слагающие отдельный протяженный горизонт в низах каменно-костоватской свиты. Гранат-гиперстеновые плаггиогнейсы приурочены главным образом к нижней части каменно-костоватской свиты. Роль гранат-гиперстеновых гнейсов возрастает в Братском синклиниории, где они слагают около 70% разреза. Количество граната сильно уменьшается в гнейсах спасовской свиты, но при этом существенно возрастает роль биотита взамен гиперстена вплоть до образования биотитовых гнейсов, по-видимому, изофациальных с гиперстенсодержащими гнейсами. Это свидетельствует о некотором понижении температуры метаморфизма пород спасовской свиты. Т.Г.Щербакова и Е.Н.Голуб [220] все эти породы объединяют в формацию биотит-гиперстеновых плаггиогнейсов и кристаллосланцев.

Таблица 6.1.

Химический состав ортопироксена и биотита из метаморфических пород Ингульского блока

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	48,02	52,42	33,60	36,07	37,28	36,39	31,13	33,62	31,56	34,62
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,13	4,74	5,50	2,77	2,86	2,49	4,83	3,70	3,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	0,37	12,66	12,95	16,11	16,89	18,27	15,76	13,89	17,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						0,52				2,81
FeO	8,04	26,97	17,72	16,14	16,92	15,89	16,86	14,96	23,08	17,42
MnO	0,78	0,46	0,10	0,05	0,12	0,38	0,06	–	0,16	0,17
MgO	13,53	19,74	9,21	11,22	9,50	13,89	6,38	8,75	5,39	11,02
CaO	0,54	0,61	–	0,03	0,04	–	–	0,04	–	–
Na <sub>2</sub> O	–	–	–		0,07	0,20	0,14	–	0,05	0,10
K <sub>2</sub> O	–	–	9,25	9,70	9,84	8,29	9,78	10,08	9,64	9,62
f	50	44	52	40	51	41	60	49	73	56

Примечание. 1–2 – ортопироксен, 3–10 – биотит. Вмещающие породы: 1 – плаггиогнейс гиперстен-биотитовый, р. Черный Ташлык, № 4913-А; 2 – то же, там же, № 4927; 3 – см. ан. 1; 4 – см. ан. 2; 5 – гнейс гранат-биотитовый, р. Шполка, с. Ерки, № 4714; 6 – плаггиогнейс гранат-графит-биотитовый, с. Липняжка, № 4807; 7 – гнейс кордиерит-биотитовый, с. Лылая Гора, № 4925; 8 – плаггиогнейс кордиерит-гранат-биотитовый, р. Черный Ташлык, с. Песчаный Брод, № 4697; 9 – плаггиогнейс биотитовый, с. Липняжка, № 4701; 10 – плаггиогнейс биотитовый, с. Липняжка, № 4794.

Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы имеют состав: биотит – 15, ортопироксен – 20, кварц – 15, плагиоклаз – 50%, редкие зерна граната, графита. Структура чаще порфириобластовая, основной ткани – лепидогранобластовая, упорядоченная. Порфириобласты сложены скелетными, иногда таблитчатыми зернами ортопироксена, пойкилитово включающими все прочие минералы и секущие сланцеватость породы. Их характер явно наложенный, свидетельствующий о прогрессивном характере гранулитового метаморфизма. Плагиоклаз субидiomорфный, с четкими правильными двойниками, №№ 35–40. По железистости выделяются две группы гиперстена. Наименьшую железистость – 45–47% – имеет гиперстен в парагенезисе с гранатом или магнетитом. В других парагенезисах его железистость заметно выше – 51–64%, до 70%, что уже выходит за пределы составов гранулитовой фации [234]. Содержание  $Al_2O_3$  в гиперстене не превышает 1% и отражает пониженное давление (табл. 6.1). Состав гиперстена указывает на восстановительные условия кристаллизации:  $lgfO_2 = -14-15$ , а при железистости около 70% – понижается до  $-16-17$ .

Фемические минералы спасовской свиты вообще несколько более железистые, чем аналогичные минералы каменно-костоватской свиты. Железистость красновато-бурого биотита в породах Братского синклиория 34–45%, Ингульского – 43–58% и изменяется сопряженно с железистостью граната. Биотит характеризуется высоким содержанием  $TiO_2=4,5\%-5\%$  и низким –  $Al_2O_3$  – около 13%. Эти показатели определяют биотит-гиперстеновые плагиогнейсы скорее как основные, а не нормально глиноземистые породы, как их ранее называл автор [890]. Г.А.Шварц относит исходные для плагиогнейсов породы к грауваккам с примесью туфогенного материала. Гранат в гнейсах пироп-альмандиновой.

В гнейсах Братского синклиория железистость граната 68–74%, в гнейсах спасовской свиты – 72–82%. Интересно, что порфириобласты граната содержат включения всех породообразующих минералов, кроме гиперстена и кордиерита. Возможно, это подтверждает их совместное наложенное происхождение. Калишпат для этих пород, как метаморфический минерал, не характерен: он появляется только в мигматизированных породах.

В гиперстен-кордиеритовых плагиогнейсах нередко присутствует калишпат в количестве до 20%. Кордиерит, подобно гиперстену, также выступает как в основной ткани, где зерна его обычно свежие, так и в виде порфириобластов, замещенных пинитом,  $f=24-30\%$ .

Таблица 6.2

Химический состав гиперстенсодержащих метаморфических пород Ингульского района

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$SiO_2$	56,76	55,67	59,73	64,72	59,3	63,8	65,7	64,1	55,2	61,5
$TiO_2$	1,90	0,91	0,27	0,51	0,59	0,7	0,6	0,6	1,4	0,5
$Al_2O_3$	16,45	16,94	15,85	14,34	14,5	14,2	14,3	15,0	15,9	14,2
$Fe_2O_3$	2,37	1,21	0,96	1,26	1,49	1,1	1,8	2,1	3,7	2,6
FeO	7,21	8,77	8,62	6,18	7,1	5,4	4,8	3,4	5,9	5,8
MnO	0,12	0,16	0,05	0,12	0,07	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	4,33	6,18	2,70	3,05	3,8	3,6	3,1	3,4	3,6	3,7
CaO	4,86	6,83	1,75	3,34	5,6	4,2	4,2	5,0	6,5	4,7
$Na_2O$	3,47	1,31	2,14	2,46	2,6	2,8	2,6	2,7	3,6	2,5
$K_2O$	0,79	0,84	3,41	2,21	2,3	2,2	1,7	2,1	2,7	2,7
$P_2O_5$	0,36	0,32	0,17	0,17	0,13	0,2	0,1	0,2	0,5	0,1
П.п.п.	0,82	0,88	2,12	1,20	0,9					1,5
$CO_2$	0,15	0,18	0,53	0,25						
$SO_3$	0,16	0,08	1,38	0,30						0,3
Сумма	99,75	100,28	99,68	100,10	99,7					100,2
F	69	63	78	71	70	65	68	62	73	70
Fo	25	12	10	17	17	17	27	38	38	31

Примечание. 1, 10 – спасовская свита, Приингульский синклиорий; прочие – Братский синклиорий: 1 – плагиогнейс гиперстен-биотитовый, с. Пляковка, № 5284; 2 – плагиогнейс гиперстен-биотитовый, с. Лысяя Гора, №4927; 3 – гнейс гиперстен-биотитовый, с. Новоалександровка, № 4914; 4 – плагиогнейс гиперстен-биотитовый, среднее из 17 ан.; 5 – плагиогнейс гиперстен-биотитовый, среднее из 7 ан.; 6 – плагиогнейс гиперстен-биотитовый, среднее из 24 ан.; 7 – плагиогнейс гранат-гиперстен-биотитовый, среднее из 9 ан.; 8 – плагиогнейс магнетит-гиперстен-биотитовый, среднее из 12 ан.; 9 – среднезернистый кристаллосланец биотит-гиперстеновый рощаховской свиты, среднее из 13 ан.; 10 – плагиогнейс гиперстен-биотитовый, среднее из 5 ан. Анализы 4, 5, 10 из колл.В.П.Брянского, анализы 6, 7, 8, 9 – из [835].

По химическому составу биотит-гиперстеновые кристаллосланцы и гнейсы весьма разнообразны и отвечают андезитам, андезибазальтам, редко – глиноземистым базальтам (см. табл. 6.1). Встречаются даже кислые породы. Так, в Бокоянском массиве есть гиперстенсодержащие плагиогнейсы с  $SiO_2=72\%$  (табл. 6.2). Гиперстен-биотитовые гнейсы и кристаллосланцы имеют близкое содержание  $Al_2O_3$  – около 14%, умеренно высокую железистость, обычно 62–70% и умеренное содержание  $K_2O$ . В некоторых кристаллосланцах и плагиогнейсах установлено довольно высокое содержание  $TiO_2$ , характерное для магматических пород. Отметим, что гиперстенсодержащие кристаллосланцы Гайворонского блока в сравнении с ингульскими заметно более основные и более магнезиальные:  $F=47-52\%$ .

Для биотит-гиперстеновых плагиогнейсов Братского синклиория характерны низкие содержания элементов группы железа. Содержания некоторых элементов-примесей в Гайворонском, Братском и Приингульском блоках, соответственно, такие (г/т): Ni – 60, 21, 53; Co – 3, 6, 15; Cr – 140, 23, 98; V – 160, 25, 39. В биотит-гиперстеновых гнейсах района значительно повышены содержания Cu, Pb, Sc, Y.

Распределение РЗЭ в кристаллосланцах четко дифференцированное:  $(La/Yb)_N = 11-15$ , содержание легких РЗЭ достигает 180 хондритовых уровней, а тяжелых РЗЭ – всего лишь 10 уровней. Гиперстен-биотитовые плагиогнейсы существенно отличаются от двупироксен-пла-гиоклазовых кристаллосланцев гранулитовой области Среднего Побужья по содержанию и характеру распределения РЗЭ. В первых европиевая аномалия незначительна, содержание суммы РЗЭ находится в пределах 190-210 г/т, то есть такое же, как в прочих гнейсах ингульского типа. В двупироксеновых кристаллосланцах Побужья содержание суммы РЗЭ находится на уровне 40-50 г/т, как в базальтах, а отношение  $Eu/Eu^*$  обычно больше 1,0. В биотит-гиперстеновых гнейсах Побужья сумма РЗЭ составляет 100-130 г/т. Близкие величины известны для эндербитов и даже чарнокитов Побужья: в них сумма РЗЭ отвечает интервалу 30-180 г/т, причем в эндербитах нередок европиевый максимум. Что касается эндербитов ташлыкского комплекса, то и распределение, и содержание в них РЗЭ совершенно такие же, как и в биотит-гиперстеновых кристаллосланцах. Новоукраинские граниты отличаются от кристаллосланцев только более высокими содержаниями РЗЭ, а распределение РЗЭ в них совершенное такое же, как в кристаллосланцах.

При сравнении распределения и содержания РЗЭ в биотит-гиперстеновых кристалло-сланцах с распределением РЗЭ в выделенных К.Конди архейских андезитах однозначно устанавливается, что они отвечают типу архейских высококальциевых известково-щелочных андезитов. Современные андезиты с таким распределением РЗЭ (тип НКА по К.Конди) встречаются в некоторых островодужных системах, примыкающих к континентальным окраинам андийского типа. Вместе с тем, валовый состав кристаллосланцев имеет признак, характерный также для архейских базитов – в них повышенная сумма  $FeO+MgO$ , как правило, выше 10%. Одна оговорка: в книге К.Конди речь идет об архейских зеленокаменных породах. И еще: если принять за возраст ингулецких гнейсов дату 3150 млн лет [861], то приходим к выводу, что одновременно с рифтингом в пределах Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области в Ингуло-Ингулецком районе существовали геодинамические условия островной дуги с характерными для нее излияниями андезитов. Некоторое сходство двух блоков состоит также в уменьшенной толщине земной коры.

Температуры кристаллизации гиперстенсодержащих пород в пределах Ингульского района, согласно гиперстен-биотитовому термометру, одинаковые – 680-700°C. Близкие температуры получены по гранат-гиперстеновому и биотит-гранатовому термометрам. Присутствие кордиерита в гнейсах авторы [220] объясняют хорошо известной реакцией разложения биотита в присутствии кварца на кордиерит, гиперстен и калишпат. Присутствие кордиерита при одинаковом валовом составе пород указывает на менее глубинные условия кристаллизации пород.

Гиперстенсодержащие породы Ингульского синклиниория (спасовская свита) отличаются от аналогичных пород Братского синклиниория низким содержанием граната, отсутствием кордиерита, низкой железистостью гиперстена и биотита, значительным преобладанием биотита над гиперстеном, что указывает на повышенное давление воды при кристаллизации. Эти особенности позволяют оценивать уровень метаморфизма пород спасовской свиты как более низкий в сравнении с метаморфизмом пород Братского синклиниория, что еще раньше отметили Т.Г.Щербакова и Е.Н.Голуб [220]. При более конкретной оценке метаморфизма приходится оценивать два противоположных действующих фактора: сильную прямую зависимость температуры от давления воды и обратную – от железистости участвующих в реакции минералов. Используя реакцию  $Wt+Qu=Orx+Ort+H_2O$  при наших данных  $f_{H_2O}=60$ ,  $f_{Orx}=60\%$  и, принимая  $R_{H_2O}=0,3-0,4$ , получим, исходя из диаграммы [220] температуру кристаллизации гиперстен-биотитовых плагиогнейсов в интервале  $T=650-700^\circ C$ .

#### 6.4.2. Глиноземистые гнейсы.

Метapelиты представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми и гранат-кордиеритовыми плагиогнейсами, иногда с графитом или турмалином. Редки куммингтонитсодержащие плагиогнейсы.

Все породы имеют типично гранобластовую структуру. Микроклин выступает в виде тонких пленок. В гранат-биотитовых плагиогнейсах гранат образует гелицитовые округлые порфиробласты, переполненные включениями. Тени давления, которые обязательно должны проявиться при сингенетичности граната, отсутствуют. Гранат просто накладывается на метаморфическую структуру. В графит-биотит-кордиеритовых мигматитах явно наложенными выступают порфиробласты кордиерита и микроклина. Микроклин таблитчатый, плохо решетчатый. В основной ткани калишпат, вероятно, домигматитовый. Кордиерит содержит полоски очень тонкого фибrolита. Эта ассоциация позволяет предположить наложение на мигматизированные метаморфические породы послемигматитового метасоматоза. В куммингтонит-кордиеритовом плагиогнейсе куммингтонит приурочен к слоям, обогащенным кордиеритом.

Биотитовые плагиогнейсы слагают главным образом чечелевскую свиту. Многие плагиогнейсы являются калишпатсодержащими, иногда настоящими гнейсами, поскольку содержание КПШ в них достигает 30%. Биотитовые плагиогнейсы плотные, светло-серые, средне-мелкозернистые. Текстура массивная и полосчатая. Плагиогнейсы отличаются повышенным содержанием биотита – до 20%. Иногда гнейсы мусковитизированы. Аксессуары: циркон, апатит, монацит, ортит, сфен, турмалин, рудный. Плагиоклаз №№ 15-25. Калишпат – решетчатый микроклин. Биотит бурый, а в наиболее глиноземистых гнейсах – красновато-бурый, умеренно-, скорее низкотитанистый:  $TiO_2=1,5-2,9$ , чаще всего – 1,7%. По химическому составу биотит отвечает апоцелитовым породам. Биотит плагиогнейсов Клиновского месторождения золота своеобразный [48]. Он принадлежит к серии истонит-сидерофиллит и отличается предельно высокими содержаниями  $SiO_2$  и  $K_2O$  при умеренно высоком  $Al_2O_3$ . Его состав удивительно однообразный также и в отношении  $TiO_2$  – около 2,4% и  $f=48-53\%$ . Авторы [48] предлагают рассматривать эти биотиты как особую группу метасоматических биотитов, хотя многие характеристики – содержание  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $K_2O$  – являются общими для биотита такого рода пород во всем районе. Точка зрения авторов [48] частично подтверждает-

ся устойчивым понижением  $TiO_2$  и возрастанием общей железистости биотита от вмещающих гнейсов к рудным телам, однако специфика в отношении  $SiO_2$  и  $K_2O$  сохраняется. Кварц в плагиогнейсах светло-серый, иногда лентиккулярный, например, на Клинецком месторождении, что, возможно, указывает на его первично гранулитовую природу.

Таблица 6.3.

Химический состав граната из метаморфических пород Ингульского района

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$SiO_2$	36,17	34,15	35,86	36,10	38,20	37,10	34,91	33,67	38,08	38,70	39,96
$TiO_2$	0,03	0,06	--	--	0,03	0,01	0,04	--	0,11	0,07	--
$Al_2O_3$	20,96	19,27	18,84	19,61	21,04	21,61	18,62	18,72	21,83	20,54	20,49
$Fe_2O_3$	--	--	--	--	--	--	--	--	0,02	9,14	0,72
FeO	32,16	30,70	30,23	29,59	32,20	32,20	33,82	32,52	33,41	24,51	27,26
MnO	3,71	2,82	1,00	1,79	0,18	0,15	4,09	2,57	0,31	0,83	0,42
MgO	1,77	3,48	3,54	3,96	6,90	6,70	0,98	2,13	5,06	4,05	8,45
CaO	0,96	0,80	0,90	2,02	0,43	0,95	2,32	0,79	0,81	1,63	1,54
$Na_2O$	--	--	--	0,02	--	--	0,01	0,07	0,06	--	0,07
$K_2O$	--	--	--	0,06	0,07	--	--	--	0,12	--	0,13
f	91	83	83	81	72	72	95	87	79	82	65

Примечание. 1 – кордиерит-гранат-биотитовый плагиогнейс, р. Черный Ташлык, № 4697; 2 – гранат-кордиерит-биотитовый плагиогнейс, р. Черный Ташлык, с. Тарасовка, № 4915; 3 – гранат-биотитовый гнейс, р. Шполка, с. Ерки, № 4714; 4 – гранат-биотитовый плагиогнейс, с. Клины, № 4843; 5 – силлиманит-биотит-кордиеритовый гнейс, участок Хмелевской, № 7033; 6 – биотитовый плагиогнейс, там же, № 7054; 7 – биотитовый плагиогнейс, с. Липняжка, № 4701; 8 – кордиерит-биотитовый гнейс, р. Черный Ташлык, с. Лысая Гора, № 4925; 9 – силлиманит-биотит-кордиеритовый гнейс, Березневатский участок; 10 – гранат-биотитовый гнейс, с. Чечелевка, р. Ингулец; 11 – биотит-гранат-кордиеритовый гнейс, р. Верблюжка. Анализы №№ 5, 6 – колл. Е.П.Беличенко, №№ 9-11 – из [52].

Глиноземистые плагиогнейсы с гранатом и кордиеритом входят в состав разрезов чече-левской и рощаховской свит. Для них характерна порфиробластовая структура с бластами граната и кордиерита. Гранат пироп-альмандиновый. В породах гранулитовой фации его состав:  $Alm_{67-69} Py_{20-28} Sps_{0,7-1,4} Gs_{2,7-3,7}$ ,  $f=70-73\%$ , в амфиболитовой –  $Alm_{67-76} Py_{13-22} Sps_{2,5-8,5} Gs_{0,7-7,3}$ ,  $f=75-91\%$  (табл. 6.3). На классификационных диаграммах большая часть точек состава граната располагается в поле амфиболитовой фации, меньшая часть – в поле гранулитовой. Кристаллы граната гомогенные. Гомогенизация граната, как известно, проходит выше температуры 600-700°C и характерна для граната амфиболитовой и гранулитовой фации [1].

В кордиеритсодержащих гнейсах количество кордиерита достигает 20%. В парагенезисе с кордиеритом биотит всегда красновато-бурый. Кордиерит выступает в виде небольших таблитчатых порфиробластов. Он обычно полностью пинитизирован, содержит пойкилитовые включения породообразующих минералов. Парагенезисы кордиерита юго-восточной части района изучены Э.Ф.Берзениной [78] и Ю.Д.Шковрой [841]. Они считают, что в гранат-кордиерит-биотитовых гнейсах есть две генерации кордиерита: метаморфогенная в основной ткани и более поздняя метасоматическая, посторогенная, обрастающая кристаллы граната. Показано также, что с понижением температуры кордиерит вытесняется гранатом. Кордиерит первой генерации имеет железистость 32, а второй – 22%. Наряду с гнейсами кордиерит участвует также в гранитах и в кварц-кордиеритовых жилах. Р.Я.Белевцев впервые для этого района применил кордиерит-гранатовый термометр и геобарометр. Он исходил из того, что, вопреки экспериментальным данным, магнезиальность кордиерита с ростом температуры уменьшается [52]. Для гранулитовой фации им определена температура 700-780°C, для амфиболитовой – 640-700°C. Силлиманит в гнейсах призматический и в форме фибrolита, развивающегося в зонах кислотного выщелачивания вместе с кордиеритом и гранатом. Является продуктом постмигматитового метасоматоза.

Таблица 6.4.

Геотермобарометрические характеристики кордиерит-содержащих пород Ингульского района.

№№	$f_{O_2}$	$f_{CO_2}$	T°C	P, МПа	
				$N_{H_2O}=0,2$	$N_{H_2O}=0,5$
1	79	32	720	0,54	0,62
2	76	38	747	0,50	0,59
3	74	31	779	0,62	0,70
4	68	25	772	0,69	0,77
5	79	32	698	0,54	0,62

Примечание. 1 – р. Гнилой Тикич, обр. 2310, 2 – р. Черный Ташлык, обр. 2323; 3 – Нижнее Побужье, обр. 830; 4 – р. Малая Корабельная, обр. 7516; 5 – спасовская свита, Березневатский участок.

В.А.Курепин [460] уточнил гранат-кордиеритовый геотермобарометр исходя из того, что обратная связь температуры и давления, принятая ранее некоторыми исследователями, была ошибочной. Расчет P-T-параметров на той основе приводил к выводам об изобаричности метаморфизма. Он показал, что связь T-P – положительная и, соответственно, представления о метаморфизме, в данном случае Ингульского района, меняются. В работе [460] приведены следующие данные (табл. 6.4). Расчеты давления сильно зависят от доли воднокислородного флюида  $N_{H_2O}$ . Величины  $T$  представляются несколько завышенными в сравнении с другими термометрами. По давлению более реальными кажутся расчеты при  $N_{H_2O}=0,2$ , хотя, возможно, их следует интерполировать на  $N_{H_2O}=0,3$ .

Из данных табл. 6.4 можно сделать сразу несколько важных выводов. Во-первых, они в целом подтверждают оценки по давлению, сделанные ранее Р.Я.Белевцевым [52]. Во-вторых, они достаточно определенно подтверждают наличие как температурной, так и барической зональности в пределах Братского синклинария, как это видно



по первым четырем цифрам, выписанным в направлении с севера на юг В-трех, показано, что кордиеритсодержащие породы гранулитовой фации сформировались при более низких давлениях, чем аналогичные породы Орехово-Павлоградской зоны и, вероятно, Среднего Побужья. Наконец, в-четвертых, подтверждают вывод о более низких РТ-условиях формирования гранулитов спасовской свиты в сравнении с аналогичными породами каменно-костоватской свиты (см. ан. 5, табл. 6.4).

Таблица 6.5.

Содержание РЗЭ (г/т) в глиноземистых гнейсах, гранитах и пегматитах Ингульского блока

№№	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	(La/Yb)N	Eu/Eu*	Сумма
4691	54	98	32	5,1	0,8	0,3	1,3	0,2	28	0,57	209
4696	32	62	27	4,2	1,1	0,61	2,1	0,6	10	0,77	149
4714	26	53	20	3,4	1,2	0,47	2,6	0,2	7	1,07	123
4721	27	53	24	3/9	1/1	0,82	2,0	0,6	9	0,76	132
5215	39	66	25	3,8	1,5	0,9	2,7	0,3	10	1,0	163
4673	36	59	26	4,0	0,97	0,45	1,2	0,5	20	0,76	143
5177	33	51	23	3,1	1,4	0,64	1,6	0,0	13	1,21	131
5228	32	57	26	3,5	1,4	0,67	2,0	0,4	11	1,17	140
5176	43	67	28	5,0	1,5	0,88	2,3	0,8	12	0,89	
5219	40	70	29	3,8	1,5	0,62	1,8	0,1	11	1,7	140
5227	37	63	28	3,5	1,3	0,5	2,0	0,1	12	1,12	153
5186	44	65	26	4,0	1,5	0,76	2,0	0,2	15	1,06	164
5203	28	178	70	9,0	1,3	1,1	1,8	0,2	10	1,00	162

Примечание. 4691 – биотитовый плагногнейс, р. Б.Высь; 4696 – гранат-биотитовый плагногнейс; 4714 – то же, р. Гнилой Тикич; 4721 – то же, там же; 5215 – гранат-биотитовый плагногнейс, Клиновское месторождение; 4673 – гранат-биотитовый мигматит, р. Гнилой Тикич; 5177 – гранат-биотитовый плагногнейс, Клиновское месторождение; 5228 – графит-турмалиновый плагногнейс, там же; 5176 – биотит-кордиеритовый плагногнейс, там же; 5219 – биотитовый плагногнейс, там же; 5227 – биотитовый гранит, там же; 5186 – плагногранит, там же; 5203 – биотитовый гранит, там же.

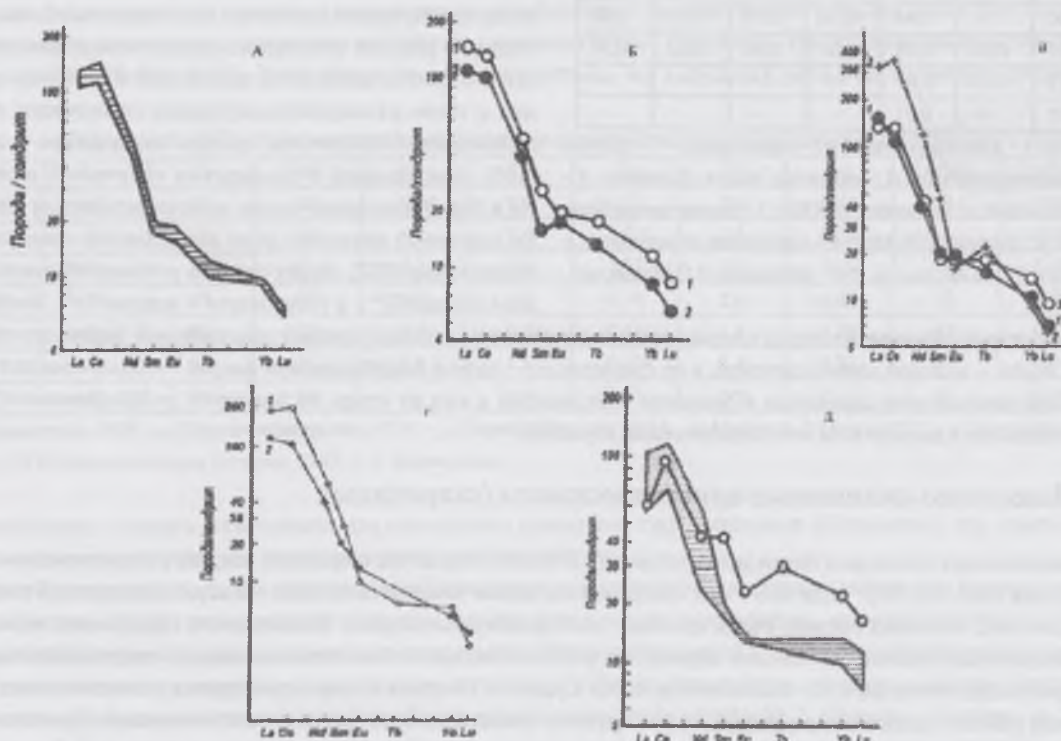


Рис. 6.7 (а, б, в, г, д). Распределение РЗЭ в глиноземистых гнейсах Ингульского блока: а – в биотитовых (№ 5219), графит-турмалин-биотитовых (№ 5228) плагногнейсах и мелкозернистых гранитах (№ 5227) Клиновского месторождения; б – в биотит-кордиеритовом плагнограните (№ 5176) и графит-биотитовом плагногнейсе (№ 5177) Клиновского месторождения; в – в биотитовом граните (2 – № 5203), плагнограните (1 – № 5186) и биотитовом плагногнейсе (3 – № 5215) Клиновского месторождения; г – в гранатовом мигматите, с. Пальчик (1), и в биотитовом гнейсе, с. Надлак, р. Б.Высь (2); д – в биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах (заптрихованное поле, №№ 4696, 4713, 4716, 4721) и пегматите (4698) Клиновского месторождения.

Распределение РЗЭ в биотитовых, графит-турмалин-биотитовых, графит-биотитовых, гранат-биотитовых плагногнейсах и ассоциирующих с ними мигматитах и гранитах практически одинаковое (рис. 6.6-а, б, в, г, д). Иногда биотитовые граниты выделяются несколько более высоким содержанием ЛРЗЭ (рис. 6.6-в), а пегматиты – более высоким содержанием ТРЗЭ (рис.

6.6-д). Распределение РЗЭ дифференцированное: (La/Yb)N обычно находится в пределах 7-12, редко – до 28 (табл. 6.5). Для большинства глиноземистых пород характерны отрицательные европиевые аномалии – от 0,57 до 0,78. Четкими положительными аномалиями отличаются лишь графит- и некоторые гранатсодержащие гнейсы, что подтверждает определяющую роль фугитивности кислорода на содержание Eu<sup>2+</sup> в этих породах. Сумма РЗЭ обычно составляет 120-160. Не установлено никакой зависимости параметров распределения РЗЭ от степени метаморфизма пород.

### 6.4.3. Амфиболсодержащие гнейсы

Биотит-амфиболовые плагигнейсы распространены большей частью в Братском синклиории. Они имеют состав: плагиоклаз №№ 27-42 – 10-15, кварц – 5-20, КШШ – 0-20, роговая обманка – 2-30, биотит – 5-30%. Роговая обманка в шлифе окрашена в характерные грязно- или дымчато-зеленые тона. Причина такой окраски не известна, однако, по нашим наблюдениям, она настолько специфична, что не встречается нигде, кроме как в чечелевской, частью в других свитах Ингульского района. Более

Таблица 6.6.

Химический состав минералов скарноидов и амфиболсодержащих пород Ингульского района

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	51,25	45,11	43,89	46,40	46,36	46,80	46,54
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,01	0,02	1,16	1,32	0,98	1,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14	36,10	35,58	7,01	4,80	8,03	7,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,01	2,71	1,69	2,93	1,42
FeO	16,09	0,06	0,03	15,95	16,92	14,90	16,93
MnO	1,16	0,01	0,07	0,24	0,27	0,28	0,24
MgO	6,65	–	–	12,54	12,02	11,30	11,57
CaO	22,66	18,40	18,33	10,72	10,45	11,02	10,67
Na <sub>2</sub> O	0,06	–	0,46	0,76	0,70	0,95	0,80
K <sub>2</sub> O	0,02	0,04	0,03	0,20	0,46	0,22	0,34
ZnO	0,12	0,08	0,01	–	–	–	–
NiO	0,05	–	0,01	–	–	–	–

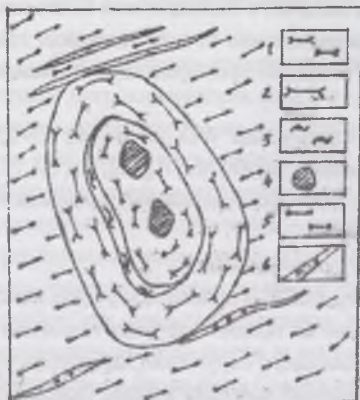
Примечание. 1 – клинопироксен, 2 и 3 – плагиоклаз, 4-7 – роговая обманка. Вмещающие породы: 1-3 – скарноид, шахта «Клинцы»; 4 – амфиболит сланцеватый, с. Липняжка, № 4704; 5 – биотит-амфиболовый плагигнейс, с. Липняжка, № 4809; 6 – амфиболит сланцеватый, с. Липняжка, № 4813; 7 – то же, там же. 1-3 – коллекция В.С.Монахова.

роговато-зеленые роговые обманки из пород каменно-костоватской свиты отвечают низкой гранулитовой фации, из ксенолитов пород этой же свиты – высокой амфиболитовой, а из гранитоидов – низкой амфиболитовой фации. Роговые обманки с такими характеристиками закономерно сменяются в Братском синклиории с юга на север, от Братского до Шполянского участков, будучи приуроченными к конкретным метаморфическим ступеням.

### 6.4.4. Известково-силикатные кристаллосланцы (скарноиды).

В виде разобленных зональных будин мощностью до 1,5 м или их цепочек скарноиды широко распространены по всему Ингульскому блоку (рис. 6.8, 6.9). Чаще всего они приурочены к низам чечелевской, реже – к верхам спасовской свиты [126]. Это – мелкозернистые, зеленовато-серые, очень прочные, часто полосчатые породы. Полосчатость обусловлена чередованием лейко- и меланократовых слоев мощностью в первые сантиметры. Главная особенность этих пород – скарновый набор и свойства породообразующих минералов. От аналогичных пород Среднего Побужья и некоторых других регионов известковистые кристаллосланцы района отличаются отсутствием, как правило, известковистого граната, часто скаполита. Главные породообразующие минералы – клинопироксен, плагиоклаз, кварц, реже серо-зеленая, характерная для всех богатых CaO пород района, роговая обманка. Почти всегда есть биотит, сфен, апатит, рудные минералы. Количественные соотношения породообразующих минералов изменяются в очень широких пределах. Примерный состав кристаллосланцев: клинопироксен – 15-40, плагиоклаз – 25-70, кварц – 10-40, биотит – 5, роговая обманка – 3%. Скарноиды имеют полосчатую гнейсовидную текстуру и мелкозернистую гранобластовую структуру. Клинопироксен может образовывать небольшие порфиробласты и скелетные зерна. Создается впечатление, что он более поздний и тогда процесс должен квалифицироваться как прогрессивный.

Клинопироксен разными исследователями относился к фассаиту, диопсиду, а нами – к феррисалиту [890]. Внешний признак этого клинопироксена – ясно зеленоватая, серовато-зеленая, а при достаточно высокой железистости – зеленая в шлифе окраска, но без заметного плеохроизма. Мы объясняем характерную окраску клинопироксена повышенным содержанием окисного железа, которое иногда сопровождается повышенным количеством алюминия. Другая важная особенность скарноидов – высокая основность плагиоклаза – №№ 60-70, вплоть до анортита. В условиях послемигматитового метасоматоза плагиоклаз



расклиняется. Биотит наложенный: он пересекает зерна клинопироксена. Состав биотита отвечает гранулитовой фации (см. табл. 6.5), Роговая обманка также наложенная, но, возможно, и первичная. Она может совершенно вытеснить клинопироксен.

Рис. 6.8. Зональная будина известково-силикатного кристаллосланца (скарноида) в биотит-гранатовом плагинейсе, р. Ташлык, с. Лозоватка.

1 – зона тонкозернистой диопсид-плагноклазовой породы; 2 – зона перекристаллизованной диопсид-плагноклазовой породы; 3 – зона амфибол-биотитовой породы; 4 – гнезда сульфидов; 5 – гранат-биотитовый плагинейс; 6 – пегматоидные прожилки. Рис. С.П.Кириллова.

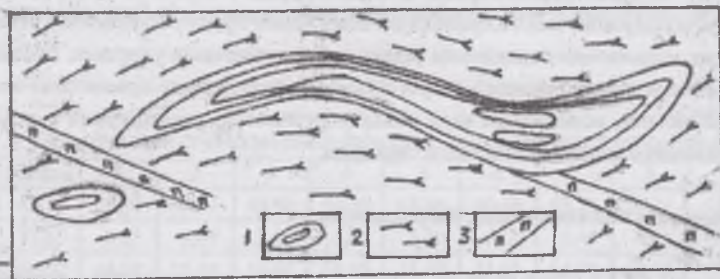


Рис. 6.9. Линзовидные расслоенные будины известково-силикатного кристаллосланца (скарноида) в гиперстена-биотитовом плагинейсе, р. Верблюжка.

1 – известково-силикатный кристаллосланец; 2 – гиперстен-биотитовый плагинейс; 3 – пегматоидный гранит. Рис.С.П.Кириллова.

последними они нередко выступают в виде овалоидов среди эндербитов ташлыкского комплекса. Ввиду особой инертности состава, овалоиды сохраняются в условиях регрессивного амфиболитового метаморфизма, тогда как гиперстен-биотитовые кристаллосланцы переходят в куммингтонитовые амфиболиты и плагинейсы. Параметры кристаллизации парагенезиса гроссуляра и анортита по [234]:  $T=800-900^{\circ}\text{C}$ ,  $P=6-8$  кбар, поэтому неудивительно, что в пределах района все скарноиды: безгранатовые.

Таблица 6.7.

Содержание РЗЭ (г/т) в известково-силикатных кристаллосланцах (скарноидах) Ингульского блока

№№	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	$(La/Yb)_N$	Eu/Eu*	Сумма
4908	30	59	30	3,0	1,7	0,7	2,6	0,34	8	1,06	129
4916	24	49	26	4,2	1,4	0,62	2,3	0,28	7	0,97	108
4923	30	55	21	4,4	1,9	0,57	2,1	0,29	9	1,25	125
4977	35	63	27	4,2	1,2	0,54	2,0	0,22	12	0,88	133
4988	29	52	22	3,4	0,9	0,44	1,5	0,18	13	0,82	109
5187	40	59	22	3,8	1,3	0,67	2,4	0,27	11	0,94	129
5383	42	71	30	4,1	0,98	0,71	1,5	0,18	19	0,68	150

Примечание. 4908 – с. Новоалександровка; 4916 – р. Черный Ташлык; 4923 – с. Мигея, р. Ю.Буг; 4977 – р. Боковенька; 4988 – р. Верблюжка; 5187 – месторождение Клиницы; 5383 – р. Боковенька.

Необходимо отличать генетически два совершенно различных типа скарновых образований, что отмечали ранее [551]; вследствие конвергентности они имеют некоторое сходство состава.

Различия этих пород хорошо видно в шахте Клинецовского месторождения. Одни из них имеют близкую к линейной форму обособления, образуя околожильные оторочки, сложенные кварцем, олигоклазом, клинопироксеном с  $f=70\%$ , актинолитом, марганцовистым кальцитом. У местных геологов такие образования получили название «диоритовидные породы». Другие – это будины скарноидов, широко распространенных повсюду в Ингульском районе, особенно в составе чечелевской свиты. Один такой овалоид мы наблюдали в шахте вблизи рудного тела возле шурфа № 2. Овалоид размером до 50 см по длинной оси заключен в биотитовом плагинейсе. Он розового цвета, сложен гроссуляр-андрадитовым гранатом, клинопироксеном с  $f=59,2\%$ , чистым анортитом № 100, бледно-зеленой роговой обманкой, кварцем, иногда с волластонитом и скаполитом. Минералы в разных сочетаниях группируются в полоски шириной в 3-5 мм. В существенно клинопироксеновой полоске установлен и проанализирован шеелит в количестве первых объемных процентов.

Отличия двух видов пород совершенно очевидны. Они различаются по форме залегания и по особенностям минералов. В рудных метасоматитах плагноклаз представлен олигоклазом, а не анортитом, клинопироксен имеет железистость свыше 70%, в скарноидах – 59%. В метасоматитах нет граната и шеелита. Гранат обычно реакционно обрастает зерна анортита. Появление граната в подобных образованиях гранулитовой области Побужья мы объясняем повышением давления подобно такому же процессу в метабазитах, где гранат обрастает роговую обманку. Последние мы называли эклогитоподобными. Авторы книги [941] также называют скарноиды эклогитоподобными образованиями и в этом они правы, но лишь частично. «Эклогитовость» выражается исключительно в появлении граната и даже не пиропового, а известковистого. Все прочие минералы скарноидов ни в какой мере не эклогитовые.

Гранатсодержащие скарноиды – метаморфические породы гранулитовой фации. Их наличие в Клинцовском месторождении, по нашему мнению, указывает на исходногранулитовое происхождение пород, причем именно за счет «нижних» гранулитов. Можно предполагать, что Клинцовское месторождение находится на выступе регрессивно преобразованной «нижней» гранулитовой фации.

Со скарноидами связаны многочисленные проявления вольфрама в виде шеелита. Содержание  $WO_3$  достигает 0,1-0,8%. Вместе с шеелитом определены пирротин, молибденит, установлены геохимические аномалии Sn, As, Mo, Ag, Bi, Zn, Be [126]. Известны Чутовское проявление вольфрама в экзоконтакте Цыбулевского массива серых равномернозернистых гранитов в западном крыле Ингулецкой синклинали и Ольшанское проявление в Братском синклинории.

По нашему мнению, скарноиды сыграли определяющую роль в формировании золотого оруденения.

Г.А.Малюк на времяпролетном масспектрометре МСХ-4 проанализировала межзерновое вещество пород Клинцовского месторождения на предмет летучих компонентов. Установлено, что для золотосных пород и их ближайшего окружения характерен переход от преобладающе восстановленных форм соединений углерода к более окисленным. На границе этого геохимического барьера и осуществлялось отложение золота. Кроме того, в местах концентрации золота происходит понижение общего содержания углерода и, одновременно, повышение содержания углерода в пограничных участках. Наблюдаемое распределение углерода свидетельствует о том, что золото было привнесено восстановленными флюидами, возможно, в виде металлоорганических соединений и скарноиды служили щелочным непосредственным барьером.

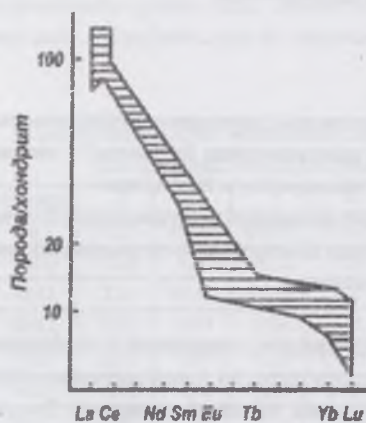


Рис. 6.10. Распределение РЗЭ в скарноидах Ингульского блока.

Распределение РЗЭ в скарноидах не отличается от их распределения в глиноземистых гнейсах (рис. 6.10, табл. 6.7). Для большинства изученных проб характерна отрицательная европиевая аномалия и это удивительно, поскольку все породы насыщены кальцием. На содержании  $Eu^{2+}$  несомненно сказалась общая щелочная обстановка формирования скарноидов. В табл. 6.7 приведены два исключения – №№ 4908 и 4923. Принадлежность этих пород к Ингульскому блоку дискуссионна. Возможно, они относятся к Голованевской шовной зоне или к зоне, переходной к Ингульскому блоку. Тогда можно говорить, что скарноиды гранулитовой фации являются более восстановленными. Во всех скарноидах несколько меньше, чем в гнейсах, сумма РЗЭ.

#### 6.4.5. Люминесценция салических минералов.

Люминесценция светлых минералов метаморфических пород изучена Т.А.Рокачук и др. [635]. Как обычно, использовались такие характеристики:  $I_{FTL}$  – интенсивность рентгенстимулированной термолюминесценции, тип кривой термовысвечивания (ТВ), вклад примесных центров.

Для плагиоклазов, как известно [633], соотношение отдельных центров не связано с их основностью. Установлено, что в метаморфических породах гранулитовой фации района  $I_{FTL}$  плагиоклаза наиболее высокая – до 50000 усл.ед. В амфиболсодержащих породах амфиболитовой фации  $I_{FTL}$  значительно ниже – менее 8500 усл.ед., а в безамфиболовых  $I_{FTL}$  имеет промежуточные значения. В плагиоклазах гранулитовой фации преобладают примесные центры  $Se^{3+}$  и  $Mn^{2+}$ , отражающие, соответственно, степень глубинности и восстановительности условий кристаллизации пород, а в амфиболитовой фации возрастает роль центров  $Fe^{3+}$ . Плагиоклазы амфиболитовой фации района характеризуются также сложной кривой ТВ, что объясняется преобразованием минерала в процессе регрессивного метаморфизма. Плагиоклазы из метапелитов Клинцовского месторождения отличаются высокой  $I_{FTL}$ , высокой концентрацией  $Mn^{2+}$  центров, низкой концентрацией  $Se^{3+}$  центров при полном отсутствии  $Fe^{3+}$  центров.

КПШ с величинами  $I_{FTL}$  как гранулитовой, так и амфиболитовой фации встречаются повсюду в породах гнейсовой толщи. Важно подчеркнуть, что форма кривой ТВ для всех образцов сложная; по мнению Т.А.Рокачук и Е.П.Беличенко это свидетельствует о сильной регрессивной переработке пород, кристаллизовавшихся до того в условиях гранулитовой фации. Ранее автор всегда поддерживал такое объяснение. Теперь он считает, что возможно и другое решение: последовательная переработка пород в результате прогрессивного метаморфизма. Такой вариант находит свое подтверждение при наблюдениях в шлифах, как отмечалось выше.

Для кварца определено несколько люминесцентных видов. В высокоглиноземистых и гиперстен-биотитовых плагиогнейсах Клинцовского и Липняжского участков обнаружен типично гранулитовый кварц с примесными ионами  $Mn^{2+}$ . Кварц с амфиболитовым типом спектра – с примесными ионами только  $Fe^{2+}$  – встречается в районе повсюду. На Клинцовском и Хмелевском участках кварц представлен гранулитовыми и амфиболитовыми фазами. На Липняжском участке зафиксирован кварц с высокой  $I_{FTL}$  без примесных центров с равной долей гранулитовой и амфиболитовой фаз. Авторы считают, что люминесцентные характеристики салических минералов указывают на наличие более высокотемпературного минерала в виде реликтов, то есть на регрессивном характере процесса.

## 6.4.6. Химический состав метаморфических пород

Неоднократно предпринимались попытки определения исходного состава метаморфических пород, главным образом, путем петрохимических пересчетов. До недавнего времени ингуло-ингулецкая серия принималась как классическая вулканогенно-осадочная толща флишеидного типа раннепротерозойского возраста. В качестве вулканогенной составляющей обычно рассматривались амфиболиты, реже – биотит-гиперстеновые кристаллосланцы. Так, Г.М.Яценко и др. [942] определяют большую часть метаморфических пород как граувакки, субграувакки, аркозы, обломочные породы с примесью туфогенного материала, меньшую часть – как магматические образования от кислого до основного состава. В.Н.Вербицкий [165] относит все без исключения гнейсы Прингуля к терригенно-осадочным образованиям, а в работе [63] биотитовые гнейсы Звенигородско-Анновской зоны отнесены к грауваккам, частью – к вулканитам. Е.Е.Лазаренко и Е.А.Сквородникова [476] определяют все гнейсы как глинистые граувакки или мергелистые осадки, образовавшиеся в условиях мелководного бассейна. Аналогичные тенденции преобладают и за рубежом. Неоднократно высказывались предположения, что основной питающей провинцией для Ингульского блока была Среднеприднепровская гранит-зеленокаменная область [945, 287].

В последние годы генезис толщ Ингульского района все чаще рассматривается с позиций магматизма. Любопытно, что автор двух наиболее свежих работ дважды менял свою точку зрения на генезис метаморфических пород района. Е.П.Беличенко

Таблица 6.8.

Химический состав метаморфических пород Ингульского района

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	66,32	65,41	49,50	73,51	68,46	60,68	63,72	58,16	64,51
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,57	3,60	0,09	0,50	0,67	0,46	0,40	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,92	15,19	13,40	14,05	13,49	15,91	14,78	12,90	12,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	0,91	2,76	0,40	1,13	1,66	1,12	0,38	1,01
FeO	4,59	5,40	12,70	1,37	4,10	5,68	4,44	3,26	3,96
MnO	0,06	0,08	0,17	–	–	–	0,19	0,23	–
MgO	2,38	2,66	6,60	0,62	2,34	3,40	2,36	2,66	2,14
CaO	2,47	1,92	4,03	1,41	2,20	2,49	7,56	15,41	10,39
Na <sub>2</sub> O	3,01	2,83	0,69	4,01	3,22	3,31	1,63	0,74	0,75
K <sub>2</sub> O	2,78	2,81	3,11	3,74	21,64	3,44	1,22	0,39	0,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,17	1,07	0,23	0,19	0,28	0,27	0,14	0,25
П.п.п.	1,07	1,45	1,72	0,29	1,00	1,35	1,45	5,95	1,78
CO <sub>2</sub>	0,20	0,22	0,11	0,32	0,48	0,41	0,37	–	1,01
SO <sub>3</sub>	1,63	0,25	0,86	0,13	0,17	0,38	0,31	0,27	0,30
Сумма	101,06	100,77	99,72				99,87	100,89	

Примечание. 1 – гнейсы и плагигнейсы би-отитовые, ср. из 60 ан.; 2 – гнейсы и плагигнейсы с гранатом, кордиритом, силлиманитом, ср. из 47 ан.; 3 – плагигнейсы амфибол-биотито-вые, ср. из 14 ан.; 4 – граниты, ср. из 14 ан.; 5 – тоналит-трондьемито-гнейсы, ср. из 47 ан.; 6 – диорито-гнейсы, ср. из 28 ан.; 7 – кристаллосланцы известково-силикатные, ср. из 22 ан.; 8 – то же, из чечелевской свиты, ср. из 7 ан.; 9 – то же, ср. из 5 ан. Анализы 1-5, 8 – из [126], 6, 7, 9 – из [63]

Спектры РЗЭ гнейсов близки между собой. Они имеют дифференцированный характер с резким преобладанием легких РЗЭ при отсутствии заметных европейских аномалий. Последняя особенность более характерна для архейских пород: в породах протерозойских толщ обычно присутствует четкий европейский минимум. Отношения La/Th=3,3-4,0 и K/Rb=100-200 также характерны для архейских осадков. Автор [63, 64] делает вывод, что толща гнейсов Ингульского района представляет собой архейские первично-осадочные образования, метаморфизованные в гранулитовой фации и регрессивно переработанные в амфиболитовой фации.

А.Р.Белевцев и др. [47] приходят к выводу, что гнейсовая толща Клищовского месторождения первоначально представляла собой «серо-гнейсовую кору», которая была переработана в позднем архее и раннем протерозое. Среди гнейсов они выделяют породы тоналит-трондьемитового состава («трон-гнейсы») с содержанием SiO<sub>2</sub> в среднем 68% и диорито-гнейсы с SiO<sub>2</sub> = 61%. Отмечается близость трон-гнейсов к эндербитам. Как видно, по средним содержаниям SiO<sub>2</sub> бимодальность составов также далека от типичной для гранулитовых образований, сложенных по типу основной – кислый член. На петрохимических диаграммах этих авторов видны непрерывные тренды составов, а на тройных диаграммах обнаруживается близость составов к линии кварц-плагноклазовой эвтектики.

Проблема дометаморфического состава гнейсовой толщи не решена, как не решен вопрос и возрастного ее положения. Мы считаем однозначно доказанным только осадочный генезис скарноидов: достаточно обратить внимание на огромные различия в их химическом составе, четко выраженные даже в усредненных значениях (табл. 6.8). Совершенно очевидно также, что их первичное залегание ясно пластовое и никакого отношения к гранитам они не имеют. Мы склоняемся к мысли, что генезис остальных членов толщи – вулканогенный. Для высокоглиноземистых гнейсов допускается осадочное образование по типу коры выветривания с наложенными гранитизацией и постмигматитовым метасоматозом.

[63] первоначально утверждала осадочный генезис, а позднее [64] уже не настаивала на этом. А.Р.Белевцев, напротив, сначала [47] доказывал интрузивно-магматическое происхождение гнейсов, а затем [46] принял гипотезу их осадочного генезиса. Сказанное лишь подтверждает недостаточность доказательств тех и других.

Наиболее полная петро-геохимическая характеристика пород ингуло-ингулецкой серии приведена в работах Е.П.Беличенко [63, 64]. Согласно имеющимся данным, говорить о бимодальности составов гнейсов ингуло-ингулецкой серии нет оснований. По ее данным, существует непрерывный ряд составов от основных к кислым разностям (исключая из рассмотрения граниты) от SiO<sub>2</sub> = 59% в гиперстеновых плагигнейсах до SiO<sub>2</sub> = 65% в биотитовых гнейсах. Отсутствие бимодальности составов было показано на примере Днестровско-Бугского района. Надо признать, что этот факт свидетельствует в пользу отнесения пород ингуло-ингулецкой серии скорее к аптогранулитовым образованиям. В работе [64] Е.П.Беличенко, на основании петрохимических пересчетов, относит их к грауваккам разного состава. В обоснование архейского возраста исходных толщ этот автор приводит следующие факты.

## 6.5. Основные и ультраосновные породы.

Новое и пока еще слабо изученное проявление мафит-ультрамафитовых пород установлено в центральной части Братского синклиория. По данным С.Н.Бондаренко и др. [120], ультрамафит-мафитовые и мафитовые тела залегают в гнейсо-амфиболитовой толще Липняжского района. Интрузии приурочены к двум этапам тектоно-магматической активизации и представлены двумя комплексами: дометаморфическим и послеметаморфическим.

Метаультрабазитовые тела раннего этапа подверглись метаморфизму на уровне высокой и средней амфиболитовых фаций наравне с вмещающими породами и будинированы. В телах установлена средняя и грубая расслоенность. Чередуются пласты апопироксенитовых мсланоамфиболитов, апогаббровых, аполерцолитовых, апобронзититовых, апогарцбургитовых амфиболитов, апогарцбургитовых серцентинитов. Присутствие куммингтонита и антофиллита в породах указывает на условия высокой амфиболитовой фации. Судя по перечисленному набору пород, комплекс можно параллелизовать с капитановским комплексом гипербазитовой формации Среднего Побужья.

Второй комплекс – постметаморфический. Его породы, особенно кумулятивные, имеют типично магматические структуры: субидiomорфные, полигональные, пойкилитовые. Набор пород достаточно своеобразный: в нем участвуют такие необычные для Среднего Побужья породы как верлиты и феррогаббро. По описаниям авторов, тела ультрамафитов комплекса расслоенные, причем выделяются зоны средней и грубой, тонкой и скрытой расслоенности. Зоны средней и грубой расслоенности сложены оливиновыми вебстеритами, феррогаббро, биотитовым гранитом, габброноритом. Зона тонкой расслоенности сложена верлитом, бронзититом, норитом, вебстеритом. Зону скрытой расслоенности образуют роговообманковые габбронориты с микропрослоями анортозита, горблендита, биотитового гранита. Скрытая расслоенность состоит в периодической смене пород с железистостью 54-63 и 27-34%. Генетический аналог для этого комплекса пока не определен. Возможна его связь с Новоукраинским массивом; есть некоторое сходство и с массивами букинского типа.

Уровень выплавления магм обеих ассоциаций отвечает бесплагмоклазовым шпинелевым перидотитам, то есть такому же уровню, что и мафит-ультрамафитовых комплексов Среднего Побужья.

Другое проявление приурочено к Хмелевской зоне разломов в западном экзоконтакте Корсунь-Новомиргородского плутона. С.Н.Бондаренко и др. [121] относят это проявление к малым интрузиям субплатформенной серии эссекситов – субщелочных пироксенитов-габ-броноритов, не испытавших метаморфизма.

Мафит-ультрамафиты Хмелевского проявления залегают в виде силлов, субсогласных с полосчатостью гнейсов. Мощность тел достигает 370 м. Повсюду обнаруживаются кумулюсные структуры. Породная ассоциация такая: меланократовый габбронорит, роговообманковый плагиовестерит, плагиокортландит, перцолит, оливиновый вебстерит, эссекситовое габбро. Ультрамафиты в разрезе, по-видимому, преобладают. В лежачем боку тела находятся гранат-кордиеритовые граниты. Эссексит сложен баркевикитом, клинопироксеном, биотитом и плагиоклазом. Он предстает собой тонкозернистую породу гипабиссального облика. Кристаллы баркевикита с включениями плагиоклаза окружены микропризматической основной тканью, сложенной плагиоклазом и титан-авгитом. Авторы [121] рассчитали, что исходная магма отвечала водосодержащим щелочным пикробазальтам. Глубинность становления составляет 6,8 км. Эссекситы кристаллизовались из остаточного расплава и внедрились в тела с отвердевшей коркой. Авторы предполагают два варианта генезиса этих пород: либо за счет особой щелочно-субщелочной магмы, либо как ранняя фаза Новоукраинского массива. По нашему мнению, более вероятно второе допущение. Оно согласуется с субщелочным характером мафит-ультрамафитов, малой глубинностью как выплавления (уровень плагиоклазовых перидотитов), так и кристаллизации.

## 6.6. Гранитоиды

В основании разреза ультраметаморфических комплексов Ингульского блока в схеме НСК помещен тапшлыкский комплекс на одном уровне с гайворонским и славгородским комплексами на отметке 3400 млн лет. Тем самым признается наличие гранулитового фундамента как для Ингульского, так и для Среднеприднепровского районов. Выше, в интервале 3400-2700 млн лет располагаются днепрпетровский и ингулецкий комплексы Западно-Ингулецкой зоны. Кировоградский и новоукраинский комплексы находятся на одном возрастном уровне около 2000 млн лет. Завершают магматическую колонну корсунь-новомиргородский (1750 млн лет) и дайковый комплексы.

Р.Я.Белевцев [50] разделяет гранитоиды восточной половины района на три субмеридиональные зоны. Самая восточная включает массивы Ингулецкий, Зеленковский, Куколовский, Кременчугский и др., расположенные в пределах Западно-Ингулецкой полосы, в средней зоне находятся Долинский, Боковянский, Верблюжский, Митрофановский, в западной – Кировоградский, Чигиринский и другие массивы.

Впервые для данного района Р.Я.Белевцев высказал предположение, что гранитоиды кировоградско-житомирского типа представляют собой переработанные в результате наложенного калиевого порфириобластеза плагиогранитоиды архейского основания, преимущественно среднеприднепровского типа. По нашему мнению, участие в гранитообразовании гранитов приднепровского типа вполне реально для Западно-Ингулецкой полосы, тогда как западнее фундамент был скорее гранулитовым. Об этом свидетельствуют высокотемпературные образования типа монцитонитов, нередко локализованные вблизи проявлений пород гранулитовой фации. В интерпретации Р.Я.Белевцева граниты выступают как более древние в сравнении с метаморфическими породами рамы, а не как молодые в соответствии с общепринятыми представлениями. По нашему мнению, Р.Я.Белевцев прав в том отношении, что петрофондом гранитоидов послужило вещество древнего фундамента, но формирование

гранитоидов в современном биле все же происходило позже метаморфизма пород рамы, но до начала обширного привноса в докембрийские породы калия. В другой работе Р.Я.Белевцев совместно с соавторами [50] уточняет, что вслед за архейскими плагиогранитоидами в гранитообразование вовлекаются метаморфиты ингуло-ингулецкой серии. При этом он ссылается на очень интересные данные Э.Г.Ишевской [314], согласно которым гранитоиды в центрах антиклиналей геохимически родственны гранитизированным основным породам, а на периферии антиклинальных структур – вмещающим метаморфитам.

М.И.Толстой и др. [741, 742, 743, 744] традиционно рассматривают гранитоиды Ингульского района как гранитоидно-метатерригенный кировоградско-житомирский формационный комплекс и считают его производным по породам ингуло-ингулецкой серии. Предлагается следующее возрастное и формационное расчленение гранитоидов. К самым древним гранитоидам относятся монзониты новоукраинского типа и эндербиты по породам спасовской серии, которые объединяются в монзонитовую формацию и боковьянский комплекс. Выше следуют тоналиты, обнаженные по р. Аджамке, южнее с. Субботцы, и содержащие ксенолиты пород ингуло-ингулецкой серии и чарнокитоидов. Они относятся к тоналит-плагиогранитовой формации – аджамскому комплексу. К нему же принадлежат диориты и гранодиориты р. Боковеньки – «христофоровские» диориты. Следующий комплекс – гуровский, предложенный в свое время к выделению В.И.Орсой [594]. Он представлен согласными и секущими телами аплитовидных гранитов у с. Гуровка по р. Боковой и Воссиятским массивом, примыкающим с юга к Новоукраинскому массиву. Первоначально авторы [741, 744] выделяли эти породы как гнейсово-плагиогранитовую формацию, затем как формацию рассеянных гранитовых тел. Относительно последних возникает неопределенность. Она заключается в том, что эти граниты формируются в зоне развития древнейших гранитоидов Среднего Приднестровья и относятся, вероятно, к днепропетровскому комплексу. К следующему, собственно кировоградскому комплексу (гранитовая формация), отнесены многочисленные массивы порфиroidных гранитов: Кировоградско-Бобринецко-Новоукраинский, Долинский, Христофоровский, Верблюжский, Боковьянский, Митрофановский и Вознесенский. В ранних работах авторы [742] в качестве самых молодых гранитоидов выделяли гранитовую формацию. Гранитоиды этой формации, к которой они относили Долинский, Христофоровский, Верблюжский и Митрофановский массивы, отличаются полосовидным строением, возникающим вследствие неравномерного распределения, главным образом, порфиробластов калишпата, зарастающих исходный субстрат. Термин «гранитит» имеет очень разное толкование, основанное на минеральном составе, и к употреблению не рекомендуется.

В.Ф.Недомолкин [559] связывает гранитообразование Ингульского блока с развитием геосинклинали, выделяя в этом процессе три этапа: архейский, ранне- и позднеинверсионные. В течение первых двух этапов происходила ремобилизация гранулитового фундамента, в третий этап (2100-2000 млн лет) – гранитообразование в толще метаморфитов протерозоя.

Нами предлагается последовательность гранитоидного магматизма Ингульского района в виде комплексов, снизу вверх: ташлыкский, вознесенский, кировоградский, новоукраинский, корсунь-новомиргородский.

### 6.6.1. Ташлыкский комплекс

Ташлыкский комплекс в Ингульском районе выделен по предложению автора и С.В.Бухарева в 1991 г. и вошел в последнюю схему стратиграфии УЦ как аналог гайворонского комплекса раннего архея на уровне 3450 млн лет. Характеристика комплекса своевременно опубликована не была. Теперь у автора возникли сомнения в валидности комплекса. Дело в том, что если эндербиты гайворонского комплекса развиваются по породам днестровско-бугской серии и уверенно датированы возрастом 3,4-3,65 млн лет, то чарнокитоиды ташлыкского комплекса замещают гиперстен-биотитовые плагиогнейсы ингуло-ингулецкой серии протерозойского возраста и надежные датировки по ним отсутствуют. Кроме того, чарнокитоиды ташлыкского комплекса Ингульского блока отличаются от гайворонских чарнокитоидов рядом петрологических признаков, РТ-условиями формирования и характером метаморфизма.

Локалитом ташлыкского комплекса первоначально служили породы, развитые не в бассейне рек Ташлыков, в Братском синклинии, а в одном из обнажений в восточной части Приингульской синклинали. Обнажение расположено на левом берегу р. Ингул, в балке возле брошенного с. Лавровка, которое находится в 8 км ниже по течению от с. Ингуло-Каменка. Оно приурочено к северо-восточному окончанию Долинского гранитного массива и находится в 10 км к северо-северо-востоку от окраины Криничеватского купола. Обнажение представляет собой выступ пород, вероятно, спасовской свиты в окружении гнейсов чечелевской свиты. Основанием для выделения этих пород в качестве отдельного комплекса, сопоставимого с гайворонским, явились внешний, типично «гайворонский» облик и состав пород. Вмещающими для чарнокитоидов служат гиперстен-биотитовые гнейсы и скарноиды. Как оказалось впоследствии, чарнокитоиды довольно часто встречаются и в пределах Братского синклинии – в бассейне рек Ташлыков, – отчего комплекс и получил свое название.

Развитие эндербитов по породам спасовской свиты Ингульского района впервые отметил М.И.Толстой с соавторами [741]. В сущности, они впервые предложили выделить эндербиты, развитые по гнейсам спасовской свиты, в боковьянский комплекс. Они же впервые отметили наложенный характер гиперстена и «зарастание» чарнокитоидов вблизи порфиroidных гранитов бластами калишпата.

Породы ташлыкского комплекса возле с. Лавровка, в локалитическом, по нашим данным, обнажении представлены чередованием зеленовато-серых гнейсовидных эндербитов и чарнокитов с редкими будинированными и превращенными в овалоиды пропластками диопсидовых известково-силикатных плагиогнейсов (скарноидов). В других обнажениях района вмещающими для чарнокитоидов также являются биотит-гиперстеновые плагиогнейсы в ассоциации со скарноидами. Характерно, что и плагиогнейсы нередко будинированы и превращены в овалоиды, что говорит о предшествующей гранитообразованию активной

тектонической проработке пород и общности геологической истории плагиогнейсов и скарноидов. Поскольку чарнокитоиды в отличие от гнейсов не будинированы, можно сделать вывод, что они являются образованиями более поздними, чем овалюиды. Двупироксеновые кристаллосланцы здесь не обнаружены и вообще для Прингульского синклиория мало характерны.

Гнейсовидные чарнокитоиды сложены визуально трудно различимыми слоями разного состава, главным образом, вследствие переменного количества калишпата. Среди них выделяются эндербиты, чарноэндербиты (плагиоچارнокиты) и чарнокиты. Структура пород гранобластовая, местами начальная катакластическая, благодаря обтеканию мелкозернистым кварцем зерен плагиоклаза. Иногда появляются мелкие прямоугольные порфиробласты калишпата, раздвигающие темноцветные минералы и имеющие явно наложенный характер. При высоком содержании в породе калишпата – до 30%, – форма его зерен становится более идиоморфной, округло-изометричной, а при малом содержании калишпат образует межзерновые выделения. Калишпат нерешетчатый и непертитовый. В редких вкрапленниках наблюдаются нечеткая решетка и слабая пертитизация. Ортопироксен образует крупные скелетные зерна и имеет облик наложенного минерала. Он последовательно замещается куммингтонитом, затем – бледно-зеленой роговой обманкой. Оба амфибола полисинтетически сдвойникованы. Биотит межзерновой, очень темный, почти черный. Есть редкие зерна бледно-зеленой шпинели.

Гнейсо-чарнокитоиды послойно и вкрест секутся массивными чарнокитоидами средне- крупнозернистой равномерно-зернистой структуры («ятранский» тип) и имеют минеральный состав чарнокита. Калишпат в них такой же нерешетчатый и почти непертитовый. Гиперстен также скелетный. Обычно гиперстен и гранат встречаются только в протоловках. Биотит более светлый, красновато-бурый. Кроме того, все чарнокитоиды рассекаются жилами красных и розовых порфировидных гранитов, вероятно, связанных с прилегающим Долинским массивом порфировидных гранитов.

В шпихах чарнокитоидов обнаружены: циркон – 240 г/т, апатит – 220 г/т, сульфиды, зеленая шпинель. В плагиоچارнокитах ятранского типа около 25% циркона слагают мелкие прозрачные и слабопрозрачные кристаллы бледно-розового цвета простого строения, цирконового типа с удлинением 2,2. Предполагается, что эти кристаллы раннемагматические. Около 75% составляют коричневые призматические, более крупные кристаллы (длина в среднем 0,2 мм, удлинение 2,1) также цирконового габитуса. Среди них выделяются простые кристаллы и кристаллы с внутренним ядром.

О радиоизотопном возрасте пород можно судить лишь ориентировочно на основании данных, полученных по отдельным зернам методом общего свинца (аналитик А. Андреев). Для циркона из эндербита ятранского облика (№ 4966) получены определения в пределах 2160-3300 млн лет (по 7 зернам). Для другой пробы плагиоچارнокита ятранского облика (№ 4967) получены цифры 2370-2850 млн лет (4 зерна). Для циркона из овалюида известково-силикатного плагиогнейса (№ 4968) получены даты: 1830-3050 млн лет (3 зерна).

Таблица 6.9.

Химический состав пород ташлыкского комплекса Прингульского района

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	70,78	74,40	69,25	69,60	66,40	69,95	71,06	72,62	66,95	67,27
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,05	0,29	0,42	0,40	0,27	0,32	0,58	0,35	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,65	13,25	12,15	11,98	11,98	13,71	12,79	13,21	12,38	12,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,07	0,22	1,07	0,35	0,10	0,46	0,78	0,48	0,50
FeO	4,31	1,01	7,18	5,60	8,77	4,45	4,10	2,79	4,45	7,62
MnO	0,07	0,01	0,20	0,04	0,05	0,03	0,08	0,03	0,02	0,19
MgO	1,56	0,66	1,69	2,49	2,10	1,25	1,80	1,34	2,59	2,36
CaO	2,13	1,09	2,16	2,37	2,65	1,84	4,40	0,53	8,96	6,73
Na <sub>2</sub> O	2,62	3,19	2,86	2,85	3,07	3,19	2,30	2,64	1,22	1,15
K <sub>2</sub> O	4,03	5,18	2,72	2,13	2,33	4,11	0,51	4,31	0,27	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,04	0,14	0,13	0,13	0,09	0,14	0,11	0,14	0,09
SO <sub>3</sub>	0,14	0,10	0,12	0,08	0,05	0,11	1,10	0,05	0,14	0,20
CO <sub>2</sub>	0,53	–	0,53	–	–	–	–	0,07	0,97	–
П.п.п.	0,38	0,48	0,71	1,09	0,88	0,45	1,00	1,03	1,08	0,76
Сумма	100,08	99,53	100,28	99,85	99,56	99,54	100,60	100,09	99,68	99,57
F	75	62	82	73	81	78	72	73	65	78
Fo	8	6	3	16	4	9	10	36	9	6

Примечание. 1 – чарнокит, с. Лавровка, р. Игул, № 4966; 2 – чарнокит, р. Боковенька, № 4976; 3 – плагиоچارнокит гайворонского типа, там же, № 4967; 4 – плагиоچارнокит гайворонского типа, р. Верблюжка, № 4995; 5 – то же, там же, № 4986; 6 – чарнокит гайворонского типа, р. Боковенька, № 4975; 7 – биотит-гиперстеновый плагиогнейс, там же, № 4990; 8 – биотит-гиперстеновый гнейс, р. Боковенька, № 5385; 9 – известково-силикатный кристаллосланец, с. Лавровка, № 4968; 10 – то же, р. Верблюжка, № 4988.

Все чарнокитоиды у с. Лавровка характеризуются низкими содержаниями элементов-примесей (кроме элементов группы железа): Ni – 50, Co – 4, V – 50, Cr – 100, Zr – 30, Nb – 5, Pb – 15, Zn – 50, Sn – 1, Ba – 650, Sr – 65, Li – 10, Rb – 35 г/т.

Вмещающие биотит-гиперстеновые плагиогнейсы как правило не содержат калишпата и граната. Гиперстен в них довольно железистый: f = 65-70%. Он часто образует скелетные кристаллы, свидетельствующие о явно наложенном характере и, следовательно, о прогрессивном характере гранулитового метаморфизма. Гиперстен замещается куммингтонитом. Плагиоклаз субидiomорфный, №№ 35-40.



Оваловидные диопсидовых плагиогнейсов (скарноидов) на 70% сложены плагиоклазом № 70 с характерными висьями двойниками. Клинопироксен образует идиоморфные хада-кристаллы в плагиоклазе. Он имеет типичную для этого вида пород зеленовато-серую в шлифе окраску, без шлеохроизма. Кварц разлинзован: это типичный признак гранулитовых образований.

Согласно химическому составу (табл. 6.9) чарнокитоиды являются низкоглиноземистыми породами с железистостью 62-82%. Для них типична очень низкая степень окисления железа, что говорит о восстановительных условиях кристаллизации. Овалоиды, как обычно, отличаются высокой кальциевостью. Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы по химическому составу очень разные – от базальтов до плагиориолитов и даже риолитов.

Аналогичные описанным взаимоотношения пород наблюдались повсюду, где обнажены породы спасовской свиты, часто в ассоциации с гранитоидами новоукраинского комплекса. Так, в обнажении у х. Зеленый Гай по р. Боковеньке гиперстен-биотитовые плагиогнейсы слагают основную массу обнажения, переслаиваясь со сливными зеленовато-серыми полосчатыми эндербитами, и рассекаются жильными телами равномернозернистого массивного плагиочарнокита. В соседнем обнажении аналогичные породы рассекаются жилами боковянского гранита. По правому берегу р. Боковой, выше ее устья, обнажены только гиперстен-биотитовые гнейсы с характерной шнуровидной текстурой, обусловленной бластами калишпата, и диопсидовые кристаллосланцы (скарноиды). Последние обнаруживаются решительно во всех обнажениях Ингульского района и имеют удивительно постоянный минеральный состав: клинопироксен, плагиоклаз, кварц, сфен в разных соотношениях. Однообразие минерального состава нарушается появлением вторичных минералов – роговой обманки, скаполита, кальцита.

Нами детально изучен субширотный разрез вдоль нижнего течения р. Б.Высь от ее впадения в р. Синюху на протяжении 12 км на восток. Разрезом вскрыт крайний западный участок Братского синклиниория, в его контакте с Голованевской шовной зоной.

Чарнокитоиды и метаморфические породы выступают в виде отдельных обнажений и останцов среди чернокварцевых гранитов новоукраинского типа. Вскрытый р. Синюхой разрез, представляет собой переход от Голованевской шовной зоны к Ингульскому блоку. Переходным характером объясняется тот факт, что, в отличие от Приингульской части блока, наряду с биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами и кристаллосланцами и скарноидами, здесь встречены биотит-двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы. Некоторые биотит-двупироксеновые кристаллосланцы имеют химический состав коматиитов, что характерно для гранулитов Побужья: MgO – до 13%, K<sub>2</sub>O – 0,23%. Скарноиды, однако, не содержат известковистого граната и это характерно для пород Ингульского блока.

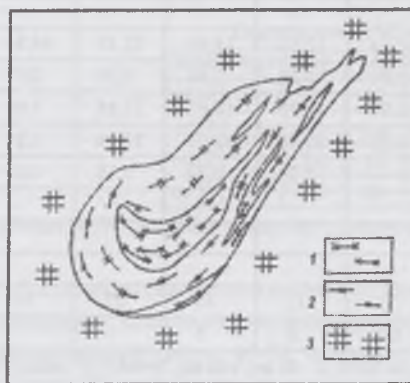


Рис. 6.11. Ксенолит эндербита гайворонского типа (2) с включениями амфибол-двупиро-плагиогнейсу (1) в чарноките ятранского типа (3), с. Любомирка. Рис. С.П.Кириллова.

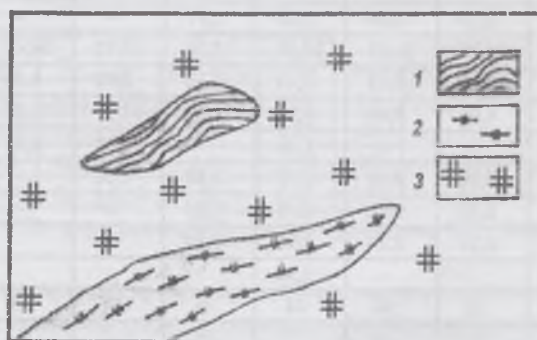
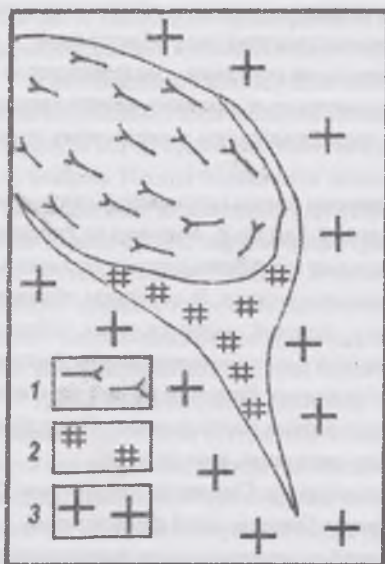


Рис. 6.12. Ксенолиты мигматита по гиперстеновому и эндербиту гайворонского ксенового кристаллосланца (1) типа (2) в чарноките ятранского типа (3). р. Черный Ташлык. Рис. С.П.Кириллова.

Надо заметить, что геологические соотношения кристаллосланцев и эндербитов совершенно такие же, как и в гранулитовой области Побужья. Среди эндербитов можно выделить гнейсо-эндербиты гайворонского типа и ясно фанерозернистые, средне- до крупнозернистых эндербиты ятранского типа (рис. 6.11). Встречены мигматит-чарнокиты с порфиробластами калишпата (рис. 6.12). В свою очередь, чарнокитоиды ятранского типа могут выступать в виде ксенолитов среди аплитоидных гранитов новоукраинского типа (рис. 6.13). Ортопироксен ( $f = 44-68\%$ ) в тех и других образует скелетные зерна, подтверждающие его наложенный характер (табл. 6.10). По ортопироксену развивается куммингтонит. Биотит красно-бурый, высокотитанистый:  $TiO_2 = 4,8-5,2\%$ . Гранат пироп-альмандинный, высокожелезистый ( $f=91\%$ ), с повышенным содержанием спессартинового компонента ( $MnO=2-2,5\%$ ). Гранат вместе с порфиробластовым калишпатом, также, вероятно, является наложенным минералом. Калишпат представлен двумя морфологическими разновидностями – КПШ основной массы и КПШ порфирированных выделений. Состав и морфология зерен КПШ сходны во всех изученных гранитах комплекса. Пертиты одномерные и двумерные, распределение их участковое. Развитие решетки участковое, реже участково-зональное. Решетка преимущественно шахматно-сноповидная или сноповидная. В порфиробластах КПШ в чарнокитах решетка и пертиты значительно мельче и более совершенные, что свидетельствует о более позднем их образовании. Морфологические особенности пертитовых вростков указывают на высокотемпературные условия формирования пород.

Люминесцентные свойства кварца и полевых шпатов, детально изученные Т.А.Рокачук [633, 616], подтверждают высокотемпературные условия кристаллизации горных пород района.

Рис. 6.13. Ксенолит чарнокита ятранского типа (2) по гиперстен-биотитовому плаггиогнейсу (1) в светло-сером аплитовидном граните с темносерым идиоморфным кварцем; с. Верблюжка, р. Верблюжка. Рис. С.П.Кириллова.



Кварц с люминесцентными характеристиками, отвечающими гранулитовым, установлен в двупироксеновых кристаллосланцах, эндробитах, чарнокитах и составляющих основной фон разреза чернокварцевых биотит-гранатовых гранитах. Соотношение концентраций примесных центров в плаггиоклазах на соответствующих диаграммах близко совпадает с полем эндробитов гайворонского типа.

Интенсивность рентгенстимулированной термолюминесценции КПШ отвечает высокотемпературной части амфиболитовой фации. При этом сложная форма кривой термовывесчивания указывает на многоэтапный способ формирования калишпата. Характер спектров РЛ КПШ изменяется закономерно при переходе от КПШ основной массы к КПШ порфировых выделений и позволяет утверждать, что во всех случаях крашленники являются более поздними и что среди них могут быть выделены син- и постметаморфические порфиробласты. Общей особенностью последних является высокая концентрация в их структуре А1-центров, а в порфиробластах чарнокитов и Fe-центров, что сближает их с КПШ новоукраинских гранитов.

Таблица 6.10.

Химический состав минералов метаморфических пород и чарнокитоидов из обнажений по р. Б.Высь

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	33,24	34,09	34,08	35,00	50,17	50,87	47,86	51,51	50,56	52,02	53,02	37,15	39,00
TiO <sub>2</sub>	5,92	5,84	4,76	5,80	0,11	0,03	0,06	0,22	0,15	—	0,08	—	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	13,55	13,13	16,35	0,90	0,55	0,70	0,39	2,14	0,93	0,75	20,50	29,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,15	1,53	2,05	1,97	—	—	1,20	—	—	—	—	—	0,01
FeO	24,28	20,55	24,19	17,10	30,77	36,43	36,66	31,14	12,54	14,38	12,35	34,34	34,00
MnO	0,17	0,13	0,10	0,08	0,82	1,30	1,10	0,86	0,38	0,60	0,29	2,57	2,14
MgO	6,00	7,90	6,78	11,77	14,79	11,24	10,55	16,08	10,53	10,68	11,85	1,95	2,40
CaO	—	—	1,16	—	0,91	0,61	0,22	0,86	22,48	22,01	21,06	3,29	3,35
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,15	0,10	0,06	—	0,08	—	0,29	0,27	0,16	0,05	0,20
K <sub>2</sub> O	8,76	9,40	8,93	9,30	—	—	0,06	—	—	—	—	—	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,39	0,10	0,30	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O+	—	—	2,53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f	72	56	68	48	54	65	68	53	41	44	37	91	89
f <sub>0</sub>	16	6	7	10	—	—	4	0,9	8	5	—	—	—

Примечание. 1-4 – биотит: 1 – чарнокит мигматитоподобный, с. Кальниболота, № 4685; 2 – то же, там же, № 4687; 3 – эндробит ятранский, с. Марьяновка, № БВ-2; 4 – эндробит ятранский, с. Надлак, № БВ-14. 5-8 – ортопироксен: 5 – № 4685; 6 – № 4687; 7 – № БВ-7; 8 – № 4688. 9-11 – клинопироксен: 9 – № 4685; 10 – № 4687; 11 – № 4688. 12-13 – гранат: 12 – № 4685; 13 – № БВ-7.

Анализ термобарометрических данных, выполненный Н.К.Крамаренко, позволяет сделать вывод, что эндробиты – несомненно метаморфические образования, образовавшиеся при T=700°C.

По химическому составу чарнокитоиды относятся преимущественно к средним высокоглиноземистым низкокалиевым породам (табл. 6.11). По признаку химического состава они тяготеют к гиперстен-биотитовым кристаллосланцам, за счет которых, по всей вероятности, и образуются.

По содержанию элементов-примесей двупироксеновые кристаллосланцы и эндробиты различаются незначительно. Их содержания, соответственно, следующие: Ni 40 и 22; Co 30 и 19; Cr 40 и 25, V 100 и 100; Zr 8 и 16; Sn 2,5 и 2,7; Nb 1 и 2,5; Cu 43 и 55; Pb 5 и 33; Zn 200 и 160; Ba 350 и 480; Sr 70 и 160; Li 12 и 15; Rb 20 и 18; Cs 5 и 6; Sc 3 и 1,5; Y 2 и 2,5 г/т. По отношению Rb/Sr кристаллосланцы, эндробиты, частью чарнокиты, согласно диаграмме К.Конди, предстают как образования сравнительно маломощной коры – до 20 км.

Эндробиты и чарнокиты формировались, по-видимому, за счет разных метаморфических пород – двупироксенового или биотит-гиперстенового состава, – и это отразилось на распределении в них РЗЭ. Общей особенностью распределения РЗЭ в эндробитах, в отличие от чарнокитов, является наличие положительной европиевой аномалии. Одни из эндробитов, образовавшиеся, возможно, за счет двупироксеновых пород (№ 4693, табл. 6.12, рис. 6.14), имеют недифференцированный характер распределения РЗЭ. Все элементы находятся на 10 хондритовых уровнях. Сумма содержаний РЗЭ небольшая – 29. Другие эндробиты, наоборот, имеют резко дифференцированное распределение РЗЭ (№ 4674), совпадающее с распределением в биотит-гиперстеновых плаггиогнейсах и близкое к хондритовому содержание тяжелых РЗЭ. Чарнокиты характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ, всегда имеют отрицательную европиевую аномалию, несколько повышенное в сравнении с эндробитами содержание ТРЗЭ и обычно более высокое содержание ЛРЗЭ (№№ 4678, 4677).

Химический состав чарнокитов и метаморфических пород из обнажений по р. Б.Вись.

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	59,85	68,01	57,46	56,09	60,22	62,51	64,46	70,73	43,97	50,65
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,34	0,83	0,96	0,66	0,51	0,59	0,30	0,79	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,78	16,37	18,35	19,17	18,23	18,43	18,35	14,99	14,73	19,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74	1,21	1,69	2,35	2,20	1,56	1,16	0,45	4,29	3,48
FeO	2,96	1,70	5,07	5,39	3,90	3,69	3,95	3,09	8,24	5,92
MnO	0,60	0,20	0,09	0,11	—	0,09	0,08	0,06	0,17	0,13
MgO	2,37	0,20	2,25	3,29	2,60	3,07	2,02	1,73	13,22	4,47
CaO	5,47	2,20	5,12	6,04	4,70	5,04	4,49	2,37	10,68	8,00
Na <sub>2</sub> O	4,33	3,44	4,52	3,69	4,20	3,76	3,56	3,24	1,40	3,36
K <sub>2</sub> O	1,41	5,53	2,96	1,57	1,78	1,36	1,37	3,04	0,23	1,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,20	0,18	0,17	0,11	0,24	0,32	0,13	0,04	0,09
CO <sub>2</sub>	0,38	0,20	0,20	0,20	—	—	—	—	0,38	0,20
SO <sub>3</sub>	0,10	0,02	0,60	0,02	0,02	—	—	—	0,23	0,30
F	—	—	—	—	—	0,06	0,07	0,04	—	—
П.п.п.	0,93	0,49	0,74	0,73	0,74	0,81	0,57	0,76	1,54	0,97
Сумма	100,94	100,13	100,06	99,78	99,36	100,13	100,95	100,93	99,95	99,77
F	73	93	75	71	70	64	72	68	49	68
Fo	43	39	25	30	36	29	22	12	34	36

Примечание. 1 – эндрбит ятранский, с. Марьяновка, № 4674; 2 – чарнокит мигматитоподобный, с. Кальниболота, № 4685; 3 – чарнокит ятранский, № 4686; 4 – эндрбит ятранский, с. Надлак, № 4693; 5 – то же, там же, № 4694; 6 – то же, с. Марьяновка, № БВ-2; 7 – то же, с. Надлак, № БВ-14; 8 – чарнокит ятранский, с. Кальниболота, № БВ-7; 9 – двупироксеновый кристаллосланец, с. Надлак, № 4695; 10 – гиперстен-биотитовый кристаллосланец, с. Жевановка, № 4688.

Таблица 6.12.

Содержание РЗЭ (г/т) в чарнокитоидах ташлыкского комплекса

№№	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Nb	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>н</sub>	Eu/Eu*	Сумма
4674	16	29	13	2,1	0,95	0,1	0,53	0,08	20	1,98	68
4693	2,5	7,3	6,4	1,24	0,7	0,33	1,8	0,30	0,93	1,25	29
4678	9,2	24	13	4,0	1,3	1,1	4,3	0,57	1,43	0,77	80
4677	48	83	26	3,9	1,1	0,62	3,9	0,52	8	0,85	189

Примечание. 4674 – эндрбит ятранский, с. Марьяновка, р. Б.Вись; 4693 – то же, там же; 4678 – чарнокит, р. Сивюха; 4677 – чарнокит, там же.

Рудные минералы (магнетит и ильменит) встречаются лишь в отдельных пробах двупироксеновых кристаллосланцев, эндрбитов и чарнокитов. Количество магнетита достигает 6000 г/т, ильменита – 35 г/т. В гиперстен-биотитовых кристаллосланцах содержание циркона составляет 40-50, апатита – 70-80 г/т, а в двупироксеновых кристаллосланцах содержание этих минералов на уровне следов. Кристаллы циркона в гиперстен-биотитовых кристаллосланцах сложные, коричневые, прозрачные, с удлинением в среднем 3,4. Тип кристаллов цирконовый, торпедовидный. В двупироксеновых кристаллосланцах циркон мелкий, светло-коричневый. Кристаллы большей частью простые, явно магматического облика. По ряду признаков (торпедовидный тип, сростки, асимметрия роста, блоковость кристаллов) можно предполагать, что вначале кристаллизовались кристаллы первого, магматического этапа, затем со значительным разрывом во времени формировались кристаллы метасоматического или метаморфического генезиса. В эндрбитах ятранского типа содержание аксессуаров на порядок выше, чем в кристаллосланцах: циркон – 100-150, апатит – 170-230, монацит – 5-800 г/т. Кристаллы циркона в них, в связи с увеличением щелочности среды, короче: удлинение в среднем 2,6. Имеются крупные коричневые и мелкие светлоокрашенные кристаллы. Мелкие кристаллы полигональные, несомненно магматические. Для такого циркона методом общего свинца определен возраст 2,6 млрд лет. Чарнокиты отличаются в среднем более высоким содержанием монацита.

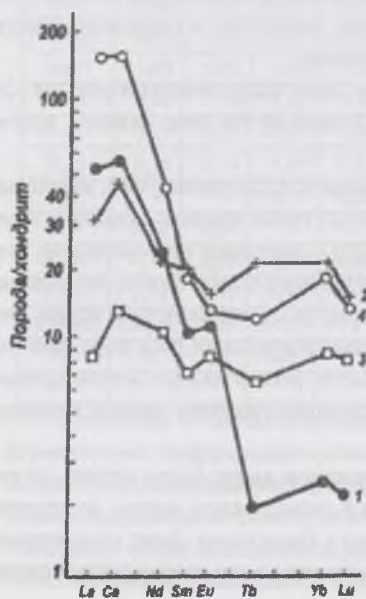


Рис. 6.14. Распределение РЗЭ в эндрбитах и чарнокитах ташлыкского комплекса.

1 – эндрбит, с. Марьяновка, р. Б.Вись, № 4674; 2 – чарнокит, р. Сивюха, № 4678; 3 – эндрбит, р. Б.Вись, № 4693; 4 – чарнокит, р. Сивюха, № 4677.

На основании геохимической характеристики, используя диаграмму U – Th/U и классификацию Е.Н.Бибиковой [82], большинство изученных кристаллов циркона гранулитовых пород р. Б.Вись можно определить как гранитовые, точнее – тоналитовые. Следовательно, своим появлением они обязаны явлению гранитизации.

По данным Ю.К.Пийра и Е.П.Крамских, в пределах центральной части Братского синклинали породы, относимые к ташлыкскому комплексу, слагают сильно вытянутые массивы длиной до 30 км. Они представлены эндробитами и, вместе с тесно связанными с ними гранат-биотитовыми плагиогранитами и плагиомигматитами, являются более молодыми образованиями, чем вмещающие их биотит-гиперстеновые гнейсы каменно-костоватской свиты и глиноземистые гнейсы роцеховской свиты. Контакты чарнокитоидов с гнейсами четкие, часто тектонические, причем гнейсы встречаются в эндробитах в виде останцов. По описанию Е.П.Крамских, эндробиты массивные, среднезернистые, чем также отличаются от древних гнейсовидных эндробитов гайворонского типа. Они содержат антипертитовый плагиоклаз, до 10% микроклин-пертита (а не ортоклаза), ортопироксен (3-7%), биотит (5-10%), гранат (до 5%). Кварц образует линзообразные выделения. Биотит умеренно-железистый –  $f=48-56\%$ , гиперстен –  $f=57\%$ .

Эндробиты отличаются низкой кремнекислотностью ( $SiO_2=62-64\%$ ) и дефицитом элементов группы железа. Содержание редких щелочей ( $Li=28$ ,  $Rb=155$  г/т) в два раза превышает их содержание в гайворонских эндробитах и плагиоچارнокитах с Лавровка. Температуры формирования эндробитов оцениваются приемлемыми величинами:  $675-695^\circ C$ .

По данным Е.П.Крамских, возраст циркона этих эндробитов оценивается датами 1960-2100 млн лет, а монацита из пород сел Арбузинка и Яланец – 2010-2100 млн лет. Как следует из геологических данных, эндробиты прорывают гнейсы низов ингуло-ингулецкой серии с верхним возрастом 2100 млн лет и вмещают их тела. Кроме того, состав и текстура эндробитов напоминают чарнокитоиды ятранского типа примерно того же возраста. Следовательно, выделение здесь ташлыкского комплекса как раннеархейского обосновано недостаточно. Скорее всего, эти породы являются вещественными и возрастными аналогами литинского комплекса Днестровско-Бугского района. Г.А.Шварц и А.А.Питаде [835] также возражают против отнесения всех гиперстенсодержащих пород к палеоархейскому ташлыкскому комплексу.

Таким образом, взаимоотношения гнейсов, чарнокитоидов и гранитов в Ингульском блоке повсюду стандартные: основу составляют гиперстен-биотитовые плагиогнейсы спасовской свиты и согласные с ними гнейсовидные чарнокитоиды. Их секут или посылно пронизывают жилы и тела равномернозернистых чарнокитоидов ятранского типа, и все они рас-секаются жилами гранитов новоукраинского типа. Породы с такими взаимоотношениями выступают в виде отдельных обнажений, возможно, в виде мегаксенолитов или эрозионных окон в полях развития новоукраинских гранитов, однако постепенные переходы их в трахитоидные граниты не установлены. В виде явных ксенолитов выступают только биотит-гиперстеновые плагиогнейсы; чарнокитоиды в виде ксенолитов в гранитах не установлены.

Главная петрологическая особенность чарнокитоидов ташлыкского комплекса состоит в том, что они залегают в толще пород, для которых отчетливо устанавливается прогрессивный характер гранулитового метаморфизма и наличие прогрессивной метаморфической зональности. Только зональным метаморфизмом можно объяснить тот факт, что в породах ингуло-ингулецкой серии степень метаморфизма нарастает в направлении от нижних свит к верхним. Для регионального метаморфизма ареального развития такая возрастная последовательность принципиально невозможна. Еще одна особенность метаморфизма Ингульского блока – более низкие в сравнении с гранулитами Побужья как температура ( $650-700^\circ C$ ), так и, особенно, давление ( $500-550$  МПа). Метаморфизм гранулитовой фации с такими P-T-параметрами на Балтийском щите определен как метаморфизм ладожского типа.

Геологическая особенность ташлыкского комплекса – согласное залегание среди гнейсов ингуло-ингулецкой серии, возраст которой принимается как протерозойский.

Есть еще ряд особенностей петрологического характера, отличающих чарнокитоиды ташлыкского комплекса от визуально похожих на них пород гайворонского комплекса. Они следующие: постоянная ассоциация с новоукраинскими гранитами, наличие наряду с гнейсо-эндробитами гнейсо-чарнокитов и мигматит-чарнокитов, малая роль metabазальтоидов – двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, наложенный характер ортопироксена, граната и калишпата, повышенная железистость темноцветных минералов, однородный калишпат, наличие куммингтонита по ортопироксену, отсутствие в скарноидах известковистого граната, что является следствием пониженных не только температуры, но и давления.

Как уже отмечалось, о двух типах гранулитового метаморфизма на Украинском щите было известно раньше. Об их пространственном соотношении можно судить на основе геофизических данных. Поскольку это факт важный, кратко повторим его.

На геолого-геофизическом разрезе вкост простирания Ингульского блока, построенном В.А.Крюченко [454], можно видеть, что породы гранулитовой фации слагают два горизонта. В составе верхнего горизонта – гравитационно-активного слоя, – принимают участие гранулиты спасовской, каменно-костоватской и роцеховской свит. Это – «верхние» или «молодые» гранулиты. Нижний горизонт, служащий фундаментом для гравитационно-активного слоя Ингульского блока, сложен архейскими образованиями, по физическим свойствам отвечающими породам гранулитовой фации типа днестровско-бугской серии. Это – «нижние» или «древние» гранулиты. «Верхние» гранулиты вместе с другими слагающими Ингульский блок породами метаморфизованы в условиях зонального метаморфизма, а «нижние» – в условиях ареального регионального метаморфизма. Соотношение двух гранулитовых горизонтов, как уже отмечалось, можно рассматривать с позиций гипотезы парных метаморфических поясов по А.Мийясиру.

Выделение ташлыкского комплекса произведено по аналогии с гайворонским. Приведенные выше факты служат, по нашему мнению, достаточным основанием, чтобы ташлыкский комплекс в стратиграфической схеме поднять выше – на уровень ингуло-ингулецкой серии. Исходя из изложенной позиции, аналога гайворонского комплекса в Ингульском блоке на современном эрозионном уровне нет и быть не может. Следовательно, валидность ташлыкского комплекса в его современном стратиграфическом положении, не обеспечена фактическим материалом.

## 6.6.2. Вознесенский комплекс

Вознесенский комплекс выделен И.С.Усенко с соавторами [762], затем Я.Н.Белевцевым и А.Н.Сухининым [61]. Эти граниты известны также под названием трикратских и мертвоводских. В качестве отдельного комплекса в схеме НСК он не признан и рассматривается обычно в составе кировоградского комплекса. Возраст гранитов по монахиту определен в 2100-1900 млн лет [193]. Основанием для выделения комплекса мы считаем, прежде всего, его пространственную обособленность в Братском синклинии. Коль скоро в Братском синклинии выделены свиты рошаховская и каменно-костоватская, имеющие своих аналогов в Приингулье, то имеет право на выделение и комплекс гранитоидов, развивающихся по этим свитам. Кроме того, от кировоградских гранитов они отличаются наличием ксенолитов гранулитовой фации, большей глубинностью, более высокой общей железистостью и петрофизическими свойствами. В состав комплекса входят Вознесенский, Синюхинский и ряд небольших массивов в районе Липняжского купола.

### 6.6.2.1. Вознесенский массив

Главный массив комплекса – Вознесенский (Трикратский), – один из самых крупных массивов УЩ: при ширине около 20 км он протягивается почти на 150 км и на юге выходит за пределы доступной части щита. Массив расположен к западу от Новоукраинского массива между Братским синклинием и Первомайским разломом. В своей северной части массив имеет субмеридиональное простирание, в южной – северо-западное. Породы массива обнажены по рекам Синюхе, Юж.Бугу и их притокам. В северном замыкании Вознесенского массива выделяется целый ряд более мелких массивов – Добровеличковский, Лысогорский, Синюхинский и другие. Многие граниты получили собственные названия. Так, выделяются, с севера на юг, граниты ярошевские по р. Б.Высь, граниты березовские, глоссские, дорофевские. Поскольку к ним приурочены редкометальные рудопроявления, мы даем для них отдельную характеристику, объединив под названием «Березовская группа гранитов».

Контакты и структурные элементы Вознесенского массива – директивные структуры гранитов, оси ксенолитов и геофизических аномалий – согласны со структурами вмещающей рамы. Другой крупный массив – Лысогорский, – размещается кулисообразно относительно Вознесенского. Он простирается на значительное расстояние – до 50 км, но имеет очень сложную расчлененную форму. Вмещающей толщей гранитоидов вознесенского комплекса в Братском синклинии служат преимущественно глиноземистые гнейсы: на севере – амфиболитовой фации, на юге – низкой гранулитовой. Соответственно меняется состав ксенолитов в гранитах. В обнажениях южной части массива на уровне сел Братск-Новоалександровка ксенолиты представлены гиперстенсодержащими породами – гиперстен-биотитовыми, графит-гиперстен-биотит-кордиеритовыми плагиогнейсами, эндрбит-мигматитами, реже – биотитовыми и биотит-гранатовыми гранулитами. Примечательно, что встречающиеся здесь диопсид-плаггиоклазовые гнейсы (скарноиды) не содержат известковистого граната. Это одно из доказательств принадлежности пород к Ингульскому району. В северной части массива ксенолиты сложены мета- и семшелитами с гранатом и часто с кордиеритом. Вознесенские

граниты образовались, по-видимому, одновременно по породам двух свит – рошаховской и каменно-костоватской. Метаморфическая зональность является следствием эрозионного среза: на юге он глубже.

Вознесенские граниты в пределах комплекса разные. Обычно они серые, розовато- или зеленовато-серые, крупно- и среднезернистые, мелкопорфировидные вплоть до слабо трахитоидных, редко неяснопорфировые или равномернозернистые, сопровождаются аплитовой и пегматоидной фациями. Местами, например, в обнажениях у с. Любомирка, порода приобретает облик синюхинского или бердичевского гранита благодаря светлой окраске, включениям сиреневого граната, кордиерита и красно-бурого в шлифе биотита. В таких породах установлены ксенолиты более раннего гранат-кордиеритового плаггиогранита. Состав вознесенских гранитов колеблется в широких пределах: КПШ – 20-60, плаггиоклаз – 20-35, кварц – 20-25, биотит – 2-7, гранат – 2-7%; мусковит не характерен. Иногда по высокому содержанию микроклина – до 70% – порода достигает состава граносиенита. В качестве второстепенных минералов встречаются ортопироксен, кордиерит, силлиманит, андалузит. Ведущие аксессуары – циркон и апатит. Структура типичного трикратского гранита аллотриоморфнозернистая, резко неравномернозернистая. Перекристаллизованный тонкозернистый материал основной ткани нередко обрамляет порфиробласты КПШ и выделения кварца.

Таблица 6.13.

Химический состав минералов и гранитов вознесенского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	33,60	36,00	38,56	36,62	73,98	73,58	72,82	69,83	72,20
TiO <sub>2</sub>	3,40	4,52	0,08	0,12	0,24	0,22	0,26	0,24	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,66	14,79	20,15	23,52	11,41	14,28	14,78	15,81	14,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,94	5,80	0,20	0,86	0,36	0,45	0,42	0,36	0,11
FeO	16,20	17,85	33,26	30,87	2,16	1,13	1,63	3,48	2,15
MnO	0,21	0,06	1,15	1,65	0,07	0,02	0,02	0,04	0,01
MgO	5,65	8,82	4,68	3,54	0,30	0,39	0,43	0,95	0,39
CaO	0,56	0,80	1,06	0,81	0,96	0,84	1,30	1,02	0,91
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,23	0,25	0,26	3,03	3,26	3,51	2,78	2,75
K <sub>2</sub> O	8,16	9,14	0,08	0,16	4,08	4,98	4,24	5,57	5,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	0,10	0,25	0,17	0,15	0,11	0,05	0,04
F	0,45	1,30	–	–	–	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O–	0,10	0,31	0,08	0,02	0,03	–	–	–	–
П.п.п.	3,12	0,56	0,44	0,95	2,57	0,54	0,40	0,94	0,92
Сумма	100,25	99,28	100,09	99,63	99,36	99,72	99,00	100,09	99,76
Ff	71	60	80	83	90	80	85	80	85
Fo					14	30	20	9	5

Примечание. 1 – биотит из синюхинского гранита, с. Соколовка; 2 – биотит из розово-серого порфировидного гранита, с. Александровка; 3 – гранат из розовато-серого равномернозернистого гранита, с. Александровка; 4 – гранат из вознесенского порфировидного гранита, балка Корабельная; 5 – гранит синюхинский, с. Соколовка; 6 – гранит вознесенский порфировидный; 7 – то же, 8 – то же; 9 – гранат-биотитовый гранит, трахитоидный, с. Софиевка, № 4941. Анализы 1-8 – из [890].

Вкрапленники калишпата заложены: они имеют неровные ограничения и содержат обильные включения плагиоклаза с альбитовыми оторочками.

Калишпат вкрапленников и основной ткани – решетчатый микроклин с несовершенной сноповидной решеткой и простыми двойниками. Развитие решетки участковое. Пертитовые вроски очень разнообразны, однако их количество не превышает 20%. Распределение пертитов также участковое. Состав калишпата:  $Or_{67-78}Ab_{10-30}An_{0,4-3,8}$ . Рентгеновская триклинность 0,9-1,0. Рентгеновская термолюминесценция умеренно высокая – 7000-16000 усл. ед. Кривая термовысвечивания однопиковая, характерная для прогрессивных гранитов. По термолюминесцентным свойствам КПШ полностью аналогичен КПШ кировоградских гранитов. Содержание примесей в калишпате невысокое: Li – 2,3, Rb – 194, Sc – 1,5, Ba – 1220, Sr – 91 г/т. Плагиоклаз №№ 10-20. Биотит красновато-бурый, высокотитанистый, апопелитовый. По всем характеристикам он отвечает минералам гранулитовой фации (табл. 6.13). Гранат пироп-альмандиновый, по составу также гранулитовый: Alm – 75,4-77,8; Py – 18,9-15,5; Sps – 2,7-4,4; Gs+Anp – 2,5-3,0%. Он вполне аналогичен гранатам из гранитоидов Приднестровья и близок к гранату новоукраинских гранитов. По биотит-гранатовому равновесию –  $Bt_{34}Gt_{81}$  – определена температура становления гранитов равная 650°C, характерная для гранатовых гранитов повышенной глубинности.

Содержание элементов-примесей очень разное и изменяется в таких пределах: Ni–2-10, Co–1-3, V–15-50, Cr–10-30, Mo–2, Zr–40-100, Nb–0-10, Cu–6-20, Pb–20-40, Zn–80-100, Sn–0-1, Ba–100-800, Sr–50-60, Li–30-40, Rb–80-600, Cs–0-1 г/т.

Вознесенские граниты – типично апопелитовые и высококальциевые. По химическому составу они наиболее близки к гранитам кировоградского типа. Вместе с тем, довольно высокая железистость (см. табл. 6.13) сближает их с новоукраинскими гранитами и рапакиви.

### 6.6.2.2. Синюхинский массив

Синюхинские гранат-биотитовые граниты обнажены в верхнем и среднем течении р. Синюха и по ее левым притокам, образуя поле субмеридионального простирания длиной до 50 и шириной до 20 км. Они отличаются своим характерным внешним обликом: на фоне белой, светло-серой или розовато-серой основной ткани выделяются фиолетовые кристаллы граната. Внешне граниты похожи на гранулиты “саксонского” типа, обнаженные в районе г.т. Завалье. Кварц образует линзовидные обособления, типичные для пород гранулитовой фации. Имеются также переходы в аплитовидные и неяснопорфировидные разновидности. Граниты вмещают многочисленные ксенолиты пород гранулитовой фации, в том числе биотит-гранатовые, биотит-кордиерит-силлиманитовые плагиогнейсы, пироксенсодержащие амфиболиты и эндербиты гайворонского типа. Породы ксенолитов диафторированы слабо. Микроструктура гранитов неупорядоченная, также типичная для гранулитовых гранитоидов.

Калишпат синюхинских гранитов преимущественно промежуточный решетчатый микроклин, реже нерешетчатый ортоклаз с  $Ar=0,0-0,85$ . Его состав изменяется в широких пределах:  $Or_{39-78}Ab_{19-34}An_{2,7}$ . Содержание редких щелочей невысокое: Li до 5, Rb до 200, Cs до 2, Ba – 2500, Sr – 350 г/т. Сравнительно высока Ирл=9000 усл. ед. Кривая термовысвечивания близка, с одной стороны, к таковой кировоградских гранитов, а с другой – бердичевских гранитов. Плагиоклаз №№ 24-36, антипертитовый. Биотит своеобразный: он зеленовато-бурый и при повышенной титанистости отличается высокой железистостью – 65% (см. табл. 6.13). Гранат также своеобразный: при высокой железистости он содержит довольно много спессартинового компонента. Состав граната: Alm – 80, Py – 5,5, Gs 2,4, Sps – 11,7%. Температура по биотит-гранатовому равновесию равна 700°C. Аксессуары: монацит, циркон и турмалин при почти полном отсутствии апатита. Железистость синюхинских гранитов высокая – 90%.

Геологическое и возрастное положение синюхинских гранитов неясно. Лейкократовый и апопелитовый характер гранитов, повышенная марганцовистость граната, неупорядоченная структура породы, высокая люминесценция калишпата и неполная его упорядоченность, наличие монацита и локализация массива, скорее всего в пределах Ингульского района, позволяют относить синюхинские граниты к вознесенскому комплексу. Нельзя не отметить их сходства с бердичевскими гранитами, к которым их обычно относят при геологической съемке.

### 6.6.2.3. Березовская группа гранитов

Граниты Березовской группы, получившие у местных геологов названия березовских, липняжских, глоссских, яровневских и дорофеевских, слагают группу купольных структур в средней части Братского синклинория возле северного окончания Вознесенского массива. Нами они отнесены к вознесенскому комплексу благодаря общности ряда их петрографических и петрохимических особенностей. Нами эти тела рассматриваются как проявления Вознесенского массива на более высоком эрозионном срезе. Массивы имеют удлиненную в субмеридиональном направлении форму, согласную с простиранием вмещающих толщ рощаховской свиты. Размеры массивов 5-25 кв. км. Ксенолиты – преимущественно биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы амфиболитовой фации.

Граниты серые, розовато-серые, как порфиробластические, так и равномернозернистые, нередко гнейсовидные или даже мигматитоподобные.

Микроструктуру гранитов своеобразная и, собственно говоря, характерная для всех вознесенских и даже кировоградских гранитов. Своеобразие структуры в том, что она неупорядоченная, то есть крайне неравномернозернистая, с комбинацией порфирокластичности и порфиробластичности. Первоначальная структура гнейсов вследствие катаклаза была превращена в порфирокластическую с порфирокластами полевых шпатов, в основном плагиоклаза. На порфирокластовую структуру наложен порфиробластез калишпата и кварца, кристаллы которых раздвигают основную ткань. Порфиробласты калишпата вмещают

участки основной ткани. Кварц в blastах образует блокоподобные удлиненные кристаллы. Таким образом, порфиробласты оказались сцементированными основной порфирокластовой тканью. При этом порфиробластезу подвергаются не только граниты, но и вмещающие гнейсы.

Минеральный состав гранитов Березовской группы в среднем практически одинаковый и совпадает со средним составом гранитов Вознесенского массива: биотит – 6, калишпат – 40, плагиоклаз – 29, кварц – 22%.

Калишпат – решетчатый микроклин разной степени упорядоченности и насыщенности пертитами. Для порфиробластов обычны простые двойники. Плагиоклаз выступает как в основной ткани, так и в порфиробластах. Его основность №№ 20-25. Изредка плагиоклаз зональный: в центре – № 26, на периферии кристаллов – № 20. Биотит коричневый и красновато-коричневый. Соответственно содержание  $TiO_2$  меняется от 2 до 4,5% (табл. 6.14). Гранат умеренно железистый, вполне типичный для пород низкой гранулитовой фации:  $Alm_{74-81} Py_{7-20} Gs_{2-5} Sps_{2-12}$

Содержание элементов-примесей в гранитах, не подвергнутых пегматитизации, околокларковое: Ni – 1-10, Co – 2-5, V – 8-40, Cr – 8-30, Mo – 1-6, Zr – 100-400, Nb – 10-20, Cu – 10-40, Pb – 30-40, Zn – 30-100, Sn – 1-6, La – 50-150, Y – 15-40, Yb – 1-6, Li – 30-80, Ba – 300-1500, Be – 1-2, Ce – 100-200 г/т.

По химическому составу граниты ближе к лейкократовым, насыщены щелочами (см. табл. 6.14). Согласно расчетам И.Н.Ищенко, большая часть липняжских гранитов относится к семейству субщелочных лейкогранитов. Благодаря высокому содержанию  $SiO_2$  (свыше 75%) и высокому коэффициенту аргитности (свыше 1,1), они могут быть отнесены к редкометальным субщелочным лейкогранитам, однако геохимические их особенности не соответствуют редкометальным гранитам.

Автором изучены ярошевские граниты, обнаженные по р. Б.Высь от с. Надлак до с. Петроостров, где они, вероятно, контактируют с лабрадоритами Корсунь-Новомиргородского плутона. Соотношение обнаженных здесь же чернокварцевых гранитов новоукраинского комплекса и ярошевских гранитов до конца не выяснено. Установлено, что огнейсованные гранат-биотитовые граниты ярошевского типа находятся, по-видимому, в виде ксенолитов или останцов среди чернокварцевых гранитов, тогда как ксенолиты чарнокитоидов в ярошевских гранитах не обнаружены. Этот факт позволяет рассматривать ярошевские граниты как более древние относительно чернокварцевых гранитов.

Таблица 6.14.

Химический состав минералов и пород Березовской группы гранитов.

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$SiO_2$	33,56	36,29	32,60	37,75	36,11	37,80	73,98	71,16	74,24	73,30
$TiO_2$	2,66	4,27	3,22	0,03	0,02	0,03	0,17	0,34	0,21	0,51
$Al_2O_3$	19,04	16,82	17,70	20,64	21,40	20,29	14,00	15,23	13,62	11,26
$Fe_2O_3$	6,72	6,72	3,86	1,45	1,04	1,76	0,37	0,73	0,72	0,55
FeO	19,68	14,22	21,55	32,04	31,82	34,34	1,18	1,67	1,22	3,50
MnO	0,28	0,08	0,12	5,24	1,30	2,40	2,40	0,03	0,01	0,05
MgO	5,52	8,40	6,35	1,84	4,40	1,34	0,37	0,71	0,44	0,38
CaO	0,22	0,11	0,20	0,92	1,83	1,17	0,92	1,48	1,23	1,07
$Na_2O$	0,29	0,32	–	0,05	0,04	0,27	3,63	3,66	3,64	3,52
$K_2O$	7,50	8,39	9,00	0,12	0,06	0,20	5,25	4,67	4,00	4,50
$P_2O_5$	0,04	0,05	–	0,13	0,06	–	0,10	0,11	0,07	–
$H_2O$	0,23	0,33	–	–	–	–	0,04	0,13	–	–
П.п.п.	4,56	4,21	4,45	–	–	–	0,37	0,44	0,54	0,87
Сумма	100,30	100,22	99,34	–	–	–	100,40	100,36	99,94	99,51
F, f	74	58	–	92	81	–	81	77	81	93
Fo, fo	23	30	–	9	3	–	24	30	37	22

Примечание. 1-3 – биотит: 1 – дорюфесский гранит, 2 – березовский гранит, 3 – липняжский гранит. 4-6 – гранат: 4 – см. 1; 5 – см. 2; 6 – см. 3. Породы: 7 – гранат-биотитовый гранит березовский, ср. из 48 ан.; 8 – биотитовые и гранат-биотитовые граниты глудосские, ср. из 4 ан.; 9 – гранит дорюфесский, ср. из 4 ан.; 10 – гранит порфиробластический липняжский. Колл. В.Н.Бугаенко.

Ярошевские граниты – светло-серые, голубовато-серые, гранат-биотитовые, с гнейсовидной текстурой. Структура разномасштабная – от аплитовидной до мелко- и среднепегматоидной, с постепенными взаимопереходами. Гранат часто крупноагрегатный при наличии общей огранки агрегатов, отвечающей монокристаллу, что позволяет предположить наложенный характер этого минерала. Кварц дымчатый с четкообразным расположением кристаллов, почти лентукулярный. Средний состав гранита: биотит – 5, калишпат – 30, плагиоклаз – 30, кварц – 30%. Микроструктура гранобластовая. Порода содержит решетчатый микроклин, лишенный пергитовых вростков; есть участки мирмекита. Биотит красновато-бурый, высокотитанистый, с многочисленными плеохроичными двориками, гранат пироп-альмандиновый, слабо марганцовистый (табл. 6.15).

Граниты насыщены субсогласными и секущими, часто ветвящимися прожилками светло-серого гранат-биотитового аплитовидного гранита. Прожилки огнейсованы согласно с общей гнейсовидностью вмещающих гранитов. По составу граниты прожилков не отличаются от основной массы гранитов. Кварц в них также дымчатый и четковидный.

Состав граната и биотита одинаковый в гранитах основной массы и прожилков, более того, он не отличается от состава этих минералов в обнаженных ниже по течению р. Б.Высь чернокварцевых гранитов. Внешний облик и химический состав биотита вполне отвечает гранулитовой фации, а состав граната – среднему составу граната из гранитов. По биотит-гранатовым

парам двух образцов определены температуры, соответственно, 665°C и 672°C. Ярошевские граниты р. Б.Высь отличаются от чернокварцевых гранитов по ряду признаков: внешнему виду, отсутствию включений гранулитовых пород, нахождению в виде ксенолитов среди чернокварцевых гранитов. Специальное исследование калиевых минералов гранитов позволили установить и другие отличия.

Согласно термобариметрическим расчетам Н.К.Крамаренко и по разработанной им уникальной методике [616], ярошевские граниты начали кристаллизоваться при  $T=750^{\circ}\text{C}$  и  $P=700$  МПа, а закончили кристаллизацию при  $T=640^{\circ}\text{C}$ ,  $P=500$  МПа. Можно предположить, таким образом, что ярошевские граниты являются первично магматическими, позднее метаморфизованными породами.

Люминесцентные характеристики кварца ярошевских гранитов существенно отличаются от таковых чернокварцевых гранитов [616]. Характерными особенностями ярошевских гранитов являются наличие кварца с амфиболитовыми параметрами люминесценции и высокая концентрация Мп-центров в плагиоклазе, причем значительно выше, чем в кварце чернокварцевых гранитов. Последнее свойство сближает их с плагиоклазами гранитоидов из зон кислотного выщелачивания. Свособразны и калишпаты этих пород: при высокой интенсивности РТЛ, достигающей гранулитовых значений, и максимальной концентрации Al-центров, они не содержат структурной примеси  $\text{Fe}^{3+}$ . Кривая термовысвечивания по форме приближается к простой, что свидетельствует об одноактной кристаллизации гранитов и незначительном проявлении посткристаллизационных преобразований.

Таблица 6.15.

Химический состав минералов и пород ярошевских гранитов р. Б.Высь

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\text{SiO}_2$	35,50	34,28	33,56	36,50	38,29	37,24	73,79	70,90	74,46	69,74
$\text{TiO}_2$	3,82	4,56	4,10	0,07	0,01	0,01	0,12	0,38	6,15	0,42
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17,03	16,85	19,06	20,30	21,43	21,32	15,58	16,04	14,18	15,12
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,90	4,87	1,28	0,01	—	0,01	0,25	0,47	0,10	0,63
$\text{FeO}$	15,74	17,77	19,68	33,50	33,20	34,00	1,18	1,87	1,09	2,23
$\text{MnO}$	0,54	0,20	0,07	3,20	1,00	1,64	0,08	0,04	0,05	0,02
$\text{MgO}$	9,97	9,64	9,43	4,70	3,54	4,07	0,52	0,85	0,41	0,62
$\text{CaO}$	0,01	0,01	0,01	1,60	2,37	1,80	1,54	1,66	1,29	2,16
$\text{Na}_2\text{O}$	0,15	0,10	0,01	0,19	—	0,30	3,25	3,30	2,42	3,44
$\text{K}_2\text{O}$	8,54	8,93	8,34	0,16	—	0,01	3,69	4,50	5,85	4,61
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,08	0,04	0,03	—	—	—	0,07	0,14	0,11	—
П.п.п.	3,69	1,79	3,65				0,03	0,31	0,02	0,48
Сумма	99,97	99,04	99,22				100,10	100,46	102,43	99,49
F, f	56	57	56	81	84	83	74	74	75	82
Fo, fo	22	20	6				19	20	8	22

Примечание. Минералы: 1-3 – биотит: 1 – № БВ-8; 2 – № БВ-11; 3 – № БВ-12. 4-6 – гранат: 4 – № БВ-8; 5 – № БВ-11; 6 – № БВ-12. Породы: 7 – гранат-биотитовый лейкогранит, ксенолит (?) в чернокварцевом граните, с. Жевановка, № БВ-8; 8 – гранат-биотитовый гранит (ярошевский), с. Надлак, № БВ-11; 9 – гранат-биотитовый гранит, жильный, с. Надлак, № БВ-12; 10 – гранат-биотитовый гранит (ярошевский), с. Надлак, № 4691.

Содержание некоторых примесных элементов в гранитах следующие: Ni – 3, Co – 2, Cr – 20, Zr – 30, Nb – 5, Ba – 700, Sr – 60, Li – 14, Rb – 80 г/т. Распределение РЗЭ резко дифференцированное с почти хондритовым содержанием тяжелых элементов при отсутствии европиевой аномалии.

Циркон представлен двумя генерациями: светлоокрашенными простыми кристаллами и коричневыми сложными кристаллами. Кристаллы обеих генераций – цирконового типа с простыми формами. Ярошевские граниты – монацитсодержащие. Особенность монацита – малый размер зерен и очень бледная зеленоватая окраска зерен.

С гранитами Березовской группы пространственно ассоциируют редкометалльные проявления Шполянско-Ташлыкского рудного района.

Новый рудный район с оруденением Li, Rb, Be и Ta открыт геологами экспедиции “Кировгеология”. Он расположен на левобережье р. Синюха между устьями рек Шполка и Черный Ташлык и частично совпадает с Синюхинским массивом гранитов. Оруденение приурочено к пегматитовым поясам, протягивающимся на десятки километров. Пегматиты как калиевые, так и натриевые. Редкометалльное литиевое оруденение локализовано исключительно в альбитовых пегматитах и в местах пересечения пегматитовыми жилами основных пород. Выделены три рудных поля: Ташлыкское (литиевое), Полоховское и Миропольское (редкометалльные).

Ташлыкское рудное поле приурочено к гнейсовому обрамлению Липняжского купола. Здесь выявлены два месторождения и одно рудопроявление лития. На пегматиты наложены гидротермально-метасоматические процессы. Альбитовые пегматиты, по данным В.Н.Бугаенко, состоят из альбита (37%), микроклина (11%), кварца (14%), литиевых минералов (35%), слюды и силлиманита. Определены многочисленные аксессуарные минералы: хризоберилл, турмалин, дюмортьерит, апатит, тантало-ниобаты, касситерит, ганит, нигерит. В частности, дюмортьерит установлен нами в пегматоидных гранитах обрамления Липняжского купола [539]. Литиевые минералы представлены сподуменом и петалитом. Встречены также холмквистит и трифилин. В петалитовых пегматитах тантал концентрируется в танталониобатах и ассоциирующих с ними ильмените, ильменорутиле и касситерите [573]. Первичные рудные минералы в пегматитах полностью отсутствуют.

Минерал-носитель лития – сподумен. Он образует три генерации. Самая распространенная – спутанно-волоконистая поздняя генерация. Петалит замещает сподумен, образует коронарные структуры вокруг других минералов.



Рудопроявления Полоховского и Миропольского рудных полей также приурочены к альбитовым пегматитам. Литиевая минерализация в них не установлена. Рудная минерализация представлена танталитом, колумбит-танталитом и стрюверитом.

### 6.6.3. Кировоградский комплекс

Кировоградские граниты, выделенные впервые Н.И.Безбородько как елисаветградские или кировские, в литературе фигурируют обычно под общим названием кировоградско-житомирских. Это – наиболее известный тип пород Украинского щита. Их изучению, в том числе за пределами локалитетского района, отдали дань едва ли не все геологи Украины и многие геологи СНГ. До недавнего времени кировоградско-житомирский комплекс распространялся на весь Украинский щит, хотя еще в 1973 г. было предложено его разделить и локализовать в соответствующих районах. Ранее все порфириовидные граниты именовались кировоградскими, а равномернозернистые – житомирскими. В настоящее время в стратиграфической схеме кировоградский комплекс размещен на одном уровне с новоукраинским – в верхах палеопротерозоя на уровне 2100 млн лет.

Под кировоградскими гранитами мы понимаем граниты, распространенные исключительно в Ингульском районе, а точнее – в Прингульском синклиории.

Совместное нахождение гранитов новоукраинского и кировоградского типов – характерная особенность двух одноименных комплексов. Все крупные массивы порфириовидных гранитов – Кировоградско-Бобринецкий, Чигиринский, Долинский, Митрофановский, собственно Новоукраинский, тела порфириовидных гранитов рек Боковеньки, Боковой и Верблюжки – в сущности представляют собой ассоциацию этих двух типов гранитов, а сами массивы являются кировоградско-новоукраинскими. Преобладают обычно порфириовидные граниты кировоградского типа. Тем не менее, в поле эти граниты распознаются отчетливо и даже по одной этой причине их не целесообразно сливать в один комплекс.

Геологические различия кировоградских и новоукраинских гранитов следующие.

Новоукраинские граниты и их обособления среди кировоградских гранитов имеют четко очерченную форму, достаточно определенные, часто секущие относительно вмещающих пород контакты, и не дают постепенных переходов во вмещающие гнейсы. Для массивов кировоградских гранитов, залегающих среди гнейсов ингуло-ингулецкой серии, напротив, типичны постепенные переходы. Подобные переходы К.И.Свешников и др. [649] описывают, в частности, для Долинского массива. Они пишут, что по мере приближения к контактам Долинского массива в гнейсах возрастает количество вкрапленников микроклина, основная ткань мигматитов приобретает облик среднезернистого гранита, а сам гранит становится нормальным порфириовидным гранитом.

Кировоградские граниты более однообразны по составу, чем новоукраинские. Среди них выделяются две главных разновидности: преобладающие порфириовидные и несколько менее распространенные равномернозернистые граниты с переходными разновидностями вследствие разной насыщенности порфириобластами микроклина. Новоукраинские чернокварцевые граниты практически постоянно сопровождаются гиперстенсодержащими гранитами и монцонитоидами очень разного состава вплоть до габброидов.

Ксенолиты вмещающих пород в кировоградских гранитах обычно имеют согласное с директивностью гранитов простирание и часто расплывчатые ограничения. В новоукраинских гранитах ксенолиты ориентированы более хаотично.

Состав ксенолитов в этих гранитах также принципиально разный. В новоукраинских гранитах встречаются практически все разновидности пород гранулитовой фации из состава рошаховской и каменно-костоватской свит. Кроме ксенолитов метаморфитов, среди гранитов встречаются основные породы, по-видимому, автолиты ранней фазы плутона. Кировоградские граниты содержат исключительно ксенолиты пород амфиболитовой фации и, главным образом, метапелиты чечелевской свиты. Амфиболсодержащие плагиогнейсы установлены только в Долинском массиве. Главное отличие гранитов – более глубинные условия формирования новоукраинских гранитов (гранулитовая фация) и менее глубинные – кировоградских (высокая амфиболитовая фация).

Новоукраинские граниты являются, вероятно, аллохтонными, а кировоградские – автохтонными или параавтохтонными. Частое совместное нахождение двух типов гранитов, вероятно, не случайно. По-видимому, материнской областью формирования магмы новоукраинских монцонитоидов была нижняя часть коры – область гранулитовой фации, новоукраинских гранитов – более высокий уровень той же фации, а кировоградских гранитов – глубинная зона на границе гранулитовой и амфиболитовой фаций, сложенная более молодыми метаморфическими толщами. После внедрения и те, и другие испытали активный калиевый метасоматоз, выраженный в обширном порфириобластезе.

Возрастные соотношения кировоградских и новоукраинских гранитов однозначно не установлены. Если основываться на радиоизотопных данных, то новоукраинские граниты следует признать более молодыми: для них установлен узкий возрастной интервал в 2025-2020 млн лет, тогда как возраст гранитов Кировоградского, Бобринецкого, Долинского, Чигиринского массивов находится в интервале 2065-2026 млн лет [861]. Здесь же уместно привести недавнее сообщение Л.М.Степанюка с соавторами [704] о прецизионных определениях возраста главных разновидностей пород Новоукраинского плутона, выполненных по циркону и монациту. Результаты определений следующие: габбромонцонит –  $2037,4 \pm 0,6$ ; гранат-биотитовый гранит –  $2036 \pm 0,8$ ; жильный кварцевый сиенит –  $2034 \pm 0,6$ ; жильный равномернозернистый биотитовый гранит –  $2034,8 \pm 0,6$  млн лет. Авторы предлагают ввести новоукраинские граниты в состав кировоградского комплекса, оставив в новоукраинском только габброиды. По приведенным выше соображениям мы не согласны с авторами статьи. Считаем, что чтобы усилить свои позиции им надо провести такие же прецизионные исследования возраста кировоградских гранитов. Основываясь на аналогии с литинским комплексом, возраст которого принимаем около 2,0 млрд лет, учитывая аллохтонный механизм образования новоукраинских

гранитов и автохтонный кировоградских, мы допускаем, что новоукраинские граниты и связанные с ними монцитониты, моложе кировоградских гранитов. Есть также наблюдения, согласно которым в Верблюжском массиве имеются жильные тела монцитонитов, секущие порфириновые граниты.

Порфириновые граниты, как и в других районах щита, обычно ассоциируют с равно-мернозернистыми гранитами, которые в результате наложения калиевого порфириновидного метасоматоза переходят в разряд порфириновидных. Порфириновые граниты часто занимают центры антиклинальных структур, представляющие собой очаги максимума ультраметаморфизма, а равно-мернозернистые – периферию таких структур с последующими переходами в мигматиты и гнейсы. К.И.Свешников и др. [649] среди порфириновидных гранитов выделяют граниты с неравномерно распределенным (полосовым) расположением порфириновидных в особую «гранитовую» формацию. С порфириновидными и равно-мернозернистыми гранитами связаны обширные поля аллювиально-пегматитовых гранитов, инфильтрующих гнейсы чечелевской свиты. Кроме того, к кировоградскому комплексу временно, из-за недостатка данных, приходится относить и плагиограниты. Предполагается, что для некоторых массивов порфириновидных гранитов плагиограниты служили петрофондом наряду с метаморфическими породами, так как превращения в порфириновидные граниты вследствие наложения порфириновидного метасоматоза на плагиограниты наблюдался неоднократно.

### 6.6.3.1. Кировоградский массив.

Кировоградские граниты – прогрессивные, по нашей терминологии. Они возникли за счет вмещающей толщи в результате прогрессирующего процесса ультраметаморфизма, который осуществлялся в ослабленной зоне при спаде давления. Вместе с Новоукраинским и Корсунь-Новомиргородским плутонами Кировоградский массив фиксирует зону растяжения, возникшую в архейском фундаменте Ингуло-Ингулецкого района ко времени, вероятно, 2000 млн лет. Это отражено, в частности, в субмеридионально выпянутой форме массивов.

Известны два наиболее крупных массива кировоградских гранитов – Кировоградский и Долинский.

Локалитетский Кировоградско-Бобринецкий (Кировоградский) массив протягивается в меридиональном направлении на 80 км при ширине от 10 км на севере до 35 км на юге. К.И.Свешников и др. [649] рассматривают Кировоградско-Бобринецкий массив как составную часть Кировоградско-Новоукраинского плутона, отмечая, что граниты новоукраинского типа встречаются также и в Кировоградском массиве, например, в обнажениях по р.Савоклей. Второй массив – Долинский – вытянут в северо-западном направлении на 75 км при ширине в среднем 25 км. Петрографическая особенность последнего – наличие ксенолитов амфиболсодержащих пород и изредка – роговой обманки в составе самих гранитов.

Кировоградский массив представляет собой строго согласное с вмещающими породами тело, окруженное мигматитами и гнейсами. Порфириновые граниты занимают среднюю часть массива и около половины его площади. Остальную часть слагают равно-мернозернистые граниты и плагиограниты.

Таблица 6.16.

Химический состав гранитов и минералов кировоградского комплекса.

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	71,32	71,32	69,02	71,03	68,88	69,47	70,65	70,40	32,78	35,02	35,40
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,32	0,36	0,45	0,48	0,47	0,41	0,48	3,47	2,58	3,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,99	14,85	16,58	15,04	14,87	14,59	14,47	14,37	17,81	19,25	14,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	0,29	0,70	0,71	0,47	1,40	0,42	0,95	4,02	2,40	5,00
FeO	1,45	2,18	2,75	2,44	2,59	3,10	2,15	1,86	20,81	20,12	19,40
MnO	0,02	0,02	0,08	0,08	0,02	0,02	0,05	0,03	0,07	0,28	0,24
MgO	0,79	0,61	0,50	0,92	0,49	0,65	1,14	0,99	7,08	9,99	8,94
CaO	1,68	1,09	1,44	2,20	1,53	1,40	1,59	2,06	1,15	0,42	0,35
Na <sub>2</sub> O	3,37	2,97	3,74	3,82	2,76	2,60	3,10	3,40	0,40	0,12	0,10
K <sub>2</sub> O	5,00	5,40	4,68	2,76	6,68	4,51	4,80	4,50	8,40	6,70	7,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,13	0,18	0,12	0,18	0,25	0,30	0,17	–	0,04	0,12
SO <sub>3</sub>	0,08	0,02	–	–	0,01	0,17	–	–	–	–	–
CO <sub>2</sub>	–	–	–	0,47	–	0,09	–	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O	0,98	–	0,08	0,14	0,05	–	–	0,12	0,20	–	0,60
П.п.п.	–	0,51	0,58	0,30	1,01	1,00	0,65	0,63	3,69	3,48	3,19
Сумма	100,46	99,79	100,75	100,39	99,97	99,74	99,73	99,98	100,14	100,40	99,09
F, f	70	80	88	78	86	87	70	74	65	56	60
Fo, fo	21	12	20	22	15	30	16	33			19

Примечание. 1–8 – граниты: 1 – порфириновидный гранит, г. Кировоград; 2 – то же, там же; 3 – то же, там же, №1857/8; 4 – то же, р. Сугоклея, с. Софисвка, №236; 5 – бобринецкий гранит, г. Бобринец, № 869; 6 – гранит серый трахитоидный, г. Бобринец, № 4948; 7 – гранит долинский, с. Марфовка, р. Боковенька, № 19; 8 – то же, там же, № 20. 9–11 – биотиты: 9 – см. ан. 1; 10 – см. ан. 2; 11 – см. ан. 8. Анализы 1, 2, 8, 9 – из [890]; 3, 4, 5 – из [210]; 7, 10 – из [505].

Кировоградские и бобринецкие порфириновые граниты практически одинаковые. Они серые или розовато-серые, редко – зеленовато-серые (долинские), порфириновые до трахитоидных, биотитовые и гранат-биотитовые, редко – амфиболсодержа-

щие (долинские). Порфиroidные граниты разделяются по степени насыщенности и размерности вкрапленников микроклина, наличию граната или роговой обманки. Состав гранитов: плагиоклаз 15-35, калишпат 35-60, кварц 25-35, биотит 3-7, гранат 0-5, роговая обманка 0-3%; изредка встречается гиперстен. В долинских гранитах в аксессуарных количествах установлен клинопиксен. Основная ткань гранитов имеет состав плагиогранита или гранодиорита.

Состав и внешний вид биотита связан с составом граната (табл. 6.16). В биотитовых и гранат-биотитовых гранитах он красновато-бурый, умеренно и высокотитанистый ( $TiO_2 = 3,5\%$ ), умеренно железистый ( $f=65\%$ ). В долинских амфиболсодержащих гранитах биотит коричневоый,  $TiO_2 = 2,5\%$ ,  $f = 45-55\%$ . Гранат – пироп-альмандиновый,  $f=85\%$ .

Полевые шпаты и кварц анатектических кировоградских гранитов, петротип которых представлен образцами из окрестностей г. Кировоград, сел Компанеевка, Крупское и Новопавловка, характеризуются очень определенными и стабильными люминесцентными параметрами. Для КПШ и плагиоклаза эти параметры настолько индивидуальны, что позволяют отличать кировоградские граниты от других разновидностей порфиroidных гранитов Украинского щита – новоукраинских, долинских, боковьянских, коростышевских, росинских, уманских, демуринских, хлебодаровских, анадольских, не говоря уже о рапакиви и рапакивиподобных гранитах. Полным аналогом кировоградских гранитов по люминесцентным характеристикам полевых шпатов являются вознесенские граниты (район с. Трикраты).

Калиевые полевые шпаты кировоградских гранитов образуют удлинённые таблитчатые порфиробласты с простыми альбит-карлсбадскими двойниками, обычно содержащие ориентированные включения плагиоклаза. В основной массе его зерна обособленные, ксеноморфные. Характерно сплошное развитие сноповидной решетки высокой степени совершенства. Преобладают совершенные двумерные линзо- и дисковидные пертиты, а также крупные несовершенные пертиты – шнуровидные, пластинчатые и дисковидные. Средний валовой состав КПШ-пертитов  $Or_{80}Ab_{19}An_1$ . Калишпатовая фаза довольно чистая (90-91% Or), степень распада фаз высокая. Содержание примесей в КПШ следующие: Rb – 400, Sr – 80, Cs – 2,5, Ba – 2000 г/т.

Интенсивность РТЛ КПШ достигает значений высокой амфиболитовой фации, форма кривой термовысвечивания простая с одним максимумом при  $T_{max} = 180^\circ C$  и это главная их особенность. Лишь изредка на кривых ТВ наблюдаются высокотемпературные максимумы слабой интенсивности. Концентрация центров  $AlO_4^{4-}$  на собственных структурных дефектах высокая, примесные центры  $Fe^{3+}$  отсутствуют.

Плагиоклаз (№№ 10-18) наблюдается в удлинённых зернах в основной массе или встречается в виде включений в калиевом полевоом шпате. Люминесцентные характеристики плагиоклаза очень близки к таковым КПШ. Они имеют  $I_{РТЛ}$  отвечающую значениям высокой амфиболитовой фации, простую форму кривой ТВ при отсутствии или крайне низком содержании центров  $Fe^{3+}$ . Общность люминесцентных свойств калишпата и плагиоклаза указывает на их одновременную и одноактную кристаллизацию *in situ* из расплава.

Кварц кировоградских гранитов выделяется в виде ксеноморфных зерен, заполняющих промежутки между зернами полевых шпатов. По люминесцентным данным весь кварц типично амфиболитовый и более поздний, чем полевые шпаты.

Плагиограниты образуют небольшие согласные массивы площадью 1-2 км<sup>2</sup> среди гнейсов (села Компанеевка, Лозоватка), либо совместные тела с равномернозернистыми гранитами массива (с. Субботцы). Плагиограниты серые, средне- мелкозернистые, с редкими порфиробластами микроклина. Их состав: плагиоклаз № 35 – 45-60, микроклин – 5-10, кварц – 20-25, биотит – 5-10%, редко – роговая обманка. Среди аксессуаров – циркон, апатит, монацит, магнетит, ильменит. По данным Я.П.Билинской, плагиограниты кировоградского комплекса отличаются от более древних ингулецких пониженной кремнекислотностью, повышенной калиевоью и по петрохимическим показателям близки к аналогичным породам ташлыкского комплекса. Этот очень интересный факт: они скорее всего представляют собой диафорированные и ремобилизованные фрагменты архейского гранулятового субстрата, то есть в генетическом плане – комбинацию гранитоидов регрессивного и прогрессивного способов образования.

Равномернозернистые граниты и мигматиты – серые и розовато-серые. Они слагают антиклинали высокого порядка. Имеют химический и минеральный состав нормальных гранитов с некоторым преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Нередко содержат гранат и мусковит, а из аксессуаров характерен монацит.

Для гранитов кировоградского типа установлена специализация только на Cu – 76г/т. Содержания прочих элементов следующие [890]: Sc – 5, V – 16, Cr – 24, Co – 3, Ni – 6, Zn – 56, Pb – 21, Ga – 14, Li – 34, Rb – 180, Sr – 149, Ba – 736, Zr – 204, Nb – 20, Y – 13 г/т. В крупнозернистых бобринецких гранитах по р. Бобринь возле г. Бобринец установлено флюоритовое проявление в виде двух жил мощностью до 10 см. Флюорит вместе с кварцем и хлоритом замещает катаклазиты по граниту. Считают [731], что рудопроявление флюорита приурочено к Кировоградско-Черкасскому разлому и с Новоукраинским массивом не связано.

Распределение РЗЭ в кировоградских гранитах (рис. 6.15) характеризуется высокой степенью дифференциации при четком европиевом минимуме и крайне низком содержании тяжелых РЗЭ.

Кировоградские граниты – типично аподелитовые, умеренно глиноземистые, имеют несколько повышенную щелочность, позволяющую часть гранитов относить к субщелочным породам (см. табл. 6.16). Их также отличает повышенная общая железистость при умеренной степени окисления железа.

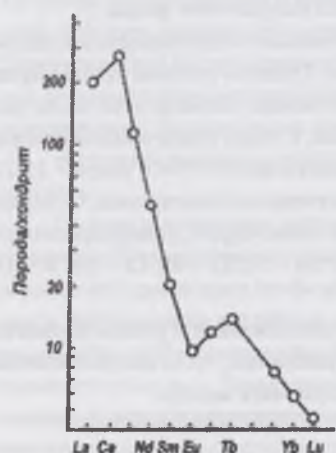


Рис. 6.15. Распределение РЗЭ в кировоградских гранитах.

К Кировоградскому массиву приурочена группа золоторудных месторождений района г. Кировоград. Т.А. Рокачук изучила по нашим материалам люминесцентные особенности минералов гранитов и гнейсов месторождения «Клиницы». Установлено, что сложная геологическая история пород участка отчетливо проявлена в особенностях люминесценции породообразующих калийных минералов.

Особенно показателен в этом отношении кварц со своеобразным спектром РЛ. В красной области таких спектров наблюдается перекрытие полос излучения Mn- и Fe-центров, свидетельствующее о присутствии в соизмеримых количествах двух (или нескольких) генераций кварца. По интенсивности свечения в голубой области спектра (концентрации Al-центров) кварц из всех изученных разновидностей пород участка Клиницы не выходит за значения высокой амфиболитовой фации и в целом идентичен во всех разновидностях пород.

Общей особенностью плагиоклазов пород Клинецовского участка является высокая интенсивность РТЛ

### 6.6.3.2. Граниты купольных массивов

В Приингульской синклинали выделяется несколько сложенных гранитами купольных структур. Мы их относим условно к кировоградскому комплексу, хотя по некоторым признакам – отчетливо купольному строению и высокой железистости пород – они довольно близки к гранитам вознесенского комплекса. В то же время граниты обнаруживают некоторые черты сходства с купольными гранитоидами Западно-Ингулецкого вала. Некоторые массивы имеют собственные наименования: Криничеватский, Анастасьевский, Малеевский. Граниты довольно разнообразны по составу, что обусловлено их формированием по разному, в том числе и гранулитовому, субстрату при одинаковом купольном механизме формирования.

Наиболее известен Криничеватский массив, выделенный и описанный А.Н.Комаровым в составе одноименной купольной структуры как пример глубинной складчатости [50]. Массив вскрыт по р. Березовке, а в геологическом отношении он приурочен к западному крылу Долинской антиклинали – к Долинскому массиву порфировидных гранитов. Криничеватская купольная структура вытянута в северо-западном направлении на 18 км при ширине 14 км. Собственно граниты слагают ядро структуры в виде небольшого тела размерами 0,6 x 2 км. В направлении от гранитного ядра к периферии граниты сменяются концентрически ориентированными зонами теневого мигматитов и полимигматитов с пачками биогитовых, гранат-биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и плагиогнейсов, пироксенсодержащих амфиболитов и диопсид-плагиоклазовых овалоидов ингуло-ингулецкой серии. Отметим, что амфиболиты характеризуются геохимическими параметрами, типичными для таких же пород гранулитовой фации Побужья, а именно: Ni – 100, Co – 20, V – 100, Cr – 200 г/т. Все метаморфиты интенсивно дислоцированы и будинированы.

Граниты купола имеют нечетко выраженную директивность и довольно разные, как по структуре, так и по составу. Преобладают граниты розовые и кремневые средне- крупнозернистые до пегматоидных. В отдельных выходах представлены серые мелкозернистые, часто аплитовидные граниты. Последние нередко обнаруживают структурный признак гранулитов в виде лентиколярного кварца. Вероятно, в зависимости от субстрата, возникают биотитовые, мусковит- и гранатсодержащие разновидности гранитов.

Структура гранитов типично гипидиоморфнозернистая: плагиоклаз в виде таблиц, менее совершенные зерна калишпата, кварц ксеноморфный. В основной ткани выделяются мелкие идиоморфные кристаллы граната. Калишпат почти нецелитовый, с несовершенной шпатовидной решеткой. Биотит ярко-коричневый, зональный, замещается мусковитом и хлоритом.

Микроэлементный состав гранитов следующий: Ni – 10, Co – 2, V – 10, Cr – 10, Mn – 1, Zr – 40, Nb – 0, Cu – 20, Pb – 30, Ag – 1, Zn – 10, Sn – 2, Ga – 10, Ba – 300, Sr – 20, Li – 10, Rb – 50, Cs – 1 г/т.

Циркон в криничеватских гранитах совершенно иной, чем в описанных Э.Ф.Берзениной [79] анастасьевских. Он бледный, непрозрачный, сахаровидный, мельче (в среднем 0,2 мм), более длинный (в среднем 2,5). Кристаллы, в отличие от гомогенных кристаллов циркона анастасьевских гранитов, имеют сложное внутреннее строение – содержат ядра более древнего циркона.

Если учесть вместе такие факты, как лентиколярный кварц в аплитовидных гранитах, калишпат с несовершенной решеткой, ярко-бурый биотит, реликты клинопироксена и гранулитовый набор микроэлементов в ксенолите амфиболита, то можно прийти к выводу о формировании гранитов Криничеватского купола на месте и за счет пород гранулитовой фации.

Анастасьевские граниты изучены Э.Ф.Берзениной [79]. Они образуют купол субмеридионального простирания площадью около 7 кв. км. Контакты с вмещающими биотитовыми гнейсами чечелевской свиты четкие. Граниты розовые крупнозернистые до пегматоидных, редко – средне- и мелкозернистые; текстура массивная. С гранитами связаны пегматитовые жилы разнообразного состава – мусковитовые, апатитовые, турмалиновые, флюоритовые, монацитовые, а также кварц-микроклиновые жилы с крупными шпирами магнетита. Минеральный состав гранитов: микроклин – 30-45; плагиоклаз – 25-45; кварц – 15-25; биотит – до 10%, циркон, монацит, магнетит. Гранат отсутствует. Плагиоклаз №№ 15-25; частично альбитизирован. Содержание альбита 5-7%. Калишпат представлен промежуточным микроклином с  $\Delta r=0,1-0,5$ . Циркон темно-бурый, размер кристаллов 0,6-0,9 мм, удлинение 1,7. Внутреннее строение кристаллов гомогенное. Элементы-примеси: Pb – 50, Zr – 80, Cr – 15, V – 18, La – 9, As – 44 г/т

По химическому составу купольные граниты достаточно разные, хотя большей частью апелитовые. Граниты Криничеватского массива выделяются очень высокой железистостью при крайне низкой активности кислорода, тогда как магнетитсодержащие анастасьевские граниты имеют умеренную железистость при весьма высокой окисленности железа.

## 6.6.4. Новоукраинский комплекс

Новоукраинские граниты входят в состав двух крупных массивов – Новоукраинского и Чигиринского – и образуют ряд более мелких массивов и проявлений – Верблюжский, Боковянский и другие. Известны они и среди многих массивов, сложенных преимущественно гранитами кировоградского типа.

### 6.6.4.1. Новоукраинский массив

Новоукраинский массив, наиболее яркими представителями которого являются красные трахитоидные граниты, названные Ю.Ир.Половинкиной чернокварцевыми, вместе с расположенным севернее Корсунь-Новомиргородским плутоном образует ось Ингульского района, несколько смещенную к западу, и разделяет два синклиория – Брагский и Приингульский. Площадь массива 3500 кв. км, размеры по меридиану – 75 км, по широте – 63 км [рис. 6.16]. К нему же относится ряд небольших массивов: Вороновский, Олейниковский, Софиевский. Исследованием Новоукраинского массива занимались Н.И.Безбородко, В.И. Лучицкий, Ю.Ир.Половинкина, Л.Г.Ткачук, В.Н.Магидович, Ю.В.Кононов, О.И.Матковский, Е.Н.Голуб, Ю.П.Орловский, И.М.Этингоф, В.И.Орса, Р.Я.Белевцев, Г.А.Шварц, Г.А. Нудельман, Ф.В.Труцько, А.А.Бабынин, В.П.Брянский и многие другие геологи. Наиболее полное описание массива имеется в книге К.Е.Есипчука с соавторами [615]. Первоначально Новоукраинский массив рассматривался в составе кировоградско-житомирского комплекса. В 1973 г. по предложению Е.Н.Голуб и В.И.Орсы он выделен в отдельный комплекс [762]. В существующей стратиграфической шкале новоукраинский комплекс располагается на одном уровне с кировоградским на возрастном рубеже 2100 млн лет.



Рис. 6.16. Схематическая геолого-петрографическая карта Новоукраинского массива [615]:

1 – граниты крупнопорфи-ровидные гранат-биотитовые красные; 2 – граносиениты, кварцевые сиениты (сиеночарнокиты) порфиroidные серые и темно-серые; 3 – габбро, габбро-нориты, габбро-монциты, монцодиориты, кварцевые монциты массивные мелко- и среднезернистые, иногда слабопорфиroidные; 4 – граниты аплитоидные, аплитпегма-тоидные, аляскитовые; 5 – метабазиты гнейсовидные, кристалло-сланцы; 6 – плагитограниты; 7 – породы анортозит-рапакиви-гранитовой формации Корсунь-Новомиргородского плутона; 8 – гранитоиды кировоградского комплекса; 9 – чарнокиты массивные среднезернистые; 10 – эндробиты побужского типа; 11 – гнейсы роговиковоподобные пироксеновые и гранат-биотит-пироксеновые; 12 – гнейсы ингульской серии; 13 – глубинные разломы.

С запада и юго-запада Новоукраинский массив обрамляется гнейсами и мигматитами каменло-костоватской и роцеховской свит, причем их простираение строго согласно с контурами массива. На востоке массив граничит с гранитами Кировоградско-Бобринецкого и Воссиятского массивов. Ю.В.Кононов [386] и К.И.Свешников [649] и другие геологи считают, что переходы между кировоградскими и новоукраинскими гранитами вполне постепенные и они, в сущности, образуют единый массив. Авторы книги [615] отмечают, однако, такой принципиально важный факт: в кировоградских гранитах гнейсы выступают в виде скиалитов с постепенными переходами к гранитам, тогда как в новоукраинских гранитах гнейсы ведут себя как явные, четко очерченные ксенолиты. Этот факт позволяет определить кировоградские граниты как автохтонные, а новоукраинские – как аллохтонные. На западе, по р. Черный Ташлык, в районе с. Песчаный Брод, контакт с мигматитами четкий [649]. Г.А. Шварц отмечает, что контакт новоукраинских гранитов с кировоградскими также четкий, но без каких-либо изменений. По данным Е.П.Крамских, контакт порфиroidных новоукраинских монцитов в южном эндоконтакте массива срезает гиперстен-биотитовые гнейсы под углом 20°. На севере контакт массива с Корсунь-Новомиргородским плутоном изучен слабо. Считается, что он преимущественно тектонический, хотя есть указания, что сиениты Корсунь-Новомиргородского плутона прорывают новоукраинские граниты [445]. Кроме того, Новоукраинский массив отличается от Корсунь-Новомиргородского особенно интенсивным проявлением многочисленных мощных зон дислокационного метаморфизма, нередко с приуроченными к ним зонам метасоматоза. В Корсунь-Новомиргородском плутоне эти зоны исчезают. Высказывалось мнение о полной аналогии и одновозрастности этих двух плутонов [622, 386].

В целом большинство исследователей определяют Новоукраинский массив как полифазный плутон интрузивно-купольного генезиса.

Согласно последним данным, полученным при подготовке к изданию карты масштаба 1:200 000 [837], характерной особенностью Новоукраинского массива является наличие зональности в виде очагово-купольных структур, выраженных в дуговой и кольцевой ориентации геофизических аномалий и порфиroidности гранитов. Эти структуры тяготеют ко шву Херсон–Смоленск. Наблюдаются различные по форме и размерам зональные тела со сменой более основных пород в центре (габбронориты, нориты, габбромонциты) более кислыми (монцитоидами, трахитоидными гранитами) с образованием разных по мощности промежуточных зон. Трахитоидность гранитов и монцитов параллельна контактам зональных тел. Постепенные переходы от основных пород к пироксеновым и гранатовым гранитам позволяют рассматривать часть монцитов как гибридные породы контактовых зон. Трахитоидность повсюду согласна с ориентировкой вмещающих пород.

Согласно геофизическим данным, форма массива – перевернутый конус с горизонтальной расслоенностью до глубины 15 км. Граница раздела, отвечающая подошве плутона, совпадает с разделом  $K_1$ . Следовательно, вся расслоенность находится в пределах гранитного слоя. Предполагается, что верхний горизонт (0-5 км) сложен трахитоидными гранитами с линзами основных пород, средний (5-8 км) – пироксеновыми гранитами и монцонитами, нижний (8-15 км) монцонитами и габбромонцонитами. Ю.П.Оронецкий и Л.М.Яблочкина считают, однако [590], что новоукраинские гранитоиды распространяются до глубины только 8 км; ниже они подстилаются серпентинитами глубинного магматического диапира. В центральной части массива зафиксирован подъем базальтового слоя, совпадающий с уплотнением пород и приуроченный к трансрегиональному разлому Херсон–Смоленск. К этому разлому приурочены оба плутона – Корсунь-Новомиргородский и Новоукраинский. Предполагается, что имела место субдукция Воыно-Подольского протоконтинента под Кировоградскую микроплиту. В качестве индикатора этого процесса предполагается интрузия монцодиоритовой магмы. Она осуществлялась в условиях активной континентальной окраины в интервале времени 2250-2100 млн лет.

В составе плутона К.Е.Есипчук и др. [615] выделяют две формации: раннюю габбро-монцонитовую, породы которой слагают 10% площади массива, и позднюю монцочарнокит-гранитовую. Формирование плутона, по их мнению, происходило в четыре фазы. В.М.Клочков выделяет в составе массива, в порядке возникновения, основные, средние и кислые породы.

При характеристике пород новоукраинского типа мы вновь сталкиваемся с проблемой их номенклатуры. Разные авторы применяли либо «чарнокитовую», либо терминологию пород нормального ряда. Так, В.И.Лучицкий [510] и Л.Г.Ткачук [570] описали гиперстенсодержащие породы по р. Тясмин в районе г. Каменка под названием чарнокитов, причем Л.Г. Ткачук прямо сравнивал их с чарнокитами Побужья. С другой стороны, известные исследователи чарнокитов Н.И.Безбородько и Ю.Ир.Половинкина называли породы Букинского массива не чарнокитами, а монцонитами. Н.И.Безбородько предложил для монцонитов с ортопироксеном название «украинит».

Пока критерии различия чарнокитов и монцонитов не разработаны, мы считаем, что надо следовать совету первооткрывателя чарнокитов Т.Холланда, который высказал надежду, что термин «чарнокит» не будет использован за пределами гранулитовых поясов. Чарнокитами, как следует из его описания, он называл породы побужского типа. Мы, по мере надобности будем пользоваться двойной номенклатурой – «чарнокитовой» и пород нормального ряда.

Основные и средние породы габбро-монцонитовой формации первой фазы слагают небольшие тела, иногда небольшие массивы (села Вороновка, Захаровка). Г.А.Нудельман считает, что они приурочены к системе разломов, имеют вертикальные контакты с гранитами и представляют собой более поздние интрузии. Авторы [615] отмечают сильную гранитизацию основных пород в контакте с гранитами и на этом основании, вероятно, частично по аналогии с анортзит-ралакиви гранитными комплексами, определяют их как останцы или ксенолиты. Существует также мнение, что некоторые основные породы являются метаморфитами типа двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев. На основании просмотра шлифов Г.А. Нудельмана, мы определяем все их как основные магматические породы. В виде ксенолитов встречены известково-силикатные кристаллосланцы (скарноиды) без известковистого граната, биотит-гранатовые плаггиогранулиты, графит-гиперстен-кордиеритовые гнейсы, биотит-гиперстеновые гнейсы, похожие на эндербиты гайворонского или ташлыкского комплексов. Состав пород ксенолитов, особенно таких характерных, как биотит-гиперстеновые гнейсы, подтверждает образование гранитов за счет материала «верхней» гранулитовой фации. Количество включений основных пород и размеры их тел уменьшаются с юго-запада на северо-восток, причем в юго-восточной части их простирание согласное с контактами Новоукраинского массива. Если учесть, что на юго-западе Новоукраинский массив контактирует с гранулитами Братского синклинали, то эта его часть является приподнятой относительно северо-восточной части.

Среди пород габбро-монцонитовой формации преобладают разновидности габброноритов: собственно габбронориты, нориты, лейкогаббронориты, кварцсодержащие и калишпатовые габбронориты, монцогаббронориты, монцодиориты. Геологическое положение монцонитоидов, однако, спорное: вероятно, есть как реакционные, так и автономные тела монцонит-гранитовой формации.

Основные породы большей частью лейкократовые: количество темноцветов в сумме редко превышает 35%. Для них характерны средне-крупнозернистые типично магматические структуры: панидиоморфнозернистые при равном идиоморфизме плаггиоклаза и пироксенов, пойкилитовые – идиоморфные кристаллы пироксенов включены в таблицы плаггиоклаза. Пироксены высокожелезистые, такие же как в кислых породах: ортопироксен,  $f=78-87\%$ , клинопироксен,  $f=56\%$ . Они обычно содержат ламеллы распада. Ортопироксен заметно шлеохро-ирует. Нередко он окружен каемкой куммингтонита. Биотит красновато-бурый, окраска средней интенсивности; нередко образует оторочки вокруг рудного минерала. Изредка встречается желтовато-зеленая роговая обманка. Плаггиоклаз № 50, антипертитовый. Содержание ильменита достигает 5%. В центре некоторых тел установлен железистый оливин.

Вторую фазу слагают средние и кислые породы чрезвычайно разнообразного состава. Разновидности обусловлены главным образом количественными соотношениями калишпата с кварцем и плаггиоклазом. Авторы книги [615] выделяют среди пород второй фазы кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, граносиениты и пироксеновые граниты, нередко используя чарнокитовую терминологию.

Каких-либо четких закономерных взаимоотношений пород второй фазы не установлено, что вообще характерно для массивов этой формации. Известно только, что пироксеновые граниты тяготеют к приподнятым западной и юго-западной частям массива. Б.Н.Иванов и др. [303] среди гиперстеновых гранитов выделяют собственно чарнокиты с ксенолитами биотит-гиперстеновых плаггиогнейсов, повышенную магнитность которых они наследуют, и фаялитсодержащие граниты с фаялитом и роговой обманкой или с клинопироксеном и роговой обманкой. Авторы [615] отмечают, что в пределах Вороновского массива

основных пород между включениями основных пород и гнейсами имеются постепенные, но маломощные зоны перехода через монцитониты. В карьере ст. Капустино среди гранат-биотитовых трахитоидных гранитов нами наблюдался глыбовый ксенолит (автолит?) гиперстен-гранатового субщелочного гранита (монцогранита или мончочарнокита) с четкими контактами. Порфиробласты калишпага в автолите и вмещающем граните ориентированы строго одинаково, что, очевидно, указывает на общность их происхождения. Порфиробласты отличаются только цветом: в автолите они серовато-зеленые, типично «чарнокитовые», а во вмещающем граните – красные. Кроме монцитонитов явно реакционного происхождения существуют и автономные их крупные тела. Так, карьер с. Адабаш сложен почти полностью биотит-гиперсте-новыми кварцевыми монцитонитами.

Гранитоиды третьей фазы образуют основной объем площади массива – около 80%. К ним относятся красные и розово-красные гранат-биотитовые и биотитовые трахитоидные граниты и известково-щелочные ортопироксеновые граниты. В глубоких скважинах вскрываются обычно граниты серого цвета.

К четвертой фазе относятся биотитовые аплитовидные граниты нормального ряда, а также, вероятно, и лейкократовые сиениты. В качестве завершающей фазы рассматриваются также многочисленные дайки, среди которых преобладают калиевые лампрофиры.

Ортопироксены гранитов изучены Е.Н.Голуб [216]. Согласно ее данным, эти ортопиро-ксены обладают всеми признаками, характерными для феррогиперстен-гранатовых чарнокитов, образующихся в условиях высоких температур и низких давлений. Эвлит встречается в парагенезисе как с гранатом, так и с роговой обманкой. Ортопироксен в породах среднего и кислого состава (вторая и третья фазы) очень высокожелезистый – эвлит с  $f=73-83\%$ , в среднем –  $80\%$  (табл. 6.17). Его состав удивительно постоянный для всех пород массива, включая и габбронориты, что доказывает, по мнению [216], магматический генезис пород. Ортопиро-ксен содержит повышенное количество Ti, причем в парагенезисе с роговой обманкой количество последнего выше (0,95-1,25 ф.е.), чем в парагенезисе с гранатом (0,3-0,6 ф.е.). В ортопироксене повышенное содержание Mn (0,7-0,8 ф.е.) и низкое – Al. Клинопироксен редок; обычно он встречается в переходных зонах, возникающих при гранитизации основных пород, где он также может замещаться бурой роговой обманкой [615]. Биотит в шлифах бурый, в гранатсодержащих породах – красновато-бурый, окраска средней интенсивности, что говорит о его относительно невысокой железистости. Как следует из данных Е.Н.Голуб, в химизме биотита поражают два факта. Во-первых, удивительно одинаковое содержание  $TiO_2$  – около 4,0%. Во-вторых, относительно низкая и одинаковая величина общей железистости – в пределах 60-66%, равная средней величине железистости биотита большинства ультрамета-морфических гранитов цита. Согласно нашей диаграмме Si-Ti-Al<sub>VI</sub>, большинство составов биотита отвечает гранулитовой фации, причем все биотиты без исключения принадлежат апопелитовой ветви составов. Гранат, подобно ортопироксену, отличается самой высокой железистостью среди гранатов гранитоидов УЩ и, соответственно, минимальным содержанием пироповой составляющей. Его состав:  $Alm_{76-83} Py_{8-14} Gr_{3-8}$ .

Таблица 6.17.

Химический состав пород и минералов Новоукраинского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	51,60	60,52	64,29	63,29	65,80	69,54	68,87	69,71	45,53	37,82	35,04	34,34
TiO <sub>2</sub>	2,94	0,64	1,07	0,07	0,88	0,55	0,53	0,32	0,32	0,13	4,06	4,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,46	17,89	15,35	19,31	14,62	14,40	13,24	15,03	0,57	20,41	15,05	16,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	0,95	0,93	0,00	1,87	0,88	1,87	0,83	1,45	0,17	1,04	1,72
FeO	11,08	6,18	4,53	2,59	4,74	2,51	3,02	1,92	38,07	35,43	23,52	21,81
MnO	0,16	0,08	0,05	–	0,08	0,03	0,09	0,02	0,36	0,85	0,03	0,02
MgO	4,13	1,17	0,61	0,26	0,72	0,69	1,17	0,94	8,21	2,50	7,05	7,93
CaO	6,93	4,00	3,09	1,82	2,73	2,23	2,10	1,95	0,56	2,24	0,60	0,42
Na <sub>2</sub> O	2,80	3,76	3,31	4,85	2,84	2,85	3,50	3,13	0,70	0,08	0,78	0,40
K <sub>2</sub> O	1,69	3,16	5,40	6,32	3,94	5,27	5,14	5,02	0,40	0,08	7,86	8,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,87	0,61	0,50	0,27	0,50	0,20	0,14	0,21	–	0,08	–	–
SO <sub>3</sub>	0,27	0,17	0,08	0,14	0,17	0,03	–	0,04	–	–	–	–
CO <sub>2</sub>	–	0,04	–	0,09	0,35	–	0,08	0,28	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O–	0,04	–	0,04	–	–	0,16	0,10	0,05	0,24	–	0,15	0,04
П.п.п.	0,86	0,67	0,58	0,59	1,12	0,58	0,49	0,81	3,14	0,69	3,38	3,68
Сумма	99,83	99,84	99,89	99,60	100,36	99,92	100,24	100,27	99,56	100,39	99,90	99,58
F,f	77	86	90	91	90	83	81	75	73	89	66	62
Fo,fo	15	13	17	–	28	26	37	30	1,2	0,2	1,8	3,5

Примечание. 1-9 – породы: 1 – ортоклазовый габбронорит, с. Лозоватка, № 1562-н; 2 – монцитонит, с. Адабаш, № 4904; 3 – кварцевый монцитонит, с. Ивановцы; 4 – сиенит жильный, с. Захаровка, № 4899; 5 – гранат-гиперстеновый гранит из ксенолита в биотитовом граните, с. Капустяны, № 4901; 6 – эвлит-гранат-биотитовый гранит, с. Адабаш; 7 – гранат-биотитовый гранит, р. Черный Ташлык, с. Захаровка, № 12; 8 – гранат-биотитовый гранит, среднее из 19 ан. 9-12 – минералы: 9 – эвлит из гранат-биотитового гранита, см. ан. 6; 10 – гранат из гранат-биотитового гранита, см. ан. 6; 11 – биотит из гранат-биотитового гранита, см. ан. 6; 12 – биотит из гранат-биотитового гранита, с. Войновка. Анализы 1, 3, 5, 9, 10, 11 – из [901], 2 – из [615], 8 – из [193].

Авторы [615] указывают в составе гранита с. Войновка фаялит с железистостью 92% в парагенезисе с гранатом и биотитом, а Е.Н.Голуб – фаялит в составе граносиенита [890].

Калишпаты из разных пород существенно различны. Их исчерпывающая характеристика приведена в книге И.С.Усенко и др. [763], основная часть которой написана Н.К.Крамаренко и Т.А.Рокачук. Калишпат выступает как в основной ткани, так и в порфириобластах, количество которых может достигать 50%. Типоморфные признаки калишпата изменяются последовательно от ранних фаз к поздним. Так, в породах ранних фаз калишпат представлен нерешетчатым ортоклаз-микро- и криптопертитом. Содержание альбитового компонента в нем достигает 28% при нулевой рентгеновской упорядоченности. В гранитоидах главных фаз калишпат несет двойниковую решетку разной степени совершенства. В порфириобластах обычны простые двойники, обильны и разнообразны пертитовые вроски, объем которых достигает 40%. Преобладают одномерные вроски. Игольчатые микро- и криптопертиты обычно приурочены к центрам зерен с тонким двойникованием. Только для калишпата новоукраинских гранитов характерны кулцообразные пертиты и тонкоигольчатые вроски ильменита. Усредненный состав калишпата для всех гранитов такой:  $Or_{72} Ab_{25} Ad_1$ . Чистота калишпатовой фазы обычно изменчива (от 85-86% до 92-95%  $Or$ ), степень распада фаз низкая. Калишпаты характеризуются умеренным содержанием лития – 2,07 г/т и аномально низким – стронция – 67 г/т. Авторы [763] приходят к выводу, что структурное состояние калишпата было достигнуто в твердом состоянии без изменения валового состава.

Перечисленные структурные особенности, и, в первую очередь, степень совершенства, форма и содержание пертитов, их чрезвычайно мелкие размеры и неравномерное распределение обусловили характер люминесценции калишпата.  $I_{PIL}$  КПШ эндробитов, чарнокитов, гранат-биотитовых и биотитовых трахитоидных гранитов высокая и обычно достигает значений гранулитовой фации. Сложная форма кривой ТВ свидетельствует о неоднократном проявлении процессов преобразования калишпата. Центры излучения представлены собственными центрами  $AlO_4^{4-}$  и примесными центрами  $Fe^{3+}$ . Концентрация центров высокая, что указывает на повышенную микродефектность структуры калишпатов новоукраинских гранитоидов.

Плаггиоклаз всегда антипертитовый (№№ 15-20). Он обладает максимальной ИРТЛ, еще более высокой, чем  $I_{PIL}$  КПШ и, как правило, простой кривой ТВ, то есть следы преобразования в нем не прослеживаются. По соотношению полос излучения примесных центров в спектре РЛ плаггиоклаз чарнокитов, эндробитов и гранат-биотитовых трахитоидных гранитов очень стабилен (рис. 6.17, поле 1). Характерной его особенностью является наличие и повышенная концентрация центров  $Se^{3+}$  – типоморфный признак глубинных и гранулитовых образований.

Отдельную группу образуют (рис. 6.17, поле 2) плаггиоклазы с пониженным содержанием центров  $Se^{3+}$  и высоким –  $Mn^{2+}$  из анатектических чарнокитов, плаггиогранитов и плаггиомигматитов с. Пляковка (Чигиринский массив) и жильных аплит-пегматоидных гранитов карьера Адабаш. Такое положение на диаграмме перечисленных образцов указывает на менее глубокий характер содержащих их пород.

Небольшое перекрытие полей 1 и 2 позволяет говорить о взаимосвязи и направленном изменении люминесцентных характеристик плаггиоклазов из гранитоидов разных фаз Новоукраинского массива. Наглядным примером изменения относительной концентрации примесных центров излучения в структуре плаггиоклаза в связи с изменением условий кристаллизации гранитоидов может служить серия образцов карьера Адабаш. В этой серии наблюдается направленное понижение концентрации  $Se$ -центров и повышение концентрации  $Mn$ -центров на фоне относительно стабильного содержания в структуре плаггиоклазов  $Fe$ -центров при переходе от анатектического чарнокита к перемещенным гранитам и далее к жильным аплит-пегматоидным гранитам массива.

Кварц во многих гранитах черный, поэтому эти граниты известны как чернокварцевые. В целом для новоукраинских гранитоидов характерен гранулитовый кварц с  $Mn$ -типом спектра РЛ и высокой концентрацией  $A1$ -центров, не содержащий примесных центров  $Fe^{3+}$ .

Весь комплекс люминесцентных характеристик кварц-полевошпатовой составляющей главных фаз гранитоидов Новоукраинского массива свидетельствует о принадлежности этих пород к глубинным образованиям, претерпевшим неоднократную переработку в ходе геологической истории и сохранившим, тем не менее, отчетливые следы пребывания в условиях гранулитовой фации.

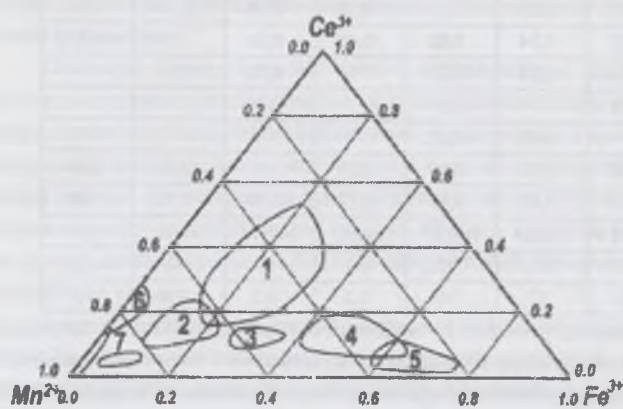


Рис. 6.17. Распределение примесных центров излучения в плаггиоклазах гранитов Ингульского района [616].

1 – новоукраинские эндробиты, чарнокиты и гравиты; 2 – аплит-пегматоидные граниты, плаггиограниты, мигматиты; 3 – чарнокитоиды ташлыкского комплекса; 4 – боковянские граниты; 5 – курсунь-новомиргородские граниты; 6 – кировоградские граниты; 7 – измененные граниты. См. также объяснения в тексте.

Парагенезис акцессорных минералов новоукраинских гранитов простой: циркон, апатит, монацит, ильменит, ана-газ. Авторы [615] указывают также галенит, барит. Содержание магнетита во всех разновидностях пород незначительное – магнитная фракция обычно вообще отсутствует. По нашим данным, содержание акцессоров в гранат-пироксеновом граните ст. Капустяны (№ 4901) и монцоните с. Адабаш (№ 4904), следующее, соответственно, г/т: циркон – 1016 и 509, апатит – 2155 и 1107, монацит – 0 и 36. Количество циркона согласуется с содержанием Zr, которое находится в пределах 200-750 г/т.

Разнообразие видов циркона связано с полифазальностью плутона. Так, в породах заключительной фазы – гранат-биотитовых гранитах – выделяются четыре вида циркона [615], причем каждый из предыдущих видов обычно находится в виде



включений в кристаллах последующей генерации. Самый крупный – коричневатый циркон последней генерации, связанный с заключительной фазой становления массива. Один из видов – розовый прозрачный с сильным блеском циркон (циркон III) очень похож на циркон из гранитоидов гранулитовой фации.

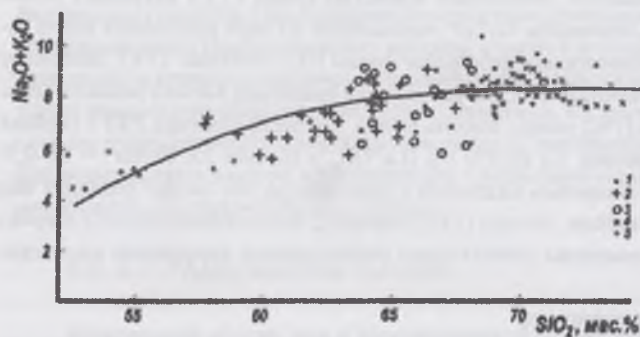


Рис. 6.18. Классификационная диаграмма пород Новоукраинского, Верблюжского и Боковьянского массивов.

Условные обозначения: 1 – габброграниты и кварцевые монцодиориты; 2 – кварцевые монцититы; 3 – кварцевые сисениты; 4 – пироксеновые граниты; 5 – гранат-биотитовые граниты. Все анализы из [219].

На петрохимической диаграмме (рис. 6.18) четко выделяется поле составов наиболее основных пород I фазы и непрерывный тренд всех прочих пород. Видно, что все породы I, II и III фаз связаны постепенными переходами, причем щелочность за счет калия нарастает только в интервале с  $SiO_2 = 64-72\%$ . Выше этой величины гранат-биотитовые граниты имеют

нормальный известково-щелочной состав. Все породы отличаются низкой мафичностью: даже в наиболее основных из них сумма мафических оксидов не превышает 7%. Еще одна важная особенность этих пород – очень высокая общая железистость – в пределах 75-91%. Она остается почти постоянной во всем интервале кремнекислотности. Низкая степень окисления железа характеризует породы массива как высоко восстановленные. Она возрастает лишь в наиболее кислых породах. В целом, по минеральному парагенезису и составу биотита гранат-биотитовые новоукраинские граниты характеризуются как анопелитовые или s-граниты. Такие граниты, как полагают, типичны для зон коллизии.

Таблица 6.18.

Содержание РЗЭ (г/т) в породах новоукраинского комплекса

№№	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*	ΔTR
1	40	77	38	6,2	2,4	0,85	2,5	0,27	11	1,15	194
2	48	90	42	7,0	2,5	1,3	2,1	0,27	15	1,0	225
3	49	88	42	6,3	2,1	0,68	1,5	0,15	22	1,09	214
4	75	135	62	7,9	1,4	1,0	5,7	0,66	28	0,68	270
5	89	179	93	2,1	15,4	2,1	6,2	0,77	9	0,42	414
7	74	136	74	13	2,7	1,6	1,7	0,22	9	0,12	396
8	131	287	175	22	1,1	1,3	6,1	0,62	14	0,21	686
Кларк	60	100	46	9	1,5	2,5	4	160			

Примечание. 1 – гиперстен-биотитовый плаггиогнейс, № 5284; 2 – эндербит (гиперстеновый кварцевый диорит), № 5278; 3 – эндербит (гиперстеновый кварцевый диорит), № 5289; 4 – чарнокит (монцитит), Адабашский карьер № 4904; 5 – гиперстен-гранатовый гранит, Капустянский карьер, № 4901; 6 – гранат-биотитовый гранит, жильный, № 4903; 7 – сисенит-аплит, жильный, Адабашский карьер № 4902.

Все породы массива имеют нижекларковые содержания элементов группы железа, но несколько обогащены свинцом, накопление которого происходило параллельно с увеличением содержания калия [615]. Накопление рубидия в породах габбро-монцититовой и монцитит-гранитовой формаций имеет противоположные тенденции, что, по мнению [615], является одним из доказательств автономности этих пород. Пироксеносодержащие гранитоиды южной части массива обладают особенно высокими содержаниями редких земель, в 6-10 раз превышающих кларковые. К.Е.Есипчук [266] дает для мезократового новоукраинского гранита такие содержания примесей: Sc – 7, V – 14, Cr – 21, Co – 5, Ni – 8, Cu – 58, Zn – 62, Pb – 28, Ga – 18, Li – 31, Rb – 170, Sr – 149, Ba – 671, Zr – 368, Nb – 25, Y – 26 г/т. По нашим данным (рентген-флуоресцентный анализ), содержание некоторых элементов в них такие: Cu – 15-30, Zn – 20-110, Pb – 30-50, Th – 0-80, Rb – 100-250, Sr – 120-300, Nb – 0-10 г/т.

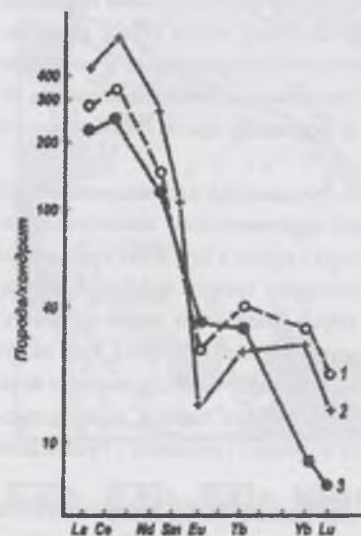


Рис. 6.19. Распределение РЗЭ в гранитоидах новоукраинского массива. 1 – гиперстен-гранатовый гранит, № 4901; 2 – сисенит-аплит жильный, № 4902; 3 – чарнокит (монцитит), № 4904.

Распределение РЗЭ в новоукраинских гранитах умеренно дифференцированное и обусловлено составом исходных пород и величиной калиевой щелочности. В гиперстен-биотитовых плаггиогнейсах и интрузивных эндербитах кварц-диоритового состава распределение РЗЭ и их содержания практически одинаковые. Европейские аномалии положительные и небольшие (табл. 6.18, рис. 6.19). Этот факт позволит напрямую связывать формирование новоукраинских гранитоидов с гиперстен-биотитовыми плаггиогнейсами, входящими в каменно-костоватскую свиту. По-видимому, на петрографическом уровне эндербитов привнос вещества еще отсутствует, а состав РЗЭ наследуется от исходных

пород Необходимо отметить, что по характеру распределения и абсолютному содержанию РЗЭ гиперстен-биотитовые плагиогнейсы отвечают архейским андезитам: они резко обеднены тяжелыми РЗЭ, что, в свою очередь указывает на гранатосодержащий источник мантийного вещества.

С появлением в породах калишпата поведение РЗЭ резко меняется: значительно возрастает сумма РЗЭ и возникает устойчивый европиевый минимум. Величина суммы РЗЭ возрастает, а отношение  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  уменьшается по мере насыщения пород калишпатом. Особенно обогащены РЗЭ жильные сиенит-аглиты. Относительно небольшие суммы РЗЭ, особенно ТРЗЭ, позволяют сделать вывод, что новоукраинские граниты по этому признаку сопоставимы с безгранатовыми гранитами кировоградского типа.

Из сопоставления наших графиков с классификационными [192] можно сделать вывод, что распределение РЗЭ в гнейсах и эндербитах близко к типу 2, который характеризуется величинами:  $\text{La}$  20-350 г/т,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  – больше 25,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,0-0,9$ . Породы с такими геохимическими параметрами близки к высококалиевым андезитам и шощонитам, что вполне подходит под петро-геохимические параметры гиперстен-биотитовых плагиогнейсов. Авторы [192] отмечают, что подобные породы широко распространены в пределах зеленокаменных поясов. Для них характерны значительные отрицательные европиевые аномалии. Такое же распределение имеют монцограниты и сиенограниты.

В целом содержания РЗЭ близки к кларковым по [25] для гранитоидов.

Время образования новоукраинских гранитов изохронным уран-свинцовым методом определено в  $2100 \pm 37$  млн лет [193]. В анализированной пробе преобладал крупный коричневый циркон. С учетом данных по другим методам и минералам принимается, что формирование массива происходило в период 2150-2050 млн лет [193]. Близкие даты, полученные методом общего свинца по отдельным кристаллам циркона, имеются у нас. Согласно этим данным циркон разновозрастный. Время формирования биотит-гиперстенового гранита из ксенолита среди порфировидных гранитов (№ 4901, с. Капустяны) охватывает интервал 1680-3180 млн лет. Статистический максимум из нескольких определений – 2200 млн лет. Для кристаллов циркона из биотит-гиперстенового порфировидного гранита III фазы (№ 4904, с. Адабаш) получены даты в интервале 1670—2190 млн лет, мода – 2050 млн лет. Эта последняя дата наиболее близка к новейшим определениям Д.Н.Щербака и др. [861]. Для циркона из новоукраинских гранитов с. Капустяны ими получена дата 2020 млн лет, что несколько меньше, чем для типичных кировоградских гранитов, для которых этими же авторами определен интервал 2026-2065 млн лет. О последних определениях возраста новоукраинских гранитов, выполненных Л.М.Степанюком с соавторами, уже говорилось выше.

Двупироксеновый парагенезис основных пород однозначно свидетельствует о магматических температурах их формирования. По двупироксеновому термометру эта температура оценивается в  $1000^\circ\text{C}$  [615]. От гиперстенсодержащих гранитоидов к гранат-биотитовым гранитам она снижается с  $780^\circ$  до  $650^\circ\text{C}$ .

Формируя мнение о генезисе пород Новоукраинского массива следует обратить внимание на его явное сходство с плутонами анортозит-рапакивигранитовой формации. Их общность проявляется в наличии пород двух формаций – основных и кислых, при более раннем внедрении основных пород, – а также завершающих фаз в виде дайковой серии, во внешнем сходстве пород, наличии черного кварца, а кое-где и структур рапакиви, в высоких железистости, восстановленности и субщелочном характере пород, в ряде геохимических и других особенностей. Особо следует отметить близкое территориальное положение массивов рапакиви и массивов монцонитоидов как в Ингульском, так и в Северо-западном районах. Прямое сопоставление, как это делают некоторые геологи, невозможно ввиду явного различия в радиоизотопном возрасте.

Авторы книги [615], доказывая автономность двух формаций плутона, указывают на малую распространенность пород среднего состава, на различие трендов некоторых окислов и малых элементов. Признавая основательность этих доводов, надо учесть также мнение Г.А. Нудельмана, выполнявшего съемку в этом районе и считавшего вероятным более молодой возраст основных пород, а также жильных монцонитов, секущих граниты Верблюжского массива. Надо также отметить единую петрохимическую тенденцию всех пород массива – обогащенность калием даже наиболее основных видов. Что касается малой роли последних на уровне современного эрозионного среза, то можно обратиться к геофизическим данным, согласно которым гранитоиды слагают лишь первые 8 км разреза плутона, тогда как остальные 7 км сложены преимущественно основными породами. Мы считаем, что проблема формирования Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов имеет общее решение. Оба они возникли в зоне растяжения между Вольно-Подольским и Среднеприднепровским протоконтинентами в несколько разное время при активном привносе щелочей, на нижне-среднекоровых уровнях, причем тепловым источником служила вероятно базальтовая или трахиандезитовая магма. Кислая магма, подобно всем массивам этой формации, имела очень высокую вязкость, что выразилось в высокой неоднородности массива.

На Украинском щите выделяются три комплекса новоукраинского типа: новоукраинский, бухинский и хлебодаровский. Их общая особенность – наличие пород монцонит-сиенитового ряда. Они характеризуются высокой железистостью высокотемпературных минералов – ортопироксена и оливина, и низкой – биотита (43-57%). Общая железистость пород в пределах комплексов изменяется несущественно, возрастает лишь в наиболее кислых породах и отвечает феннеровскому тренду дифференциации, если это вообще применимо к подобным породам. В распределении общей железистости пород намечается закономерность: наиболее железистыми являются породы хлебодаровского комплекса (77-93%), менее – новоукраинского (77-90%), еще менее – Чигиринского (70-80%) и Бухинского (63-75%) массивов. Общая железистость ортопироксена такая: хлебодаровского комплекса – 84, новоукраинского – 73, Чигиринского массива – 65, Бухинского – 53%. Основываясь на этих данных, можно предположить глубинность формирования пород комплексов в обратном названному порядке – от наиболее глубинного бухинского до наименее глубинного – хлебодаровского комплекса.

Многочисленные пункты оруденения благородных, радиоактивных и редких металлов, по данным [838], контролируются транслитосферным линсаментом “Г”, а также линсаментом “В” В.Б.Соллогуба и трансконтинентальным швом Херсон–Смо-

ленск. С юго-восточным флангом – зоной повышенной проницаемости – связаны рудопоявления урана, с северо-западным – золоторудные и редкометалльные проявления. Кроме того, существуют субширотные и диагональные зоны разломов. Наиболее крупные из них – Глодосско-Адабашская, Компанеевская и Оникиево-Лозоватская зоны. Вдоль этих зон размещены тела альбититов, альбит-микроклиновых метасоматитов и микроклинитов, приуроченных, в основном, к трахитоидным и гранат-биотитовым гранитам. Они содержат все известные проявления золота, урана и редких элементов. Зоны разломов приурочены к апикальной части Новоукраинского массива, а также к его экзо- и эндоконтактам. В приконтактовых гнейсах развиты процессы диафореза и кремниво-щелочного метасоматоза, к ним же приурочены проявления золота. В западном и северо-западном контактах массива известны редкометалльные пегматиты. Их тела являются локализирующим фактором оруденения. С альбитизацией связаны рудопоявления ниобия, титана, олова, с грейзенизацией – лития, рубидия, цезия, олова, тантала, ниобия, бериллия. Наблюдается связь золотой минерализации с жильными телами гранитов кировоградского типа. Осадителями золота являются амфиболиты и богатые кальцием породы.

#### 6.6.4.2. Чигиринский массив

Чигиринский массив, как и Новоукраинский, также полифациальный. Он сложен порфировидными гранитами кировоградского и новоукраинского типов. Массив расположен в северной части Приингульской синклинали, восточнее Корсунь-Новомиргородского плутона, в междуречье Тясьмина и верховьев Ингульца. На западе массив частично граничит непосредственно со Смелянским габбро-анортозитовым массивом, частью отделен от него небольшими полями пород спасовской свиты. Контакт с плутоном резкий, тектонический и осуществляется по одной из ветвей Кировоградско-Каменского разлома. На юге Чигиринский массив ограничен Елизаветградским гнейсо-мигматитовым куполом, на востоке граничит с толщами ингулецкой серии Александрийского вала. К Чигиринскому массиву относят обычно несколько менее крупных массивов, расположенных в поле мигматитов у южной его оконечности. Это массивы: Цыбулевский (100 кв. км), Федорковский, Глинский (20 кв. км) и другие. Их принадлежность к чигиринским гранитам проблематична. Так, для гранитов Глинского массива В.П.Брянский приводит дату по монациту 2450 млн лет, что существенно отличается от возраста, принимаемого для чигиринских гранитов. По последним данным, возраст чигиринских гранитов принимается в 2045 млн лет [861]. Объединяет эти граниты общий апелитовый характер и высокие температуры кристаллизации на уровне верхов амфиболитовой фации.

Чигиринский массив в плане имеет форму неправильного перевернутого треугольника, основанием которого служит Кременчугское водохранилище. Это один из самых крупных гранитных массивов щита. Его размеры в правобережной части р. Днепр около 40х40 км, площадь порядка 1500 км<sup>2</sup>. Однако, согласно картам [191, 336], в пределах щита располагается лишь половина Чигиринского массива; вторая его половина, примерно таких же размеров, размещается в пределах Днепроовско-Донецкой впадины, где с севера он ограничен обширным полем развития глиноземистых гранитов и гнейсов подольского типа (рис. 6.20).

Публикации по Чигиринскому массиву практически отсутствуют. В отдельных работах определяется его принадлежность либо к кировоградскому, либо к новоукраинскому комп-лексам. Для характеристики массива, наряду со своими, мы пользовались данными Г.М.Карпова, В.Ф.Недомолкина, В.П.Брянского, В.И.Орсы и Е.Н.Голуб, которые в разное время изучали породы Чигиринского массива.

В составе Чигиринского массива объединены довольно разные по составу и структуре гранитоиды. В.Ф.Недомолкин и К.А.Ткаченко [560] считают Чигиринский массив двухфазным. Раннюю фазу слагают монцонитовые и гиперстенсодержащие граниты (чарнокиты), позднюю – порфировидные и трахитоидные граниты.

Чигиринские граниты локалитического обнажения в карьере с.Ивановка, западнее г. Чигирин, по внешнему облику типично кировоградские. Это серые и розовато-серые среднезернистые отчетливо порфировидные породы с темно-серым кварцем и редкими кристаллами граната, массивной или неясно гнейсовидной текстуры. В пределах массива они преобладают. В других местах наблюдаются постепенные переходы в порфировидные мигматиты, либо, напротив, в массивные серые среднезернистые граниты, а также в породы, близкие по составу к гранодиоритам и плагиогранитам.



Рис. 6.20. Схема Чигиринского массива.

1 – порфировидные граниты; 2 – чарнокитовиды; 3 – Корсунь-Новомиргородский плутон; 4 – породы чечелевской свиты; 5 – породы спасовской свиты; 6 – глубинные разломы: 1 – Кировоградско-Каменский, 2 – Чигиринский, 3 – Знаменский.

Порфиоровые вкрапленники сложены кристаллами серого или розового микроклина длиной до 8 мм; их количество достигает 40% объема. В южной части массива серые порфиоровидные граниты переходят в красные трахитоидные, похожие на новоукраинские граниты. Микроструктура гранитов четко выраженная гипидиоморфнозерни-

сая за счет идиоморфизма плагиоклаза относительно калишпага и калишпата относительно кварца. По минеральному составу преобладают биотитовые порфиroidные граниты, несколько менее распространены гранат-биотитовые и редко встречаются амфибол-биотитовые граниты. Это, несомненно, обусловлено исходным составом метаморфических пород ингуло-ингулецкой серии.

Таблица 6.19.

Химический состав минералов из пород Чигиринского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	48,84	48,83	44,94	35,98	36,90	35,60	34,16	37,93
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,19	0,74	4,90	4,99	4,94	3,42	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	0,36	8,32	14,03	12,68	15,40	16,09	19,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	1,31	5,12	2,53	2,07	2,44	3,65	0,88
FeO	35,93	35,55	13,36	20,60	20,84	19,83	22,79	35,27
MnO	0,60	0,78	0,45	0,06	0,08	0,05	0,30	1,38
MgO	11,74	10,31	11,22	9,20	9,11	8,60	5,99	3,18
CaO	0,42	1,38	11,18	0,14	0,53	0,41	0,41	1,44
BaO	—	—	0,35	0,22	0,53	0,55	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,07	1,09	0,10	0,25	0,25	0,25	0,15
K <sub>2</sub> O	—	—	0,50	8,44	8,22	7,80	8,30	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,14	—	—	0,11	0,08	0,11	0,09
H <sub>2</sub> O	0,14	0,12	—	0,04	0,08	—	0,16	—
F	—	—	0,16	0,69	0,99	1,44	0,39	—
П.п.п.	0,38	0,68	2,49	3,03	2,71	3,52	3,67	—
Сумма	99,70	99,72	99,67	99,96	100,08	100,39	99,64	100,33
F	63	67	45	57	57	58	70	86
F <sub>0</sub>	0,6	1,6	17	5	4	5	7	—

Примечание. 1 – ортопироксен из гранита, скв. 1105; 2 – то же, скв. 1114; 3 – роговая обманка из гранодиорита; 4 – биотит, скв. 1105; 5 – биотит, скв. 1114; 6 – биотит из порфиroidного гранита, скв. 1117; 7 – биотит из биотитового гранита, скв. 1045; 8 – гранат из порфиroidного гранита, скв. 1117. Коллекция В.П.Брянского

поверхностью с черными присыпками. Предполагается, что циркон внутренних кристаллов является терригенным первично-магматическим минералом.

Породы, слагающие Глинский массив, В.П.Брянский называет гранитами глинского ти-па. Это серые биотитовые двуполощатые равномернозернистые граниты массивной текстуры, иногда грубополосчатые. Плагиоклаз №№ 20-25, хорошо сдвойникован в отличие от плагиоклаза чигиринских гранитов. Антипертит и мирмескит отсутствуют. Калишпат – нерешетчатый микроклин с  $\Delta r=0,94$ . Пертиты игольчатые и линзовидные. От микроклина чигиринских гранитов он отличается более низким содержанием альбитовой молекулы:  $Or_{83-89} Ab_{11-16} An_{0,2}$ . Биотит светло-бурый, глиноземистый, менее железистый и менее титанистый:  $f=61-65\%$ ,  $TiO_2=2,6-3,9\%$ . Замещается мусковитом и хлоритом. Гранат пироп-альмандиновый,  $f=86-91\%$ . Аксессуары минералы: циркон, апатит, монацит, магнетит, пирит. По химическому составу граниты типично апопелитовые. В.П.Брянский отмечает наличие в составе Глинского массива мигматитов и многочисленных останцов биотитовых гнейсов и считает эти граниты типично автохтонными образованиями.

Цыбулевский массив сложен биотитовыми плагиогранитами. Аналогичные граниты встречаются и в пределах Чигиринского массива. Плагиоклаз №№ 25-28, четко сдвойникован. Биотит высокотитанистый:  $TiO_2=3,8-4,2\%$ ,  $f=52-56\%$ .

По-видимому, эти массивы можно сопоставлять с купольными структурами Криничеватского типа.

Ксенолиты в составе Чигиринского и других массивов представлены метаморфическими породами спасовской и чечелевской свит. Наиболее показательны из них с точки зрения уровня метаморфизма биотит-куммингтонитовые плагиогнейсы, в которых волокнистый куммингтонит отчетливо развивается по ортопироксену. Биотит в гнейсах типично гранулитовый – ярко-коричневый, даже красновато-коричневый

Гиперстенсодержащие породы новоукраинского типа установлены в трех местах Чигиринского массива. Наиболее крупный блок этих пород – Чигиринский, площадью около 300 кв. км, – находится на восточной окраине массива. От последнего блок отделен Чигиринским разломом меридионального простирания. Второй участок находится на берегу Кременчугского водохранилища. Третье проявление пород новоукраинского типа в виде небольших разобщенных тел приурочено к юго-западному эндоконтакту Чигиринского массива в районе г.Каменка. Таким образом, правобережная часть Чигиринского массива, сложенная преимущественно порфиroidными гранитами кировоградского типа, с трех сторон обрамляется выходами пород новоукраинского типа.

Среди гиперстенсодержащих пород Чигиринского блока В.П.Брянский выделяет гиперстеновые плагиограниты, диориты, гранодиориты, монзониты, монцоидориты, а также субщелочные и нормальные граниты. Наиболее распространены гиперстен-биотитовые граниты (чарнокиты), гранодиориты (чарноэндербиты), гиперстеновые плагиограниты (эндербиты), монзониты. Между гиперстенсодержащими породами этого блока наблюдаются постепенные переходы, тогда как с био-

титовыми гранитами контакты резкие. Гиперстенсодержащие породы имеют характерный для них облик: это темно-серые с зеленоватым оттенком, меланократовые, массивные с порфиroidной структурой породы. Вкрашенники калишпата размером 0,7 x 2 см составляют от 10-20 до 40%.

Минеральный состав чарнозндербитов (гиперстеновых гранодиоритов) следующий: гиперстен – 3-4, биотит – 7-9, амфибол – 2-4, кварц – 17-23, плагиоклаз – 48-50, калишпат – 14-20%. Состав чарнокитов: гиперстен – 4-5, биотит – 5-6, кварц – 17-24, плагиоклаз – 27-30, калишпат – 34-43%. Калиевый полевой шпат (ортоклаз) представлен двумя генерациями: мелкими зернами в основной массе породы и крупными – в виде гипидоморфных таблитчатых порфиroidных выделений. Состав калишпата такой же, как и в биотитовых гранитах:  $Or_{82-87} Ab_{13-18} An_{0,3-1,6}$ , однако по структуре – это ортоклаз,  $\Delta p=0,0$ . Немногочисленные пертитовые вроски игольчатые. Состав плагиоклаза №№ 21-35. Вместе с ортоклазом плагиоклаз частично альбитизирован. Кварц в штуфе темно-серого либо черного цвета. Ортопироксен представлен гиперстеном с железистостью от 52% в эндербитах до 65-70% в чарнокитах. Характеризуется повышенным содержанием MnO и пониженным –  $Al_2O_3$  (табл.6.19). Биотит красно-коричневый, присутствует во всех разновидностях пород в виде таблиц в межзерновых участках или образует агрегаты вокруг вкрашенников калишпата, к которым приурочены также зерна апатита, магнетита, ильменита, циркона. Биотит из чарнокитоидов имеет умеренную железистость (57-60%), высокую титанистость ( $TiO_2=4,5-5,2\%$ ), и низкую глиноземистость, характерные для минералов гранулитовой фации. Амфибол в чарнокитоидах как правило отсутствует, лишь изредка наблюдался в диоритах и гранодиоритах. Представлен обыкновенной роговой обманкой с  $f=50\%$ , умеренным содержанием титана и невысоким – глинозема. Акцессорные минералы: циркон, апатит, монацит, ортит, магнетит, ильменит.

Гиперстенсодержащие породы юго-западной части Чигиринского массива ассоциируют с ксенолитами пород спасовской свиты – гранат-биотитовыми и биотит-куммингтонитовыми плагиогнейсами. Это – средне-крупнозернистые породы с отчетливо гипидоморфнозернистой структурой благодаря таблитчатому плагиоклазу. Между типичными эндербитами и мончоcharнокитами в пределах одной скважины имеются постепенные переходы.

В карьере с. Пляковка, в 7 км к северу от г. Каменка, обнажены серые граниты от средне до крупнозернистых и зеленовато-серые трахитоидные граниты, часто с гранатом. Калишпат – плохо решетчатый микроклин. Насыщен мелкими линзовидным и более крупным пластинчатым пертитом. Встречаются псевдоморфозы спутанно-волоконистого куммингтонита по пироксену. Следовательно, первоначально гранит был биотит-гиперстеновым. Такие же псевдоморфозы установлены даже в жильном плагиомикроклиновом граните с типично гипидоморфнозернистой структурой. Аналогичные образования, сложенные грюнеритом, под названием “киевита” описаны В.И.Луцицким в рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона.. Во многих обнажениях юго-западного эндоконтакта Чигиринского массива гиперстен-биотитовые порфиroidные граниты преобладают над биотитовыми и гранат-биотитовыми.

Таблица 6.20.

Химический состав пород Чигиринского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	52,96	58,75	62,54	63,80	66,07	66,78	69,00	72,98	72,20	72,09	66,72
TiO <sub>2</sub>	2,45	2,09	0,13	0,76	0,32	0,68	0,73	0,41	0,34	1,14	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,69	15,68	17,74	15,14	16,49	14,50	13,40	14,22	14,06	13,62	13,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,28	2,51	0,22	1,24	0,99	0,57	0,61	0,50	1,26	0,57	1,24
FeO	5,62	6,65	3,87	4,14	2,80	3,79	3,66	1,44	1,97	1,95	4,26
MnO	0,13	0,10	0,09	0,07	0,05	0,05	0,04	0,08	0,06	0,02	0,08
MgO	3,64	4,05	1,86	1,87	1,40	1,56	1,37	0,26	0,73	0,64	2,60
CaO	6,13	4,69	4,25	2,46	2,30	1,98	2,39	0,78	1,86	1,52	6,25
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,07	5,55	3,01	4,00	2,99	2,86	3,00	3,30	2,91	2,00
K <sub>2</sub> O	0,85	1,22	2,51	5,33	2,10	4,85	4,54	6,15	2,96	5,42	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,41	0,15	0,31	0,15	0,26	0,19	0,18	0,12	0,06	0,15
SO <sub>3</sub>	0,18	0,17	0,09	0,15	0,04	0,20	0,05	0,02	0,06	0,06	0,06
П.п.п.	0,37	0,76	0,83	0,92	0,41	0,99	1,17	0,14	0,30	0,66	0,58
Сумма	99,97	100,15	99,83	99,19	99,12	99,20	99,97	100,61	99,92	100,66	99,89
F	76	75	69	74	73	74	76	90	82		68
Fo	48	18	13	23	26	13	14	38	38		22

Примечание. 1 – габбродиорит, с. Ревовка, № 5281; 2 – гиперстеновый гранит (йотунит), там же, № 5278; 3 – гиперстеновый кварцевый диорит (украинит), с. М.Смелянка, № 5290; 4 – кварцевый монцит (украинит), скв. 160; 5 – биотит-гиперстеновый гранит (чарнокит), с. М.Смелянка, № 5287; 6 – кварцевый сиенит, скв. 158; 7 – биотит-гиперстеновый гранит (чарнокит), скв. 591; 8 – биотит-гиперстеновый гранит (чарнокит), с. Ревовка, № 5282; 9 – биотит-гранатовый гранит, с. Ревовка, № 5283; 10 – порфиroidный биотитовый гранит, с. Ивановка, № 5310; 11 – биотит-гиперстеновый плагиогнейс, с. Ревовка, № 5280.

Среди многочисленных включений в гранитах установлены магматические породы. Их ксенолиты под влиянием гранитов приобретают зональное строение. Центральные части ксенолитов сложены наиболее основными породами, например, состава габбродиорита: ортопироксен – 20, биотит – 10, плагиоклаз – 60, кварц – 5, ильменит – 5%. Структура пород типично гипидоморфнозернистая, причем наиболее идиоморфный – плагиоклаз-антипертит № 40, а гиперстен выступает в виде крупных скелетных кристаллов. Включения отличаются полным отсутствием калишпата и к новоукраинскому типу могут быть отнесены

льшь условно. Кроме этих пород явно магматического облика установлены также ксенолиты гнейсов гипа пород спасовской свиты. Гиперстеновые и биотит-гиперстеновые плагиогнейсы отличаются типично гранобластовой структурой с лентиккулярными выделениями кварца. В контакте с гранитами гнейсы по структуре принимают вид кварцевых диоритов, а куммингтонит образует вокруг гиперстена правильные оторочки.

В обнажениях с.Пляковка гиперстеновые граниты секутся жилами порфировидного гранита и вдоль контакта обогащаются порфиробластами калишпата. Ксенолиты чарнокитов в гранитах по периферии обогашены биотитом [734]. В свою очередь, в граните увеличивается количество биотита и даже, появляется пироксен. В.И. Лучицкий описал в обнажениях возле г.Каменка массивные и полосчатые породы типа саксонских гранулитов. Среди них выделяются калишпатовые и плагиоклазовые гранулиты, гранат- и гиперстеносодержащие. Согласно описаниям, эти породы очень похожи на типичные гранулиты района пгт. Завалье на Побужье. Мы встречали здесь биотит-гиперстеновые плагиогнейсы спасовской свиты. Вдоль Кировоградского разлома в пределах массива скважинами вскрыты небольшие согласные тела норитов состава: плагиоклаз – 50-60, гиперстен – 30-37, клинопироксен – ед.з., биотит – 3, ильменит – 5, апатит – 2%, циркон. Структура габбровая. Гиперстен выступает по отношению к плагиоклазу как ксеноморфный минерал. Он интенсивно замещается илдингситом, переходящим в хлорит, с образованием келифитовой каемки. Плагиоклаз №№ 40-50. Зерна идиоморфные, с крупными столбчатыми, линзовидными антипертитами в количестве до 20-30%. Биотит – красновато-коричневый, приурочен к пироксену, ильмениту.

В южной оконечности массива вскрыты амфибол-биотитовые габбронориты. Состав пород: гиперстен – 8-30, амфибол – 10-25, биотит – 12-16, плагиоклаз – 45-50, рудный – 2-3%. Структура габбровая, текстура гнейсовидная.

По петрохимическим особенностям граниты Чигиринского массива четко разделяются на два блока (табл. 6.20, рис. 6.21). Один блок химических анализов слагают порфировидные граниты, причем их биотитовые разновидности в целом менее щелочные, чем гранат-биотитовые граниты. Составы последних нередко выходят за пределы нормальной щелочности. Второй блок составов сложен гранитоидами пониженной кремнекислотности. В нем равное участие принимают как кварцевые сиениты, так и гранодиориты нормальной щелочности. Связующую роль между блоками выполняют гиперстеносодержащие породы, кремнекислотность которых изменяется в широких пределах.

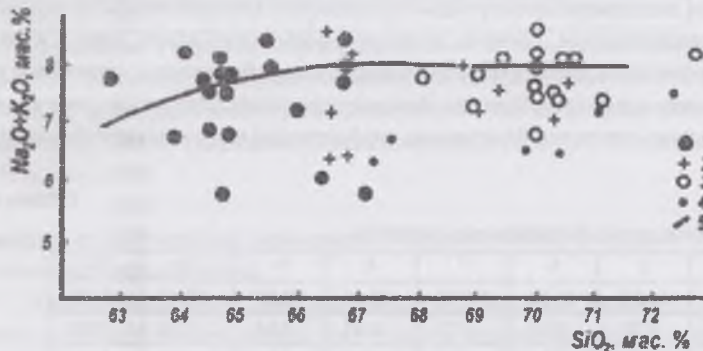
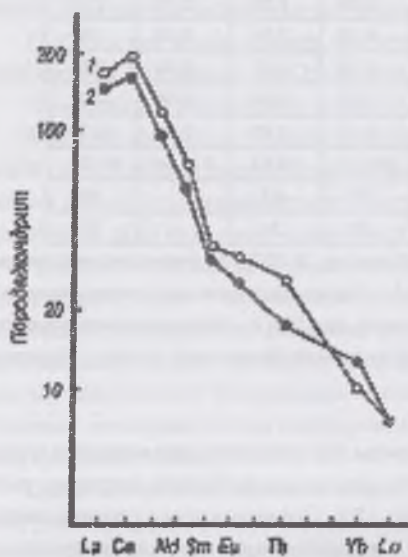


Рис. 6.21. Классификационная диаграмма пород Чигиринского массива.

1 – кварцевые сиениты, 2 – пироксеносодержащие граниты, 3 – гранат-биотитовые порфировидные граниты, 4 – биотитовые порфировидные граниты, 5 – верхняя граница пород нормальной щелочности. Коллекция В.П.Брянского.

Граниты Чигиринского массива, как гиперстеносодержащие, так и биотитовые, в целом менее глиноземистые, чем новоукраинские граниты, но более глиноземистые, чем аналогичные граниты

Верблюжско-Боковьянского, Букинского и Хлебодаровского массивов. Это, безусловно, связано с составом исходных пород. Общая петрохимическая особенность пород Чигиринского массива – повышенная калиевая щелочность, так что многие составы, преимущественно гиперстеносодержащих пород, относятся к субщелочному ряду. Биотитовые и гранат-биотитовые граниты принадлежат обычно к нормальному ряду. Общая железистость гиперстеносодержащих пород от основных к кислым, кроме самых кислых, практически постоянная – в пределах 70-75%.



Распределение РЗЭ в плагиогнейсе и вмещающем эндербите одинаковое и дифференцированное, что подтверждает возможность образования эндербитов за счет биотит-гиперстенного плагиогнейса (рис.6.22).

Возрастные соотношения гиперстеносодержащих и биотитовых гранитов остаются неясными. Если руководствоваться имеющимися радиоизотопными данными, то они свидетельствуют в пользу более молодого возраста гиперстен-биотитовых гранитов. Так, для розовато-серого порфировидного гранита из обнажения в с. Новоселица, северо-западнее г. Чигирин, Д.Н.Щербак с соавторами [861] изохронным методом по циркону определили возраст 2045 млн лет. Для чернокварцевых гранитов Новоукраинского массива, с. Капустяны, эти же авторы дают возраст 2020 млн лет. Для Букинского массива известна дата 2030 млн лет. Геологические данные по аналогичным массивам также подтверждают сравнительно молодой возраст гиперстеносодержащих пород. Букинский интрузив прорывает житомирские граниты и мигматиты, а Хлебодаровский интрузив – анадольские граниты.

Рис. 6.22. Распределение РЗЭ в породах Чигиринского массива. 1 – эндербит, с.Пляковка, № 5284; 2 – биотит-гиперстенный плагио-гнейс, там же, № 5284.

Мы рассматриваем Чигиринский массив как единый полифазный интрузия. Температура формирования гиперстенсодержащих гранитов оценивается величинами 750-830°С, гранат-биотитовых гранитов – 650-680°С. Начало интрузиву положено плавлением пород типа спасовской свиты на уровне гранулитовой фации, что могло осуществляться лишь в условиях декомпрессии – при падении давления ниже 200 МПа. В результате создались условия, близкие к гиабиссальным, способствовавшие продвижению вверх вязкой анатектической магмы. Возможно, плавление провоцировалось внедрением мантийной магмы, что подтверждается наличием ксенолитов основных магматических пород. По мере продвижения магматического купола в плавление вовлекались вышележащие породы чечелевской свиты. Становление пород завершилось в условиях активного привноса калия, имеющего глобальный характер. Следовательно, эти граниты практически одновозрастные.

Чигиринский массив, как показали В.Ф.Недомолкин и К.А.Ткаченко [560], имеет большое сходство с Новоукраинским. От последнего он отличается меньшим развитием гиперстенсодержащих пород, наличием амфиболсодержащих гранитоидов, что говорит о меньшей глубинности его формирования. Авторы указывают на металлогеническую перспективность Чигиринского массива: экзо- и эндоконтактные его части, по аналогии с Новоукраинским массивом, перспективны на рудопоявления золота. Положительные данные уже опубликованы: В.Л.Белоус [65] указывает на золотопоявления в западных экзо- и эндоконтактах, приуроченные к зонам катаклаза.

### 6.6.4.3. Прочие массивы и проявления пород новоукраинского комплекса. Бассейны рек

#### *Верблюжки, Боковеньки и Боковой*

Ряд массивов пород новоукраинского типа расположен в восточной части Ингульского блока по широте между г.г. Кривым Рогом и Кировоградом, в восточной части Кировоградского листа. Впервые массивы пород по рекам Боковеньке, Боковой, Верблюжке, а также Митрофановский массив были описаны в 1936 г. Ю.Ир.Половинкиной под названием чарнокитов и чернокварцевых гранитов в составе коростенского комплекса Ингуло-Ингулецкого водораздела [622]. Чарнокиты она рассматривала как гибридные породы, образовавшиеся, как и чарнокиты Подолии, по широксен-плагноклазовым гнейсам. Л.Г.Ткачук позже определил чарнокиты как норито-сиениты и, отмечая высокое содержание в них калия, в качестве более молодых отделял от подольских чарнокитоидов. Все массивы приурочены к западной периферии Западно-Ингулецкой полосы вблизи Устиновско-Знаменской шовной зоны. Массивы гранитов имеют сильно удлинненную форму: при ширине 2-2,5 км их длина 15-18 км. Они ориентированы в северо-западном направлении и часто приурочены к разломам юго-западного падения. В бассейнах рек Боковеньки и Боковой можно выделить три таких массива, обычно объединяемых под названием Боковьянского (Ивановского). Они расположены, с юга на север: в районе сел Ивановка, Братолюбівка и Дубровино. Отдельные тела монцонитоидов зафиксированы и южнее, в пределах Долинского гранитного массива. Севернее Боковьянской группы массивов располагается более изометричный массив с. Белополь (3 x 6 км), а по р. Каменке между селами Вершино-Каменка и Митрофановка – сложного строения Митрофановский массив (10 x 12 км), названный так Ю.Ир.Половинкиной, и самый крупный – Верблюжский (Спасовский) массив. Все массивы залегают строго согласно с вмещающими толщами спасовской и чечелевской свит и обрамляются ими. Интересно, что, согласно геологическим картам, внутреннюю зону обрамления купольных гранитовых структур слагают биотит-гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы спасовской свиты, а внешнюю – чечелевской. Этот факт можно рассматривать как признак более тесной связи новоукраинских гранитов с породами спасовской свиты и как свидетельство ее более древнего относительно чечелевской возраста. С проявлениями новоукраинских гранитов тесно связаны выходы чарнокитоидов ташлыкского комплекса, приуроченных, в свою очередь к гиперстен-биотитовым гнейсам спасовской свиты. Граниты новоукраинского типа рассекают чарнокитоиды ташлыкского комплекса. Все гранитные массивы включают тела монцонитоидов размерами до 2-3 км и, как правило, ассоциируют с порфиroidными гранитами, относимыми к кировоградскому комплексу. К новоукраинскому комплексу следует, вероятно, отнести и чернокварцевые граниты с.Новоданиловка, упоминаемые Ю.Ир.Половинкиной и обнаженные по р.Висунь, в пределах Долинского массива.

Верблюжский массив, известный также под названием Спасовского, согласно описанию Н.П.Семеново и др. [658], имеет субширотное простирание. Он обнажен по р. Верблюжке от с. Спасово до р. Ингулец на протяжении 15 км и по р. Ингулец от устья р. Верблюжки до с. Чечелевка на протяжении 2,5 км. Массив представляет собой сложно дифференцированное тело с монцонитоидами в центре, которые постепенными переходами связаны с красными чернокварцевыми крупнозернистыми гиперстенсодержащими гранитами. К.И.Свешников и др. [649] отмечают полосовидное строение гранитов Верблюжского массива. Полосы мощностью в первые метры и десятки метров созданы чередованием гранитов с разной насыщенностью вкрапленниками и разной их размерностью. Полосчатость возникает вследствие образования порфиробластов в ослабленных зонах по породам разного состава. Эти авторы выделяют такие граниты в ранге особой гранитовой формации. К ней они относят массивы: Долинский, Христофоровский, Верблюжский, восточную часть Боковьянского. Предполагается, что гранитовая формация формировалась позже гранитовой и наложена на граниты в виде обширной калишпатизации.

Порфиroidность гранитов строго согласна контурам массивов. Порфиroidные граниты содержат широкообразные обособления чарнокитоидных пород. Н.П.Семеново и др. [658], помимо жил аплитовидных гранитов, отмечают также жилы, сложенные темно-серыми монцонитами, так что представления о более раннем образовании монцонитоидов не являются, как и для Новоукраинского массива, однозначными.

Большинство исследователей считает, что для массивов этого района характерно зональное строение. В центре залегают породы среднего состава – монцонитоиды, которые постепенно переходят в чернокварцевые гиперстенсодержащие граниты, реже – в гранодиориты, и далее – в безгиперстеновые чернокварцевые биотитовые и аплитовидные граниты. Граниты

во всех массивах преобладают. Отличия гранитоидов этих массивов от аналогичных пород Новоукраинского массива незначительные и обусловлены их менее глиноземистым химическим составом. В минеральном составе это выражается в весьма редком проявлении граната в верблужских и, особенно, боковянских монцонитах и гранитах. В последних появляются даже роговая обманка и клинопироксен, а из рудных – магнетит. Наиболее насыщены ксенолитами гнейсов аплито-пегматоидные граниты внешней зоны массивов; иногда в них встречаются четко очерченные ксенолиты серых равномернозернистых гранитов.

Породы Верблужского, Боковянского и Митрофановского массивов, описанные Ю.Ир. Половинкиной как чарнокиты, а Л.Г.Ткачуком и И.С.Усенко [751] как норито-сиениты, по минеральному и химическому составу можно определить как монцодориты, монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, граносиениты и гранодиориты. По чарнокитовой терминологии они ближе всего к кварцевому мангериту. Отличительная особенность этих пород, как и прочих монцонитоидов УЩ рещигельное преобладание ортопироксена над клинопироксеном и повышенное, как для монцонитов, содержание кварца. В сущности – это породы особой монцонитовой ветви – украиниты. Количественные соотношения породообразующих минералов быстро меняются в пределах одного обнажения и лишь приблизительно такие: плагиоклаз – 45-50, калишпат – 3-15, кварц – 10-25, ортопироксен – 5-20, роговая обманка – 2-3, биотит – 6-8%. Из рудных наиболее обычны магнетит, чем эти породы отличаются от аналогичных пород Новоукраинского массива. Монцонитоиды имеют характерный чарнокитовый облик. Это темно-серо-зеленые средне- и крупнозернистые породы, обычно с порфиroidной структурой и флюидальной текстурой. Микроструктура пород гилдиоморфнозернистая за счет идиоморфного плагиоклаза №№ 27-38. Калишпат образует порфиroidные вкрапленники до 1-2 см. Обычно он нерешетчатый и пертитовый, реже – с неясной решеткой и мелким пертитом. Образует простые двойники. Ортопироксен в верблужских монцонитоидах принадлежит эвлиту с  $f=73\%$ , в боковянских гранитах – феррогиперстену с  $f=55\%$ . Клинопироксен встречается только в наиболее основных монцонитоидах. Роговая обманка буровато-зеленая, нередко окружает ортопироксен.

Среди чернокварцевых гранитов выделяются гиперстенсодержащие и гиперстен- и амфиболсодержащие. Последние наиболее характерны для боковянских гранитов. Менее распространены беспироксеновые биотитовые граниты. Граниты темные, зеленовато-серые с черным кварцем. Наиболее темные граниты содержат повышенное количество ортопироксена. Структура гранитов крупнопорфиroidная, нередко трахитоидная до криптовой. Основная ткань гилдиоморфнозернистая, неравномернозернистая. Промежутки между крупными зернами полевых шпатов и кварца выполнены более мелкозернистой тканью. Большая часть гранитов характеризуется преобладанием калишпата над плагиоклазом. Состав гранитов обычно изменяется в таких пределах: калишпат 35-40, плагиоклаз – 27-33, кварц – 20-30, биотит – 2-6, ортопироксен – 0-0,5, роговая обманка – 0-0,5%. Калишпат образует обособленные изометричные зерна, а в монцонитах – иногда и таблицы. Много простых двойников преимущественно по альбит-карлсбадскому закону. Насыщенность пертитами составляет 5-30%. Двойниковая решетка разной степени совершенства – от сноовидной до клеточной. В монцонитах КПШ чаще нерешетчатый. Распределение решетки и пертитов в пределах зерен участковое, а для калишпата митрофановских, верблужских и боковянских гранитов отмечено очень редкое зональное распределение пертитов, что, по мнению Н.К.Крамаренко [763], характерно для КПШ магматического способа образования.

Плагиоклаз №№ 25-32. Во вкрапленниках его основность на 2-3% выше, чем в основной ткани. Биотит высокотитанистый ( $TiO_2=3,8-4,8\%$ ), высокожелезистый ( $f=80-82\%$ ), с повышенной степенью окисления железа ( $f_0=2-22\%$ ). Последнее свойство является признаком перемещенных гранитоидов. Гранат пироп-альмандиновый.

Таблица 6.21.

Химический состав пород Верблужского и Боковянского массивов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	62,02	62,72	69,13	74,03	68,34	65,20	71,40	73,41	74,32	71,02	73,15
TiO <sub>2</sub>	0,28	1,02	0,03	0,21	0,66	0,58	0,10	0,14	0,15	0,57	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,12	14,01	12,49	12,89	15,12	14,55	15,22	12,83	12,52	14,42	14,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	2,42	3,43	0,43	0,62	1,83	0,84	1,27	1,40	0,31	0,59
FeO	3,83	6,19	3,73	1,11	3,31	3,28	2,13	1,63	1,72	2,39	1,48
MnO	0,08	0,07	0,02	0,02	0,09	0,03	0,01	0,03	0,04	0,08	0,02
MgO	0,70	1,57	0,13	0,58	1,22	1,43	0,70	1,22	1,30	0,95	0,26
CaO	4,11	4,10	1,27	1,20	1,81	3,40	1,81	1,60	1,81	1,23	1,76
Na <sub>2</sub> O	5,18	3,28	2,63	2,72	4,73	2,68	3,80	2,65	2,97	3,16	3,40
K <sub>2</sub> O	1,98	3,00	5,77	6,08	3,23	6,22	4,28	4,81	3,50	5,37	4,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	–	0,04	0,07	0,21	–	–	–	–	0,22	0,07
CO <sub>2</sub>	–	–	0,10	–	0,11	–	–	–	–	–	–
SO <sub>3</sub>	–	–	–	–	0,06	–	–	–	–	–	0,02
П.п.п.	0,92	1,22	0,37	0,47	0,61	1,19	0,12	0,41	0,42	1,07	0,65
Сумма	100,81	99,60	99,14	99,23	100,12	100,39	100,41	100,00	100,15	100,79	99,72
F	88	85	83	73	77	78	81	71	71	75	89
Fo	23	28	48	28	15	36	28	43	45	11	28

Примечание. 1-4 – Верблужский массив: 1 – кварцевый диорит, № 1839/1; 2 – кварцевый монцонит, № 19536; 3 – гиперстен-биотитовый гранит, жильный, № 4987; 4 – красно-серый чернокварцевый крупнозернистый слабо порфиroidный гранит. 5 - 10 – Боковянский массив: 5 – гранит трахитоидный, р.Боковенька, с. Нов. Скелеватка, № 5380; 6 – кварцевый сиенит (чарнокит), с. Ивановка; 7 – порфиroidный гранит, с. Братолобовка; 8 – чернокварцевый биотит-гиперстен-роговообманковый гранит, там же; 9 – то же, с. Божовое; 10 – субщелочной порфиroidный гранит, № 1830/2; 11 – биотитовый гранит митрофановский. Анализы №№ 1, 2, 3 из [219], №№ 6, 8, 9, 10, 11 из [308], № 4 – колл. Н.К.Крамаренко.



Калишпат гранитов и монцонитов обладает набором типоморфных признаков, позволяющих сопоставлять его с КППШ генетически разных гранитов – гранулитовой, амфиболитовой фаций и даже с КППШ платформенных гранитов. Средний состав КППШ такой же, как в гранитах амфиболитовой фации:  $Og_{80}, Ah_{19}, Ap_1$ . Среднее содержание примесей в КППШ: Ba – 2130, Sr – 82, Li – 3,25, Rb – 380, Cs – 0,83 г/т. По Ba и Li они сопоставимы с гранитоидами гранулитовой фации и гранитов Приднепровья, по Sr и Rb – с КППШ гранитов кировоградско-житомирского типа. Калишпат чернокварцевых гранитов и монцонитов обладает низкой степенью триклинности ( $\Delta\alpha=0,0-0,90$ ) и наибольшей степенью искажения элементарной ячейки, сравнимыми с КППШ гранулитовых гранитоидов. Безгиперстеновые порфиридные граниты содержат более упорядоченный КППШ. Он также характеризуется высокой чистотой калиевой фазы, то есть высокой степенью распада, сопоставимой с КППШ гранитов коростенского комплекса.  $I_{PTL}$  КППШ гранитов и даже монцонитов (2000-5000 усл. ед.) на порядок ниже, чем  $I_{PTL}$  КППШ подольских и новоукраинских гранитов, и сопоставима с  $I_{PTL}$  КППШ гранитов рапакиви. Форма кривой ТВ сложная, свидетельствующая о многоэтапности формирования КППШ.

Плаггиоклаз по люминесцентным характеристикам существенно отличается от плаггиоклаза новоукраинских гранитоидов. Интенсивность РТЛ плаггиоклаза во всех изученных образцах не превышает значений амфиболитовой фации. Форма кривой ТВ простая. В спектрах РЛ значительно снижается интенсивность полосы излучения примесных центров  $Se^{3+}$ , высокая концентрация которых характерна для пород гранулитовой фации, и заметно возрастает концентрация примесных Fe-центров. Поле плаггиоклазов на диаграмме (рис.6.17, поле 4) смещается вправо и граничит с полем плаггиоклазов платформенных корсунь-ново-миргородских гранитов (поле 5). Различие заключается лишь в концентрации Се-центров, более высокой в плаггиоклазах пород рассматриваемой группы.

Важной особенностью боковянских чернокварцевых гранитов является наличие кварца с Мп-типом спектра, не содержащего  $Fe^{3+}$ -центров и определяемого нами как гранулитовый. По типу спектра и концентрации отдельных центров кварц этих пород сопоставим с кварцем реоморфических чарнокитов (литинских, букинских) и однозначно отличается от кварца рапакиви, содержащего структурную примесь  $Fe^{3+}$ .

По всему комплексу люминесцентных характеристик – интенсивности РТЛ и форме кривой ТВ КППШ и плаггиоклаза, характеру спектра и интенсивности полос излучения отдельных центров – гиперстенсодержащие граниты Боковьянского (Ивановского) массива очень близки к чарнокитоидам Букинского массива. Близкие люминесцентные характеристики свойственны и салычским породообразующим минералам гранитоидов Верблюжского и Митрофановского массивов.

По химическому составу граниты отвечают нормальному ряду с отклонениями в сторону субщелочных и лейкогранитов (табл. 6.21). Амфиболсодержащие граниты, как обычно, выделяются пониженными глиноземистостью, общей железистостью и высокой степенью окисления железа.

Для боковянских монцонитов и меланократовых гранитов К.Е.Есипчук [266] дает следующие средние содержания элементов-примесей, соответственно: Sc – 14 и 11, V – 38 и 59, Cr – 13 и 15, Co – 6 и 10, Ni – 7 и 10, Cu – 7 и 56, Zn – 63 и 66, Pb – 17 и 25, Ga – 10 и 19, Li – 20 и 11, Rb – 133 и 36, Sr – 243 и 266, Zr – 163 и 284, Nb – 20 и 22, Y – 23 и 25 г/т.

#### 6.6.4.4. Чернокварцевые граниты р. Большая Высь.

Разрез по р. Б.Вось интересен тем, что здесь можно видеть взаимоотношения чернокварцевых гранитов новоукраинского типа и чарнокитоидов [616].

В разрезе по р. Б.Вось выделяются две части: западная, где вскрыты чернокварцевые граниты с ксенолитами чарнокитоидов, двушпиксеновых и диопсид-плаггиоклазовых кристаллосланцев (Марьяновский разрез), и восточная часть, сложенная гранат-биотитовыми гранитами, мигматитами и гнейсами рощаховской свиты (Надлакский разрез). Последний ограничен карьерами с. Надлак. Непосредственно контакт между породами разрезов не вскрыт. Судя по обнажениям, он должен быть резким, скорее всего, тектоническим. Ксенолиты чарнокитоидов и кристаллосланцев приурочены исключительно к западной части разреза, хотя ксенолиты гнейсов рощаховской свиты здесь также встречаются, но крайне редко. Основная зона развития последних – восточная, Надлакская часть разреза. Наряду с чернокварцевыми, в западной части разреза встречаются розовые, серые, лейкократовые и серокварцевые гранатсодержащие аплито-пегматоидные граниты, которые, возможно, следует относить к вознесенскому комплексу. Чернокварцевые граниты, в свою очередь, также встречаются в восточной части, но только в виде жил, секущих серые гранат-биотитовые граниты.

Чернокварцевые граниты крайне неравномернозернистые, часто порфиридные. Порфиробласты сложены калишпатом и гранатом. Граниты нередко огнейсованы и катаклазированы, поскольку все породы фактически находятся в Звенигородско-Анновской зоне разломов. Порфиробласты калишпата, несомненно, наложенные: они возникают как в ненарушенных гранитах, так и в катаклазитах и в ксенолитах чарнокитов. Распределение порфиробластов очень неравномерное. Порфиробласты граната выглядят в обнажениях также наложенными, причем гранатизации подвергаются и граниты, и ксенолиты чарнокитоидов.

Калишпат решетчатый; решетка шахматно-сноповидная, реже – сноповидная. Развитие решетки участковое, реже – участково-зональное: центральная часть кришто- и микрорешетчатая, по краям зерен – крупнорешетчатая или вообще нерешетчатая. Подобно верблюжско-боковьянским гранитам и в отличие от новоукраинских, двумерные пертиты по размеру и количеству распределяются в виде обособленных участков, а одномерные пертиты – равномерно по всей площади зерна. Широко развит разнообразный мирмекит. Плаггиоклаз содержит антипертиты замещения.

Гранат в чернокварцевом граните имеет состав:  $Pu_{12,7-13,3}, Alm_{75,6-78,2}, Sps_{2,3-4,9}, Gs_{5,0-4,2}, f=86,4-85,1\%$  (табл. 6.22). Состав граната практически одинаковый для всех пород, что, по-видимому, подтверждает его наложенный характер. На диаграмме [52] составы гранатов располагаются в полях амфиболитовой и переходной к гранулитовой фаций. Низкое содержание спессарти-на отличает этот гранат от граната аплитоидных гранитов. Биотит красновато-бу-рый, высокотитанистый, умеренно железистый,

с низкой степенью окисления железа; по составу типично апоплитовый. Железистость биотита 55-65%. Благодаря переменному составу биотита, обусловленному составом вмещающих пород и постоянству состава граната, по геотермометрам получены разные температуры, чаще всего отвечающие гранулитовой фации – около 720°C. В обнажениях можно наблюдать, что биотит и гранат выступают как минералы-конкуренты: с появлением граната в породе уменьшается содержание биотита вплоть до полного его исчезновения. Причина дегидратации биотита – возрастание восстановленности флюида и доли CO<sub>2</sub> в нем.

Исследование люминесцентных свойств полевых шпатов и кварца, выполненное Т.А. Рокачук [616], обнаруживает неоднородность свойств этих минералов, которая заключается в сочетании признаков гранулитовой и амфиболитовой фаций с преобладанием характеристик последней [616].

Кварц чернокварцевых гранитов в ряду чарнокит–гранит имеет наименьшую I<sub>РТЛ</sub> – 2100 усл. ед. Еще меньше I<sub>РТЛ</sub> в жильных гранитах этого типа – 480 усл. ед. Это объясняется тем, что названные породы содержат наименьшее количество Li<sup>+</sup>, являющегося, по-видимому, на-ряду с Na<sup>+</sup> ионом-компенсатором Al-центра. Судя по спектрам рентгенлюминесценции, в чернокварцевых жильных гранитах сохраняется гранулитовый кварц, в других гранитах появляется примесь более низкотемпературных генераций кварца и люминесцентные характеристики уже отвечают амфиболитовому уровню. Радиационная дымчатая окраска кварца обусловлена релеевским рассеиванием вследствие наличия в его структуре дырочных центров [AlO<sub>4</sub>]<sup>5-</sup> и не связана с присутствием фазовых включений, как в голубом кварце. При нагреве до 400°C дымчатая окраска исчезает.

Интенсивность РТЛ КПШ гранитов находится в пределах 8000-12000 усл. ед. и отвечает высокой амфиболитовой фации. Форма кривых термовысвечивания КПШ сложная, свидетельствующая об их неоднократной переработке. I<sub>РТЛ</sub> плагиоклазов по величине сопоставимо с I<sub>РТЛ</sub> КПШ – в пределах 8700-16000 усл. ед. Интересно отметить, что по повышенной концентрации Mn-центров эти плагиоклазы сопоставимы с плагиоклазом вмещающих пород Клинецовского золоторудного месторождения.

Для многих пород догранитового петрографического уровня, установлено, что вкрапленники являются более высокотемпературными образованиями, чем КПШ основной ткани, то есть процесс калишпатизации осуществлялся прогрессивно.

По особенностям люминесценции каличковых порообразующих минералов чернокварцевые граниты района р. Б.Высь сопоставимы с жильными и метасоматически измененными гранитами Новоукраинского массива.

Сохранение памяти о пребывании в гранулитовой фации зафиксировано в микродефектных характеристиках каличковых минералов и означает неоднократную переработку гранулитового субстрата в условиях высокой амфиболитовой фации.

Изучение состава флюидов в породах разреза показало, что от гранулитов Среднего Побужья они отличаются несколько более высоким содержанием CO<sub>2</sub> и наличием заметного количества азота: N<sub>2</sub>=0,05-0,136%. Причину повышенных содержаний, особенно азота, авторы [616] склонны видеть в функционировании глубинных растворов восстановительного характера, связанных с формированием Новоукраинского плутона.

Из аксессуарных минералов в гранитах весьма обычны монацит; есть также циркон, апатит, турмалин и анатаз. Два последних минерала типичны и для новоукраинских гранитов. Рудные минералы, кроме небольшого количества сульфидов, практически отсутствуют. Цир-кон представлен преимущественно коричневыми полупрозрачными кристаллами цирконового типа с удлинением 2,0-3,0. Содержание циркона колеблется в пределах 60-400 г/т. Его возраст методом общего свинца определен

в 2,2 млрд лет. В жильных гранитах, в соответствии с их магматическим генезисом, кристаллы циркона простые. Содержание монацита в среднем 100-200 г/т, а в жильном граните возрастает до 700 г/т.

В соответствии с геохимической характеристикой чернокварцевые граниты определяются как нормальные граниты щелочно-известкового ряда: Ni – 7,5, Co – 2,3, Cr – 14, V – 20, Zr – 55, Sn – 7, Nb – 6, Cu – 20, Pb – 20, Zn – 45, Ba – 700, Sr – 90, Li – 20, Rb – 60, Cs – 0,75, Y – 2,5 г/т.

По химическому составу чернокварцевые граниты отличаются от новоукраинских разрезе, что неоднородным распределением коэффициента железистости – от очень высокого до умеренного (см. табл. 6.22). Это – субглиноземистые граниты субщелочного ряда. Точки их состава располагаются в поле биотит–гранатовых и пироксеновых гранитов (см. рис. 6.21). Высокую степень окисления железа имеет только жильный гранит.

С помощью двуполевошпатового термометра М.Фурмана и Д.Линдсли, усовершенствованного Н.К.Крамаренко, определены параметры кристаллизации КПШ-бластов и основной ткани: T=690°C, P=630 МПа. Магматический генезис доказан только для жильного чернокварцевого гранита. Расплав такого состава мог появиться при T=870°C, P= 300 МПа и кристаллизовался при T=770°C. Такие же условия равновесия гранат-биотитовых пар.

Таблица 6.22.

Химический состав пород и минералов чернокварцевых гранитов р.Б.Высь

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	70,69	72,92	71,06	76,46	32,76	37,32	37,16	37,51
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,14	0,16	0,68	5,20	0,04	0,04	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,53	14,44	15,22	12,92	16,35	19,91	20,65	21,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,39	0,37	0,65	3,63	0,01	0,01	–
FeO	2,44	1,63	1,46	0,69	21,40	34,50	33,19	34,57
MnO	0,03	0,09	0,05	0,05	0,12	2,18	2,40	0,96
MgO	0,10	0,55	1,19	0,51	7,43	3,44	3,20	3,15
CaO	1,60	1,07	1,71	0,95	0,01	2,25	2,47	2,27
Na <sub>2</sub> O	3,36	2,56	3,01	2,28	0,01	0,19	0,33	–
K <sub>2</sub> O	5,16	6,20	4,96	6,42	8,19	0,01	0,01	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,26	0,15	0,08	0,01			
F	–	0,01	0,02	0,01	–			
П.п.п.	0,88	0,40	0,71	0,91	4,22			
Сумма	99,97	100,66	100,87	102,01	99,33			
F <sub>2</sub> f	97	79	61	73	65	85	86	86
F <sub>0</sub> ,f <sub>0</sub>	16	18	20	47	13			

Примечание. 1-4 – чернокварцевые граниты: 1 – биотит-гранатовый гранит, с. Кальниболота, № 4686; 2 – то же, с. Марьяновка, № БВ-1; 3 – то же, с. Кальниболота, № БВ-1а; 4 – гранит жильный, с. Марьяновка, № БВ-3. 5-8 – минералы: биотит, № БВ-1а; 6 – гранат, № БВ-1; 7 – гранат, № БВ-1а; 8 – гранат, № БВ-3.

По ряду косвенных признаков – наличию ксенолитов чарнокитов, унаследованности свойств полевых шпатов и кварца, термобарометрическим характеристикам – можно предположить, что пироксенсодержащие граниты образовались на месте чарнокитоидов ташлыкского комплекса, в том числе и эндербитов. Полная аналогия люминесцентных свойств калишпата, восстановительный характер гранатизации, специфический черный кварц, высокие температуры гранитообразования, химический состав гранитов, наконец, пространственная близость, позволяют связывать генезис чернокварцевых гранитов с формированием Новоукраинского плутона.

### 6.6.5. Корсунь-новомиргородский комплекс

Комплекс представлен Корсунь-Новомиргородским плутоном в северо-западной части Ингульского района и в его составе – Русскополянским массивом.

#### 6.6.5.1. Корсунь-Новомиргородский плутон.

Опубликованных материалов по Корсунь-Новомиргородскому плутону сравнительно с Коростенским неизмеримо меньше. Главным образом, это публикации юрифесв: В.С.Соболева, который и назвал комплекс «плутоном Корсунь-Новомиргород», Б.А.Попова, В.И. Лучицкого, Н.И.Безбородько, В.Е.Тарасенко, Ю.Ир.Половинкиной, а из более поздних авторов – Ю.В.Конюнова, К.И.Свешникова, В.С.Тарасенко, Ю.П.Оровецкого, С.Г.Кривдика, Г.А.Иванченко. Такое невнимание объясняется относительно слабым проявлением пегматитов и связанных с плутоном редкометалльных гранитов, что, в свою очередь, обусловлено низким эрозионным срезом плутона. Для исследования плутона многое было сделано геологами Черкасской экспедиции.

Плутон, общей площадью около 6000 кв. км, вытянут в субмеридиональном направлении. Он внедрен в толщу преимущественно глиноземистых гнейсов ингуло-ингулецкой серии с гранитами кировоградского типа и лишь в своей южной части контактирует с порфиroidными гранитами Новоукраинского массива (рис. 6.23). Контакты гранитов с вмещающими породами резкие, четкие, нередко тектонические с зонами катаклаза и милонитизации [770]. В контактах известны роговики пироксен-роговиковой фации. Такие роговики изучены геологом С.П.Кирилловым и нами по скважинам в северо-западном экзоконтакте плутона, в районе с. Селище. В экзоконтактах плутона широко развиты гранофиры с характерным дактилоскопическим проращением калишпата кварцем. По данным Г.А.Иванченко [309], в экзоконтактах рапакиви возникают типичные анатектиты, постепенно переходящие в гранофирные граниты и далее – в рапакиви.

Более молодой возраст плутона относительно рамы отмечали еще первые исследователи. В частности, В.И.Лучицкий описал активный контакт рапакиви с мигматитами по р. Рось и отметил наличие двух разновидностей анортозитов – светлой и темной. В гранитах рапакиви известны находки ксенолитов гранитов житомирского и кировоградского типа, разнообразных гнейсов, известково-силикатных кристаллосланцев и чарнокитоидов. Количество ксенолитов, например в лабрадоритах Смелянского массива уменьшается с удалением от контакта [365]. Контакты плутона в районе Городищенского и Смелянского массивов полого падают под породы рамы.



Рис. 6.23. Схематическая геолого-петрографическая карта Корсунь-Новомиргородского плутона [385].

1 – гнейсы и сланцы ингуло-ингулецкой серии; 2 – граниты и мигматиты новоукраинского комплекса; 3 – габбро-анортозиты; 4 – габбронориты; 5 – габбро-монциты; граниты группы рапакиви: 6 – с оливином и пироксеном; 7 – безвоидные и мелкоовоидные; 8 – мелко- и среднеовоидные гранофирные; 9 – крупноовоидные; 10 – биотитовые граниты рапакиви; 11 – метасоматические сиениты, щелочные сиениты и альбититы; 12 – разрывные нарушения.

Очень мало данных о взаимоотношениях Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского плутонов. Согласно Г.А.Иванченко, в контакте мелкоовоидных рапакиви с порфиroidными новоукраинскими гранитами калишпат гранитов “плавает” в рапакиви. С.Г.Кривдик и др. [445] отмечают интрузивный характер контакта фаялит-геденбергитовых сиенитов южной части плутона с порфиroidными гранитами Новоукраинского массива. Контакт резкий, структура сиенитов в контакте с гранитами имеет закалочный характер.

На 75-80% Корсунь-Новомиргородский плутон сложен гранитами, на 10-15% – основными породами и на 3-5% – монцитоидами и другими образованиями.

В тектоническом отношении Корсунь-Новомиргородский плутон представляет собой опущенный участок земной коры, ограниченный, подобно Коростенскому плутону, кольцевыми разломами. Это выражено в

округлой форме обоих гранитных массивов, а также в обрамлении анортозитовых массивов габброноритами (см.рис.6.23).

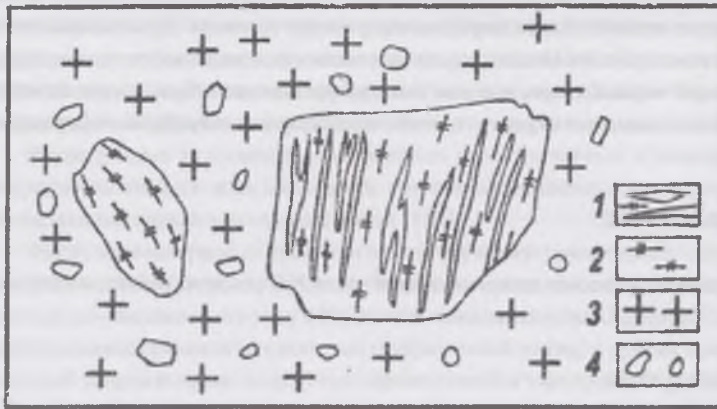


Рис. 6.24. Ксенолиты чарнокитоидов в граните рапакиви, с.Поповка. 1 - мигматизированный пироксеновый кристаллосланец; 2 - эндрит гайворонского типа; 3 - рапакивидный гранит; 4 - кристаллы микроклина в граните. Рис. С.П.Кириллова.

В.С.Соболев допускал наличие в плутоне "окон" древнего фундамента, подобно Коростенскому плутону, но они пока не обнаружены и вряд ли будут установлены ввиду низкого эрозионного среза плутона. Глубинное строение плутона существенно отличается от Коростенского [747]. На глубинах 10-12 км здесь обнаружен выдержанный горизонт  $K_2$  с субгоризонтальным залеганием, отвечающий поверхности гранулитового

фундамента. Следовательно, можно предположить, что вертикальная мощность Корсунь-Новомиргородского плутона меньше. По расчетам Ю.П.Оровецкого [590], на глубине 5 км расположено несколько тел, отвечающих по физическим свойствам как гранитам, так и основным породам. Раздел Мохо находится на глубинах 40-46 км, в среднем - на 42 км, то есть толщина коры здесь несколько меньше, чем средняя по УЩ (44,6 км) [747]. Можно, опять-таки предположить, что подъем Мохо, в соответствии с принципом изостазии, обусловлен наличием в верхней части коры облегченных пород. На глубинах 4-10 км установлен слой с пониженной скоростью - 6,1-6,3 км/с. Возможно, он и является компенсирующим гравитацию телом. Любопытно, что этот слой является общим для двух плутонов - Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского.

В пределах плутона на меридиональном профиле XXX раздел Мохо не расчленен [747]. Погружение горизонтов  $K_2$  и М на 5 км происходит только на границе с Новоукраинским плутоном по разлому, падающему на юг под углом  $80^\circ$ . Уровень расчленности земной коры в районе плутона небольшой. Предполагается, что внедрение интрузивного материала Корсунь-Новомиргородского плутона происходило на небольших глубинах - 1-4 км против 1-10 км - Коростенского плутона. Мощность интрузий основных пород не превышает 2-3 км против 6-8 км по нижнему уровню интрузий Коростенского плутона

В последовательности формирования пород Корсунь-Новомиргородского плутона много общего с Коростенским плутоном. Некоторые геологи считали, что первой фазой плутона были граниты, а второй - основные породы. Теперь общепринятым является обратное соотношение, особенно хорошо аргументированное для Коростенского плутона: первыми внедрились основные породы, затем - граниты. Ю.В.Кононов [385] приводит пример нахождения ксенолита белых анортозитов в темно-серых анортозитах, то есть подобно коростенским, анортозиты являются, по меньшей мере, двухфазными. Это еще раньше отмечал и В.С.Соболев. Ю.В.Кононов видел также ксенолит белого анортозита в порфиридовом норите. По данным К.И.Свешникова [647], порфиридовидные нориты секут серые анортозиты. Монцитоны Коростенского плутона всеми исследователями рассматриваются как гибридные породы в контакте анортозитов с гранитами. Любопытно, что по содержанию бора (4,4-4,8 г/т) основные породы резко отличаются от сиенитов, в которых оно в 3-4 раза выше [296]. Такие резкие различия в содержании бора не могли возникнуть при образовании монцитонов под воздействием гранитов, поскольку содержание бора в них в среднем 8,0 г/т.

Наиболее основательно возрастные соотношения пород плутона рассмотрены К.И.Свешниковым [647]. В частности, он убедительно показал, что монцитоны образуют автономные тела, секущие анортозиты и, в свою очередь, рассекаются гранитами рапакиви. Эту точку зрения поддерживают С.Г.Кривдик и др. [445], Д.Н.Щербак и др. [861]. И граниты, и монцитоны испытывают приконтактные изменения: граниты обогащаются темными цветами, а монцитоны - оводами калишпата. Впрочем, этот вывод нельзя считать однозначным. Так, на разрезе скважины, перебурившей контакт биотит-амфиболовых гранитов (вверху) и лабрадоритов (внизу) и приведенном в работе Ю.В.Кононова [385], хорошо видно, что переход от гранитов к анортозитам, даже если мощность чередующихся тел гранитов составляет первые метры, осуществляется через зону монцитонов. Правда, это могут быть как слои, так и жильные тела. В.С.Соболев видел совершенно постепенные переходы от гранитов к монцитонам. В.С.Тарасенко и др. [725], отмечая постоянную ассоциацию монцитонов с габброанортозитами в их контакте с гранитами, считают эту связь закономерным результатом метаморфогенно-метасоматического преобразования (гранитизации) габброанортозитов под воздействием гранитов рапакиви. При этом тыловой частью зонального монцитон-норитового комплекса служат граниты, а фронтальной - рудные оливинсодержащие габброанориты. Преобразования габброанортозитов происходили, по их мнению, в РТ-условиях гранулитовой фации с понижением до более низких ступеней, под которыми авторы [725] понимали, возможно, зоны автометасоматоза. Представленная этими авторами в качестве доказательства колонка по одной из скважин может интерпретироваться и как колонка расслоения.

Рапакиви сопровождаются дайками амфибол-биотитовых и мусковит-биотитовых гранитов. Последние, кроме даек, образуют более крупное тело и известны под названием искренских гранитов. В них установлены ксенолиты лабрадоритов. Самыми поздними являются жилы турмалиновых и морионовых пегматитов, а также жилы альбититов. Дайки габбро-диабазов и лампрофиров, по-видимому, не связаны с образованием плутона. Общая последовательность формирования пород, по К.И.Свешникову [647], такая: расслоенные анортозиты → жильные порфиридовидные нориты → монцитоны → рапакиви → дайковые граниты → пегматиты. Авторы [615] принимают такую схему: рапакиви - монцитоны - гранофировые граниты, хотя их мнения разделились.

Надежно определен возраст циркона только из рапакиви – 1750±5 млн лет [193], следовательно, рапакиви обоих комплексов УЩ одновозрастные. Анализированный циркон принадлежит одной генерации: он вполне однородный. В.С.Соболев отмечал скелетные (отрицательные) кристаллы циркона.

Основные и средние породы образуют в плутоне пять массивов: в северной части – Межиреченский (50 кв. км), в центре – Городищенский (200 кв. км), Смелянский (350 кв. км) и Русскополянский, на юге – Новомиргородский (720 кв. км) с обособлениями Терновским и Маловисковским (см. рис. 6.23).

Все разнообразие основных пород обусловлено наличием или отсутствием в них оливина, сменой ортопироксена клинопироксеном, переходами от мелано- к мезо- и лейкократовым разновидностям [385]. Мощность отдельных слоев выражается первыми метрами. Кроме основных пород, Ю.В.Кононов отмечает отдельные слои бистит-амфиболовых гранитов, сиенитов и монцонитов. Среди пород он выделяет: полевощатовые ультрамафиты, троктолиты, оливинные и безоливинные габбронориты, нориты, габбро, габбролабрадориты, лабрадориты, монцониты и дайковые породы.

Анортозиты в массивах основных пород составляют 70-80%. Среди прочих пород преобладают оливинные и безоливинные нориты.

Ультрамафиты и троктолиты очень редки. Они образуют шлировые выделения и слойки толщиной до 20 см. Представлены полевощатовым гарцбургитом, полевощатовыми орто- и клинопироксенитами, вебстеритами. Количество плагиоклаза в ультрамафитах достигает 30%.

Анортозиты и габброанортозиты – серые и темно-серые, крупно- и среднезернистые. Сложены таблитчатым антипертитовым плагиоклазом №№ 45-56, образующим типичный кумулит. Плагиоклаз иризирует в синих, сиреневых, реже – в зеленых тонах. Интеркумулюс – оливин, пироксены, редко кварц, микропегматит, биотит и рудные минералы. Из пироксенов преобладает ромбический. Среди мезократовых пород преобладают нориты и оливинные нориты. Они серые и темно-серые, средне- и мелкозернистые. Структура норитов габбровая, нередко порфиридная за счет вкрапленников плагиоклаза № 55. В рудных габброноритах, где содержание ильменита достигает 13, а апатита – 10%, структура сидеронитовая [385, 725].

Породообразующие минералы в ультрамафитах и мафитах отличаются удивительным однообразием состава.

Средний состав плагиоклаза № 57 против № 53 в коростенских породах [599]. Ортопироксен содержит экссолюционные вроски клинопироксена. Оливин имеет железистость 70-78%, ортопироксен – 48-57%.

Среди монцонитов выделяются габбромонцониты (ортоклазовые габбро), монцониты и кварцевые монцониты, близкие к сиенитам. Это – черные мелкозернистые породы с овоидами калишпата. Структура габбровая или монцонитовая. Габбромонцониты сложены антипертитовым плагиоклазом №№ 40-45, клино- и ортопироксеном, калишпатам (до 25%), оливинном (до 3%), кварцем (до 2%), биотитом с железистостью до 80%, зеленой роговой обманкой, грюнеритом, рудными минералами. Фаялит замещается грюнеритом (“кисвитом”). С переходом к монцонитам в породах повышается роль калишпата – микроклина, плагиоклаза и кварца, появляется буровато-зеленая роговая обманка, но оливин и пироксены сохраняются. Темноцветы в монцонитах достигают максимальной железистости. В частности, оливин имеет f=99%. Известны монцонитоиды, близкие по составу и структуре к гранитам рапакиви: кварц в них приобретает характерный идиоморфный облик.

Таблица 6.23.

Химический состав ультрамафит-мафитовых пород Курсунь-Новомиргородского плутона

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	35,83	38,62	41,30	41,95	44,99	51,60	54,29	52,73	47,30	55,05	61,65	62,16
TiO <sub>2</sub>	5,33	4,34	4,54	4,96	5,76	2,46	0,76	0,97	1,27	1,70	0,67	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,16	15,92	12,99	16,45	16,00	13,70	24,06	23,76	15,64	14,24	15,97	17,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,86	1,47	1,14	0,89	1,00	1,59	1,52	1,30	2,47	2,06	1,58	1,91
FeO	32,20	20,44	20,82	15,95	14,79	12,74	3,13	4,29	17,40	12,06	6,90	5,71
MnO	0,42	0,24	0,19	0,20	0,23	0,21	0,05	0,04	0,27	0,13	0,12	0,12
MgO	8,63	4,59	5,55	4,79	6,07	4,48	1,50	1,34	1,47	1,75	0,12	0,24
CaO	4,26	9,73	7,00	9,25	6,97	6,10	8,91	9,34	6,97	4,48	3,19	2,40
Na <sub>2</sub> O	1,20	1,07	2,87	2,27	2,25	2,73	4,11	3,38	2,39	3,51	3,92	3,90
K <sub>2</sub> O	0,59	0,17	0,87	0,40	0,36	2,16	1,08	1,03	2,51	3,14	5,94	3,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,43	1,73	2,99	1,22	0,63	0,69	0,23	0,34	1,09	0,50	0,07	0,09
SO <sub>3</sub>	0,03	0,02	–	0,03	0,01	0,02	0,15	0,20	0,20	–	0,04	0,11
H <sub>2</sub> O–	0,15	0,14	–	0,07	0,10	0,10	0,21	0,11	0,04	0,07	0,20	0,11
CO <sub>2</sub>	0,14	0,14	–	0,39	0,27	0,34	–	–	–	–	–	0,50
П.п.п.	0,66	0,77	–	0,69	0,88	0,84	–	1,17	0,66	0,89	0,89	0,84
Сумма	99,89	99,24	100,29	99,39	100,31	99,76			99,68	99,58	100,37	99,64
F	80	83	80	78	72	76	76	81	93	89	99	97
Fo	8	7	5	5	6	9	65	23	12	14	19	25

Примечание. 1-4 – оливинные породы, 5, 6 – безоливинные: 1 – гарцбургит, 2 – троктолит, 3 – норит, 4 – габбронорит, 5 – норит, 6 – габбронорит. 7 – анортозит Новомиргородского массива, ср. из 13 ан; 8 – анортозит Городищенского массива, ср. из 4 ан; 9 – габбромонцонит, 10 – монцонит, 11 – наиболее распространенный массивный сиенит из тела на юге плутона; 12 – жильный монцонит среди новоукраинских гранитов. Анализы 1-10 из [385], 11, 12 – из [445]

Основные породы характеризуются высокой общей железистостью, более высокой, чем в аналогичных породах Коростенского плутона, высоким содержанием  $TiO_2$  и повышенным  $K_2O$  (табл. 6.23). При этом железистость оливинсодержащих пород несколько выше, чем безоливиновых. От аналогичных пород Коростенского плутона они отличаются значительно более низкой окисленностью железа, что следует связывать с более высокой восстановленностью и, вероятно, большей глубиной формирования магмы. Для них установлена также прямая корреляция содержания нормативного ортоклаза и кремнезема [600]. Анортозиты и габброанортозиты отличаются низкими содержаниями элементов группы железа: Cr – 12-40, N – 7-29, Co – 13-31, V – 40-68 г/т [266]. Обращает внимание обратное отношение Ni и Co, не типичное для основных пород.

К южной части Смелянского габбро-анортозитового массива приурочено Носачевское титановое месторождение [959]. Рудное тело, сложенное рудным габброанортитом, имеет линзообразную форму и прослежено по простиранию на 1,5 км. Рудный габброанортит окружен габброанортитом, переходящим в монзогабброанортит и далее в кварцевые андезиты и габброанортозиты. Содержание  $TiO_2$  в рудном теле составляет 7%.

Граниты принято разделять на два массива: Корсунь-Шевченковский (северный) и Шполянский (южный), расчлененные Городищенским и Смелянским массивами анортозитов. В.И.Луцицкий выделил два типа рапакиви: каневский (впоследствии его стали называть корсунским) и черкасский. Корсунский тип – зеленовато-серый крупноовоидный с «основным» подтипом, обогащенным темноцветами. Черкасский тип рапакиви отличается темной, почти черной окраской, меньшими размерами овоидов и большим содержанием темноцветов. На основании проведенных геолого-съёмочных работ Ю.В.Кононов и В.А.Дусяцкий предложили такое дробное расчленение: граниты рапакиви с оливином и пироксеном – в южной части плутона, безовоидные и мелкоовоидные в приконтактовых восточной и западной частях Шполянского гранитного массива, мелко- и среднесовоидные гранофировые – в центральных частях обоих гранитных массивов, крупноовоидные рапакиви – главная гранитная составляющая обоих массивов. По-видимому, это расчленение идеализировано, так как разные виды рапакиви встречаются в одном обнажении. Близок и минеральный состав разных видов.

Преобладающие типы гранитов – биотит-амфиболовые овоидные рапакиви и порфиroidные (безовоидные) рапакивидные граниты. Нередко минеральный состав гранитов отклоняется в сторону сиенитов. Обычно для рапакиви принято сохранять номенклатуру В.И. Луцицкого.

Таблица 6.24.

Химический состав минералов и гранитов Корсунь-Новомиргородского плутона

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$SiO_2$	35,50	34,09	33,94	34,25	72,50	72,27	71,01	71,05	74,60	69,30
$TiO_2$	8,20	2,29	4,03	0,71	0,43	0,40	0,38	0,50	0,40	0,50
$Al_2O_3$	8,20	16,66	11,89	13,76	13,07	12,98	13,73	13,40	11,70	15,20
$Fe_2O_3$	5,05	4,79	2,73	5,03	0,67	0,70	0,55	0,70	1,20	0,37
FeO	29,67	21,17	31,82	31,01	2,69	2,69	3,12	2,70	1,20	3,02
MnO	0,23	0,22	0,14	0,34	0,05	0,03	0,04	0,06	0,03	0,07
MgO	1,27	7,00	1,75	3,48	0,89	0,70	0,72	0,40	0,20	1,09
CaO	8,89	0,28	1,53	–	1,39	1,51	1,24	1,70	1,00	2,00
Na <sub>2</sub> O	1,40	0,50	1,18	0,19	2,52	2,85	3,00	2,80	2,60	3,54
K <sub>2</sub> O	1,46	8,74	7,15	7,36	5,27	5,24	4,92	5,50	5,60	3,50
$P_2O_5$	0,23	–	–	–	0,09	0,18	0,22	0,10	0,06	0,06
F	0,45	0,30	0,20	0,59	–	–	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O–	0,10	0,28	0,18	0,30	–	0,04	0,09	–	–	–
П.п.п.	1,61	3,91	3,50	3,31	–	–	–	0,55	0,60	0,70
Сумма	100,26	100,23	100,04	100,33	99,57	99,59	99,02	99,40	99,70	99,87
F, f	94	67	92	85	85	83	87	90	92	76
Fo, fo	13	17	7	13	17	21	15	20	50	11

Примечание. 1 – роговая обманка из рапакиви, 2 – биотит из рапакиви, 3 – биотит из мелкозернистого рапакиви, Прудянский карьер, р. Шпола, 4 – биотит из пегматита рапакиви, 5 – рапакиви, среднее из 5 ан., 6 – «основной» рапакиви, ср. из 34 ан., 7 – рапакививидный гранит, ср. из 14 ан., 8 – рапакиви, ср. из 8 ан., 9 – гранофировый гранит, 10 – искренский гранит, с. Полянское. Анализы: 1, 2, 3 – из [767], 5, 6, 7, 8, 9 из [770], 10 – из [901].

В корсунских рапакиви размер овоидов достигает 4-5 см. Ядро овоидов сложено калишпатом, оболочка – зеленым олигоклазом. Рапакививидные граниты либо не содержат овоидов вообще, либо они выражены нечетко. Встречаются обратные овоиды – плагиоклаза с калишпатовой оторочкой. Неовоидные кристаллы калишпата содержат пойкилитовые включения кварца, расположенные в виде концентрических колец. КППШ развит в виде разнообразных по форме зерен – идиоморфных и ксеноморфных порфириобластов и овоидов, обособленных, ксеноморфных и пленочных в основной массе. Представлен промежуточными ортоклаз- и микроклин-пертитами. Зерна сильно целитизированы, в них наблюдаются лапчатые, нормально угасающие выделения кварца. Резко преобладает нерешетчатый КППШ. Содержание ортоклазовой фазы в нерешетчатых КППШ – 63%, оптическая упорядоченность 0,55-0,7, рентгеновская – 0,0-0,65. Высокая степень распада и большое содержание плагиоклаза в пертитовых вростках определили, по нашему мнению, низкую интенсивность рентгеновской люминесценции калишпата рапакиви – 2870 усл. ед. Еще ниже  $I_{FTL}$  в пегматитах. Калишпат отличается высоким содержанием редких щелочей: Li до 20, Rb до 400 г/т. Развитая на отдельных участках в редких зернах решетка

несовершенная, сноповидная, размеры индивидов мелкие. Пертиты, содержание которых достигает 35%, крупные несовершенные, ветвистые, шнуровидно- и пятнисто-ветвистые. Степень распада фаз довольно высокая, калиевая фаза очень чистая (94-97% Or). Средний валовый состав КПШ –  $Or_{72}Ab_{26}An_2$ .

Интенсивность рентгенстимулированной термолюминесценции КПШ корсунь-новомиргородских гранитов несколько выше, чем IPTЛ КПШ коростенских гранитов. Ее величина, как правило, отвечает значениям амфиболитовой фации, а в отдельных образцах – и высокой амфиболитовой фации. Форма кривой ТВ всегда сложная с отчетливым высокотемпературным максимумом, соизмеримым по интенсивности с основным пиком. Главной особенностью спектров РЛ КПШ является высокая интенсивность полосы излучения примесных центров излучения  $Fe^{3+}$ , в 85% случаев превышающая по интенсивности полосу излучения собственных центров  $AlO_4^{4-}$ , что однозначно отличает КПШ корсунь-новомиргородских гранитов от КПШ новоукраинских гранитов и сближает с КПШ боковьянских гранитов.

Плагиоклаз четко идиоморфный, нередко зональный: в центре №40, в оболочке – № 18. Он сильно мирмекитизирован и всегда антипертитовый.

Обычно IPTЛ плагиоклаза во всех изученных образцах ниже, чем IPTЛ КПШ и отвечает значениям нормальной амфиболитовой фации. Важнейшим признаком плагиоклазов корсунь-новомиргородских гранитов является сложная форма кривой ТВ, нехарактерная для плагиоклазов любой другой разности изученных нами гранитов Ингульского блока. На кривой ТВ наблюдаются два максимума, что свидетельствует о многоэтапности образования плагиоклаза и хорошо согласуется с его зональным строением и наличием оvoidных оболочек. Преобладающим центром излучения в плагиоклазах является  $Fe^{3+}$ -центр и на тройной диаграмме их фигуративные точки образуют отдельное поле (рис. 6.17, поле 5), близко расположенное к полю плагиоклазов боковьянских гранитов, то есть по типу спектров РЛ плагиоклазы корсунь-новомиргородских гранитов, также, как и КПШ, близки (но не идентичны) к плагиоклазам боковьянских гранитов. Столь же однозначны отличия люминесцентных характеристик кварца корсунь-новомиргородских гранитов, постоянно содержащего примесь  $Fe^{3+}$ , что говорит об окислительной обстановке кристаллизации в отличие от восстановительной в новоукраинских гранитах.

В целом можно заключить, что люминесцентные особенности полевых шпатов корсунь-новомиргородских гранитов – интенсивность РТЛ, сложная форма кривой ТВ КПШ и плагиоклазов, присутствие примесных центров излучения  $Fe^{3+}$  – свидетельствуют о сложной истории формирования этих пород, кристаллизовавшихся не одноактно в окислительной обстановке в РТ-условиях амфиболитовой фации.

Кварц выделяется двух морфологических видов: идиоморфный в виде клиновидных зерен в основной ткани и в овоидах и аллотриоморфнозернистый.

Роговая обманка темная, буро-зеленая, по краям сине-зеленая. Она отличается чрезвычайно высокой титанистостью и железистостью ( $f=94\%$ ) (табл. 6.24). В.С.Соболев определил амфибол как титанистый фортфедоровит. По современной номенклатуре он близок к феррогастингситу. Роговая обманка присутствует далеко не во всех рапакиви.

Биотит красно-бурый ( $TiO_2$  больше 3%) до черного ( $TiO_2=2-2,5\%$ ). Железистость биотита находится в пределах 67-92%, обычно выше 80%. Менее железистые красно-бурые биотиты, характерны для безамфиболовых гранитов апелитового состава. Более железистые биотиты по содержанию глинозема относятся к истонит-сидерофилитовому ряду. Биотит отличается очень высоким содержанием редких щелочей и низким – элементов группы железа: Li – 730, Rb – 600, Ni – 5, Co – 10, Cr – 40 г/т.

Данные по составу оливина, грюнгерита и клинопироксена отсутствуют; известно только, что все они высокожелезистые. Акцессорные минералы рапакиви изучены недостаточно. Обычно называют флюорит, апатит, циркон, ортит, рутил, сфен, ильменит, турмалин. Их, несомненно, больше.

Содержание ведущих элементов-примесей в рапакиви следующее: Li – 57, Rb – 190, Be – 2,8, Ba – 3070, Sr – 120, Sn – 6, Zn – 88, V – 12, Cr – 6,6, Co – 3,4, Ni – 5,5, Cu – 11,7 г/т [266]. Э.Г.Ишевская среди овоидных роговообманково-биотитовых гранитов выделяет две геохимические серии. Одна из них – с повышенными содержаниями РЗЭ, Pb, Sn и Be, вторая специализирована на Ba, Zr, Co, Cu, Ni, V. Согласно исследованиям О.В.Зинченко и др. [296], наибольшим содержанием бора характеризуются рапакиви – 8,0 г/т, меньше – в рапакививидных гранитах – 6,0 г/т. Эти величины не выходят за пределы содержания бора в породах рамы. Из всех массивов рапакиви Корсунь-Новомиргородский наиболее обогащен бором. Содержание бора в коростенских рапакиви – 5,2, в выборгских – 5,4, в салминских – 6,0 г/т.

Содержание РЗЭ в гранитах плутона находится в пределах кларков (табл. 6.25, рис. 6.25, 6.26).

Таблица 6.25.

Содержание РЗЭ (г/т) в породах Корсунь-Новомиргородского плутона

№№	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	(La/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*	ΣTR
1	67	127	56	8,9	1,22	1,8	5,9	0,72	7,6	0,36	312
2	70	132	65	6,5	2,8	2,3	7,4	0,95	6,3	0,94	345
3	62	115	53	9,0	1,8	1,8	5,5	0,71	7,5	0,6	291
4	12	25	10,5	1,0	0,34	1,2	1,1	1,1	7,3	0,5	65
5	15	30	15	2,7	2,3	0,55	1,3	0,19	7,7	2,2	83
6	31	54	23	3,9	1,6	0,72	2,0	0,23	10	1,14	137

Примечание. 1 – биотит-роговообманковый гранит, с. Вязивок, № 5251; 2 – то же, г. Корсунь-Шевченково, № 5260; 3 – биотит-роговообманковый гранофировый гранит, № 5269; 4 – гранат-биотитовый гранофировый гранит, г. Корсунь-Шевченково, № 5262; 5 – габбро-анортозит, г. Городище, № 5277; 6 – биотит-роговообманково-диопсидовый гранит, с. Поповка, р. Гнилой Ташлык.

Для всех пород плутона характерно слабо дифференцированное и удивительно одинаковое распределение РЗЭ: отношение  $(La/Yb)_N$  для всех пород близко к 7. Такие низкие величины  $(La/Yb)_N$ , как полагают [25] типичны для мантийных магм. Наибольшим содержанием РЗЭ обладают амфиболсодержащие граниты, где носителями выступают роговая обманка и клинопироксен. Судя по низкой величине суммы РЗЭ, гранофиновый гранит № 4 не является остаточным расплавом. Габбро-анортозит выделяется четким Eu максимумом, обусловленным осаждением плагиоклаза в виде примокристов по анортозитовой схеме дифференциации. По форме графики распределения РЗЭ гранитов близки к типу 3 [192], который характерен для субщелочных, щелочных и плюмазитовых гранитоидов из арсалов горячих точек. Для таких пород обычны высокие содержания Nb, Ta, Y, Zr, которые в данном случае не наблюдаются.

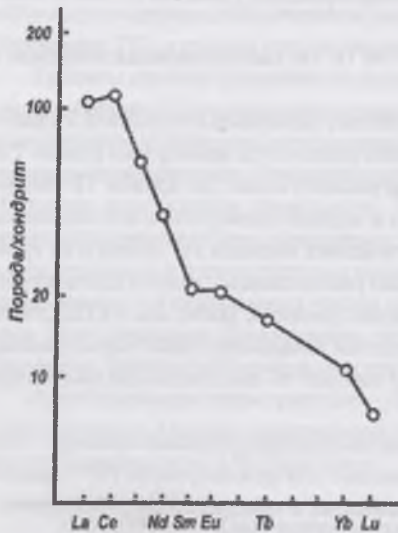


Рис. 6.25. Распределение РЗЭ в биотит-роговообманково-диопсидовом граните, с. Поповка, р. Гнилой Ташлык, № 5296. (см. табл. 6.25).

По химическому составу граниты не отличаются от своих коростенских аналогов (см. табл. 6.24). Главные их особенности: высокая калиевая щелочность, позволяющая относить граниты к субщелочному ряду, и высокая общая железистость. От коростенских гранитов их отличает несколько меньшая окисленность, что мы относим на счет более глубокой кристаллизации. «Основные» и биотитовые рапакивы по химическому составу совершенно не выделяются среди прочих гранитов. Высокая окисленность гранофиловых гранитов согласуется с их гипабиссальным характером.

Наличие роговой обманки, иногда оливина, свойства биотита, петрохимические особенности позволяют отнести граниты к ацобазитовой серии – i-гранитам. По классификации М.В. Минца [192] их можно сопоставлять с типом I-II – граниты активных континентальных окраин и островных дуг, и с типом А – граниты тыловодужных или внутриконтинентальных рифтов. Обычно их относят к субдукционным гранитам.

Генезис гранитов интрузивно-магматический [615]. Предполагается, что они выплавлялись на глубинах 15-20 км. Кристаллизация рапакивы осуществлялась при температуре 800-750°C, гранофиловых гранитов – при 700-750°C.

В юго-западной части плутона в районе с. Малая Виска, установлено поле пегматитов размерами 3 x 4 км [308, 365]. Сложной конфигурации тела пегматитов мощностью 5-10 м локализованы в эндоконтактах рапакивы с основными породами, с кровлей плутона и в самих рапакивы и приурочены к вертикальным трещинам или к крупным ксенолитам. По минеральному составу пегматиты не отличаются от гранитов и от пегматитов Коростенского плутона. Пегматиты нечетко зональные. От периферии к центру располагаются зоны: письменная, пегматоидная, полевошпатовая и кварцевая. Кварцевая зона часто содержит занорыши с кристаллами кварца. В северной части плутона среди гранитов рапакивы (карьер “Сивач” по р.Рось) описано тело камерного пегматита мощностью до 5 м [365]. Тело четко зональное: внешняя зона графическая, внутренняя – пегматитовая. Камера содержит кристаллы мориона, пакеты биотита, кристаллы флюорита, галенита, сфалерита. От коростенских пегматитов это тело отличается наличием сульфидов.

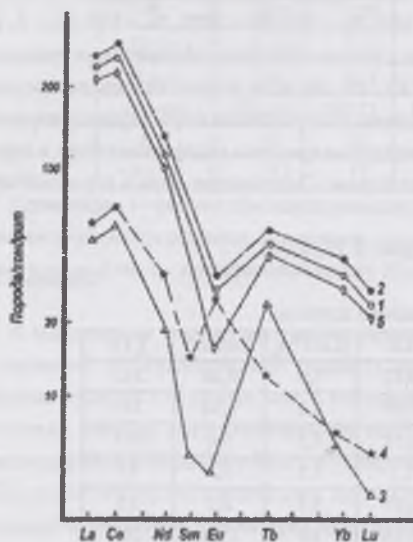


Рис. 6.26. Распределение РЗЭ в породах Корсунь-Новомиргородского плутона (см. табл. 6.25). 1 – биотит-роговообманковый гранит, с. Вязивок; 2 – то же, г. Корсунь-Шевченково; 3 – гранит, там же; 4 – габбро-анортозит, г. Городище; 5 – биотит-роговообманковый гранит-порфир.

Искренские граниты образуют преимущественно небольшие тела в западном контакте плутона [309]. Это – серые мелкозернистые граниты. Типичные граниты с. Искренное имеют состав: плагиоклаз – 31, нерешетчатый калишпат – 29, кварц – 33, мусковит – 0,9, биотит – 4,2%. Характерная текстурная особенность этих гранитов – гломеробастовые скопления биотита размером 2 x 1 см. Биотит бурый, по составу типично апоецелитовый,  $TiO_2=2,27$ ;  $Al_2O_3=19,82$ ;  $f=77\%$ ;  $f_0=17\%$ . В.П. Бухарев [137] сравнивает искренские граниты с островскими гранитами Волыни. Возможно, эти граниты являются результатом палингенеза глиноземистых гнейсов рамы под воздействием гранитной магмы плутона. По химическому составу – это типичные граниты житомирского типа.

Общей схемы, объясняющей строение Корсунь-Новомиргородского плутона как расслоенной интрузии, пока не существует. Тем не менее, расслоенный характер анортозитовой серии вполне очевиден. О наличии расслоенности основных пород впервые, вероятно, высказал мнение К.И. Свешников [647]. Он утверждает, что все крупные тела габброанортозитов имеют двухъярусное строение: верхние части сложены слоями анортозитов, нижние – расслоенными сериями от анортозитов до ультрамафитов. Как следует из разрезов



по некоторым скважинам [385], в них можно выделить макро- и микроритмы толщиной от десятков метров до сантиметров. Основу ритмов составляют анортозиты с сопутствующими более меланократовыми дифференциатами. Ю.В.Конопов отмечает тенденцию к концентрации оливинсодержащих пород и ультрамафитов в нижних частях разрезов, а гранитов, сиенитов и монцонитов – в верхних. На приведенных в [385] разрезах анортозиты перекрываются гранитами. Ю.П.Оронецкий и Л.М.Яблочкова [589, 590], исходя из гипотезы мантийного диапира, уверенно определяют Корсунь-Новомиргородский плутон как транс-коровую воронкообразную стратифицированную интрузию первичного щелочно-ультраосновного состава. Устанавливается последовательная смена дифференциатов сверху вниз: рапакиви, анортозиты, габбро, нориты, гипербазиты. Схема магмагизма плутона, согласно этим авторам, предусматривает генетическую связь рапакиви и щелочно-ультраосновной магмы. Их схема предполагает также более молодой возраст габброидов, которые возникают в результате отжимки основной магмы во вмещающие породы вследствие обрушения в очаг основной магмы кислой части интрузива.

Фаялит-геденбергитовые сиениты юго-восточной части плутона исследованы С.Г.Кривдиком, В.И.Орсой и В.П.Брянским [445] со свойственным этим авторам обстоятельностью. Описанные ими сиениты, монцосиениты и монцониты не связаны с анортозитами, как в других частях плутона, а залегают среди гранитов рапакиви в виде отдельных вытянутых тел размерами в 1-2 км. Их тела подковообразно окаймляют плутон и, возможно, приурочены к системе дугообразных прототектонических разломов. Тела сиенитов падают под плутон под углом 50°. От приконтактных с анортозитами монцонитов плутона описанные авторами сиениты отличаются еще более высокой, чем в аналогичных породах Коростенского плутона, почти максимальной железистостью темноцветов, заметной обогащенностью цирконием, редкими землями и ниобием. Все монцонитоиды кварц- и плагиоклазсодержащие.

Калишпат в сиенитах представлен ортоклазом мезо- и микропертитовым и содержит 35-45% альбита. Плагиоклаз №№ 26-28. Позднемагматический плагиоклаз более основной – № 33. Геденбергит с небольшой примесью акмитового и чермакитового компонентов имеет железистость 92-100%. Фаялит также имеет максимальную железистость – 98%. Идиоморфизм фаялита и геденбергита не проявлен. Амфибол – синевато- и буровато-зеленый феррогастингсит – образует крупные и скелетные зерна и является вместе с биотитом позднемагматическим минералом. Акцессорные минералы: ильменит, циркон, апатит, ортит, чевкинит, молибденит, флюорит, карбонаты. Содержание в сиенитах Zr (0,1-0,2%),  $TR_2O_3$  (до 0,2%) и Nb (0,02%) близко к содержанию этих элементов в щелочных породах. Вместе с тем они обеднены Sr и Ba, что характерно для конечных дифференциатов базальтовой магмы. Петрохимические особенности сиенитов – более высокая, чем в других породах железистость (89-97%) и низкая степень окисления железа.

Монцонитоиды рассматриваются [445] как магматические породы. Это подтверждается, в частности, наличием мелкозернистых эндоконтактных фаций и температурой гомогенизации включений в цирконе – 1250-1300°C. Высокая железистость темноцветов исключает их реликтовый генезис за счет метасоматоза базитов и даже рапакиви, как это предполагалось некоторыми авторами.

Происхождение фаялит-геденбергитовых сиенитов авторы [53] связывают с дифференциацией исходной субщелочной базальтовой магмы по феннеровскому пути. Согласно их расчетам, такая магма могла дать не менее 10% сиенитового расплава. Феннеровский путь более характерен при абиссальной кристаллизации плутонов, позже глубоко эродированных, что подтверждается высокой восстановленностью магмы, отсутствием в Корсунь-Новомир-городском плутоне эффузивов, малой распространенностью гранит-порфиров и широким развитием норитов. Авторы сопоставляют сиениты с породами восточно-приазовского комплекса. По нашему мнению, близкое геологическое положение и автономный характер позволяют сопоставлять эти тела с Ястребецким и Давилковским массивами Волыни, хотя последние, вероятно, менее глубинные. Кроме того, они различаются по содержанию некогерентных элементов: корсунь-новомиргородские, согласно критериям [445], относятся к зоне сжатия. Вероятно, здесь имеет место типичная конвергенция; существуют монцонитоиды как магматические, так и контактово-метасоматические.

#### *6.6.5.2. Русскополянский массив*

Русскополянский массив редкометалльных гранитов находится в северо-восточном эндоконтакте Корсунь-Новомиргородского плутона и пространственно составляет часть последнего. Массив имеет северо-западное простирание, вытянут на 40 км, расширяясь с 3 км на юге до 12 км на севере. Он вскрыт на глубинах 80-140 м. В своей южной части массив включает вытянутый также в северо-западном направлении одноименный массив габбро-норитов и анортозитов и этот факт однозначно подтверждает принадлежность Русскополянского массива к Корсунь-Новомиргородскому плутону. Е.М.Шермет и др. [840], однако, считают, что Русскополянский массив находится за пределами плутона. Северный контакт анортозитового массива с русскополянскими гранитами осуществляется по Русскополянскому разлому. На востоке и юге Русскополянский массив контактирует непосредственно с гнейсами чечелевской свиты и вмещает их ксенолиты. Жилы русскополянских гранитов секут габбро-анортозиты, а также граниты кировоградского комплекса южного обрамления массива. Авторы [840] относят формирование массива к периоду тектоно-магматической активизации и датируют, в частности его аплито-пегматоидные граниты, возрастом 1450-1320 млн лет (K-Ar метод).

Публикации по Русскополянскому массиву крайне ограничены [266, 776]. Изучением этих гранитов занимались Д.Ф.Володин, Н.Ф.Поддубный, В.К.Рябчун, Г.М.Карпов, Ю.Н.Савельев и другие геологи, но наиболее полное их исследование выполнено В.И.Воробьем с коллективом геологов Черкасской экспедиции. Лишь после их работ стало ясно, что в геологическом отношении русскополянские граниты принадлежат к анортозит-рапакивигранитному плутону. Тем самым подтверждается известное в геологии положение, согласно которому массивы рапакиви обязательно ассоциируют с литий-фтористыми гранитами.

Русскополянские граниты очень разнообразны как по структуре, так и по составу. Они могут быть порфирированными с разной насыщенностью порфирированными вкрапленниками разного размера, часто также равномернозернистыми от мелкозернистых до гигантозернистых. По составу граниты преимущественно биотитовые, редко – амфибол-биотитовые, что их роднит с гранитами рапакиви, иногда достигают состава граносиенитов. Собственно редкометальные граниты А.И.Воробей установил в юго-восточной части Русскополянского массива. По его представлениям, они являются гранитами группы рапакиви, метасоматически измененными в результате продвижения, судя по его карте, фронта К- и К-Na-метасоматоза с юго-востока на северозапад. Им выделен целый ряд последовательно возникавших фаз и фаций метасоматически измененных гранитов. Завершают преобразование граниты тыловых зон К- и К-Na-метасоматоза. К ним относятся темно-розовые мелкозернистые непорфирированные мусковит-биотитовые, биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, залегающие в виде жил, прожилков и малых тел, а также мелкопорфирированные, с мелко- и среднезернистой основной тканью, биотитовые и амфибол-биотитовые, также жильные граниты. Им предшествуют граниты передового фронта метасоматоза, возникшие за счет преобразования рапакиви. Эти граниты – розовые, мелко-среднезернистые, до крупнозернистых, мусковит-биотитовые, биотитовые, амфибол-биотитовые. К- и К-Na-метасоматоз накладывался на граниты частич-но гранулированные и перекристаллизованные, сохранившие порфирированную структуру исходных гранитов. К ним относятся светло-розовые мелко-, средне- и крупнопорфирированные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты.

Калишпат представлен высокоупорядоченным микроклином, хорошо решетчатым, без пертитов. Плагиоклаз имеет основность №№ 20-25; в гранитах последних стадий его основность уменьшается до альбита №№ 5-8.

Биотит в шлифах почти черный, в разрезах по базопинаккиду – грязно-коричневый, нередко в сростании с мусковитом. Биотит принадлежит к почти чистому сидерофиллиту (табл. 6.26). При этом он, за исключением биотита жильных, наиболее лейкократовых гранитов, отличается довольно высоким содержанием  $TiO_2$ , близким к таковому пержанских гранитов. Мусковит в шлифе заметно окрашен в буроватый цвет и слегка плеохроирует. Возможно, он, по аналогии со слюдой пержанских гранитов и с учетом высокой железистости биотита, является ферримусковитом. На литий слюды, к сожалению, не анализировались.

Люминесцентные особенности калишчатых минералов русскополянских гранитов исследованы Т.А.Рокачук.

Люминесцентные свойства КПШ русскополянских гранитов уникальны (см. рис. 6.17). Характерной особенностью этих КПШ является форма кривой термовысвечивания с тремя максимумами при  $T_{max}=180, 240$  и  $300^\circ C$ . Во всех случаях наибольшая интенсивность свечения наблюдается при  $T_{max}=240^\circ C$ , что вообще не характерно для КПШ неизмененных гранитов УЩ, в которых максимальное свечение наблюдается при  $180^\circ C$ . Такая сложная форма кривой ТВ, характерная не только для облученных, но и для природных образцов, сохраняется во всех выделенных разновидностях русскополянских гранитов – крупнопорфирированных, массивных средне-крупнозернистых, пегматоидных и даже мелкозернистых и окварцованных гранитах. Наличие высокотемпературных максимумов отражает присутствие в КПШ электронных ловушек с высокой термической устойчивостью, что может быть связано с интенсивным преобразованием минерала под температурным и радиационным воздействием. При этом преобладание интенсивности свечения в высокотемпературном максимуме над интенсивностью свечения в низкотемпературном максимуме наиболее сильно проявлено в КПШ гранитов, развивающихся по гранитам главной фазы. В целом интенсивность РТЛ отвечает значениям амфиболитовой фации и часто достигает значений высокой амфиболитовой фации. По этому параметру КПШ русскополянских гранитов занимают промежуточное положение между КПШ гранитов рапакиви и КПШ новоукраинских гранитов, причем по интенсивности РТЛ КПШ жильных и дайкообразных тел поздних фаз русскополянских гранитов аналогичны КПШ гранитов рапакиви. Отличает их лишь форма кривой ТВ. В спектрах РЛ наблюдаются интенсивные полосы излучения собственных центров  $AlO_4^{4-}$  и примесных центров  $Fe^{3+}$ , но концентрация Al-центров всегда выше, чем концентрация  $Fe^{3+}$ -центров. Такое же соотношение этих центров характерно для КПШ новоукраинских гранитов, а в КПШ гранитов рапакиви и амфибол-биотитовых курсунь-новомиргородских гранитов оно, как правило, обратное (по концентрации преобладают центры  $Fe^{3+}$ ).

Таблица 6.26.

Химический состав биотита из гранитов Русскополянского массива

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	35,88	34,51	32,54	36,91	35,56	34,12
TiO <sub>2</sub>	3,65	3,51	3,05	2,83	1,64	2,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	12,84	16,92	14,20	19,42	18,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,50	5,22	6,33	7,01	3,17	5,82
FeO	24,41	29,55	28,71	25,83	29,50	25,96
MnO	0,09	1,35	1,01	0,48	1,93	0,55
CaO	0,01	0,01	0,40	0,00	0,16	0,40
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,80	0,01	0,04	0,05	0,16
K <sub>2</sub> O	8,20	7,12	5,95	9,13	4,94	8,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,05	4,25	4,03	3,67	3,58	3,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,06
F	0,36	0,36	0,48	0,55	0,54	0,87
Сумма	99,67	100,00	100,02	101,01	101,02	101,19
F	99,5	93	95	97	90	97
Fe	26	14	17	20	9	17

Примечание. 1 – скв. 649, № 1; 2 – скв. 209, № 31 А; 3 – скв. 622, № 1; 4 – скв. 209, № 15 А; 5 – скв. 211, гл. 493 м; 6 – скв. 211, гл. 206,7 м. Колл. А.И.Воробья

быть использована в поисковых целях.

Лилловый, светлосерый и дымчатый кварц, наблюдающийся в основной массе пород, судя по люминесцентным характеристикам, является низкотемпературным и, по видимому наложенным, метасоматическим минералом. По характеру спектра РЛ он больше всего похож на кварц пержанских или каменноугольских алогранитов.

При сопоставлении люминесцентных характеристик калишпатов, изученных Т.А.Рокачук, с геохимическими особенностями содержащих их гранитов, была установлена значимая обратная корреляция отношения  $AlO_4^{4-}/Fe^{3+}$  с содержанием редких земель в породе, которая может

Химический состав гранитов Русскополянского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	69,32	75,47	73,32	74,12	74,36	75,64	73,40	72,97	70,80	76,39	76,06
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,21	0,20	0,27	0,11	0,12	0,14	0,17	0,21	0,04	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,46	13,02	13,89	12,14	13,04	12,67	13,97	13,97	14,13	12,72	13,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	0,28	0,62	0,47	0,63	0,50	0,60	1,08	0,95	0,80	0,82
FeO	2,39	2,25	2,85	3,63	2,64	2,51	2,64	2,70	3,89	1,92	1,01
MnO	0,05	0,04	0,04	0,07	0,04	0,06	0,03	0,05	0,06	0,01	0,01
MgO	0,33	0,23	0,13	0,13	0,10	0,04	0,12	0,15	0,14	0,08	0,09
CaO	1,07	1,37	1,06	1,84	1,20	1,14	1,20	1,33	1,35	0,80	0,75
Na <sub>2</sub> O	2,80	2,26	2,34	2,35	2,26	2,44	2,65	1,94	2,56	2,74	2,79
K <sub>2</sub> O	6,04	4,88	5,51	4,98	5,62	4,87	5,25	5,63	5,89	4,49	4,80
H <sub>2</sub> O+	1,10	0,96	0,76	0,71	0,57	0,53	1,01	1,04	0,52	0,38	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,07	0,03	0,05	0,02	0,03	0,01
F	0,04	0,44	0,44	0,62	0,62	0,61	0,41	0,36	0,40	0,47	0,49
Сумма	101,18	101,45	101,21	101,36	101,21	101,20	101,45	101,45	100,93	100,87	101,04
F	89	92	96	96	97	99	96	96	97	97	95
Fo	48	11	18	11	19	32	19	29	25	29	44
ag	0,72	0,70	0,71	0,77	0,75	0,78	0,72	0,66	0,75	0,74	0,72

Обычными аксессуарными минералами русскополянских гранитов, по данным А.И.Воробья, являются циркон, ортит, флюорит, а лейкократовых гранитов еще и колумбит, эвксенит, бастнезит, монацит, касситерит, топаз. Гранат, апатит и ильменит рассматриваются в качестве второстепенных аксессуаров. Кроме того, определены барит, турмалин, силлиманит, ксенотим, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, молибденит, торит, рутил. Обращают внимание отсутствие магнетита и малая роль среди аксессуаров апатита.

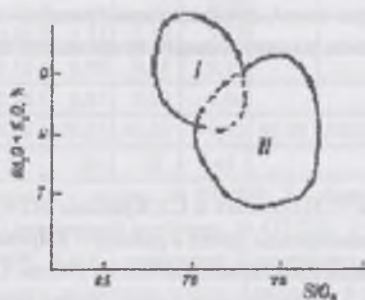


Рис. 6.27. Классификационная диаграмма гранитов Русскополянского массива. I – неизменные порфиroidные граниты Корсунь-Новомиргородского плутона, II – метасоматизированные граниты.

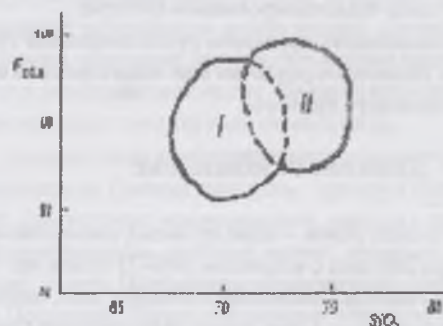


Рис. 6.28. Диаграмма F-SiO<sub>2</sub>.

В пределах Русскополянского массива установлены литогеохимические ореолы Nb, Th, Be, Li, Sn, W, Mo, Zn, Sb, Bi, As, Zr, F. Проявлены процессы альбитизации, грейзенизации, флюоритизации, окварцевания.

Согласно данным А.И.Воробья, наиболее насыщенные редкими элементами лейкограниты тыловой зоны К-метасоматоза имеют следующие содержания примесных элементов: Sc – 90, Ga – 26, W – 7, Nb – 369, Ge – 2,3, Ba – 716, Be – 13, Mo – 5, Sn – 16, Li – 104, Cu – 21, Ag – 25, Y – 594, La – 68, Ce – 128, Yb – 30, Zr – 136, Ni – 4, Zr – 314, Co – 1,7, Cr – 17, V – 12, Rb – 383, Sr – 123 г/т. Содержание фтора, по нашим данным до 0,62%, в среднем – 0,33%. Содержания элементов-примесей в гранитах разных метасоматических фаций принципиально не меняется. Граниты последней стадии К-метасоматоза сильнее обогащены Nb, Be и Li. Высокими содержаниями Ba – 853, La – 230, Ce – 320 Zr – 730 г/т выделяются породы состава кварцевых сиенитов. Содержания Li, Be, Sn, Zr, Nb и Ga близки к содержаниям этих элементов в агаитовых редкометалльных гранитах, по Л.В.Таусону. Существенно отклоняются от них русскополянские граниты только высокими содержаниями Ba, W и Zr.

Существует мнение, что русскополянские граниты являются геологическими аналогами лезниковских или пержанских гранитов Вольны. Действительно, по содержанию почти всех элементов-примесей русскополянские граниты сопоставимы с лезниковскими, но резко отличаются от них по содержанию Ba – 716 против 150 г/т в лезниковских гранитах. По сравнению с пержанскими биотитовыми гранитами русскополянские граниты, например, наиболее поздние из них, также резко обогащены барием (716 против 10 г/т), но при этом обеднены на ряд элементов: Sn (15 против 70 г/т), Li (104 против 500 г/т), Rb (383 против 700 г/т). С гранитами рапакиви русскополянские граниты сближает повышенное, но не столь высокое содержание Ba (716 против 1628 г/т). В то же время, в сравнении с рапакиви, они четко отличаются по содержанию характерных для редкометалльных гранитов примесей: Nb (369 против 192 г/т), Li (104 против 53 г/т), Y (594 против 47 г/т), Ga (26 против 13 г/т), Rb (383 против 192 г/т), Sr (183 против 88 г/т).

По-видимому, привнос  $\text{SiO}_2$  с сопутствующими компонентами – главная причина формирования русскополянских гранитов. Увеличения щелочности при этом не происходит, но существенно возрастают кремнекислотность и общая железистость гранитов (табл. 6.27, рис. 6.27, 6.28).

Петрохимической особенностью русскополянских гранитов, как и содержащихся в них биотитов, является чрезвычайно высокая железистость, достигающая абсолютной при умеренно низкой степени окисления железа. Максимальными железистостью ( $F=87-97\%$ ) и кремнекислотностью ( $\text{SiO}_2=71-76\%$ ) характеризуются граниты тыловых зон К-метасоматоза, сопряженного с кремниевым метасоматозом. За редкими исключениями, русскополянские граниты принадлежат к семейству лейкогранитов, виду аляскинтов, оставаясь большей частью в пределах нормальной щелочности. Величина коэффициента агаптитности не позволяет отнести их и к агаптитовым гранитам. По петрохимическим показателям русскополянские граниты аналогичны пержанским.

Редкометальные граниты УЩ принято делить на два формационных типа: связанные с рапакиви и не связанные с ними субщелочные лейкократовые граниты. Редкометальные граниты, связанные с рапакиви, отличаются от редкометальных гранитов формации субщелочных лейкократовых гранитов низкими содержаниями Li (в 3 раза) и Rb (в 1,5 раза) [776]. Еще более существенны различия по условиям залегания и особенностям вещественного состава.

Относительно генезиса русскополянских гранитов возникли сразу три точки зрения. Согласно одной из них, они представляют собой редкометальные фазы массива рапакиви как аналог гранофировых гранитов [840]. Авторы [840] считают, что русскополянские граниты формировались из самостоятельной магмы, не связанной с дифференциацией рапакиви. Согласно третьей гипотезе (А.И.Воробей, устное сообщение) – это метасоматически переработанные фации тех же рапакиви. По нашему мнению, более обоснована третья точка зрения. В ее пользу свидетельствуют следующие факты.

Русскополянский массив находится в контуре Корсунь-Новомиргородского плутона и сам вмещает значительные тела габбро-анортозитов. Граниты частично наследуют минеральный состав рапакиви, в частности, содержат роговую обманку и петрохимически являются алобазитовыми. Признак унаследованности геохимического характера – высокий барий. Наконец, наиболее убедительны результаты люминесцентных исследований, свидетельствующие о явной переработке предшествующих гранитов вследствие наложения более поздних процессов, – калишпатизации и окварцевания. По мнению А.Д.Щеглова и др. [860], лейкограниты, аляскинты и агаптитовые щелочные граниты могут возникать при воздействии мантийных флюидов на предварительно гранитизированный субстрат.

По большинству признаков русскополянские граниты аналогичны, скорее всего, лезнижковским гранитам коростенского комплекса. Некоторые различия в их вещественном составе приходится относить на счет низкого эрозивного среза Корсунь-Новомиргородского плутона.

## 6.7. Дайковый комплекс

Ингульский район – один из самых насыщенных дайками районов щита. С.Н.Цымбал и С.Г.Кривдик [814] насчитывают здесь свыше 200 даек с возрастом 1900-1100 млн лет. Наиболее обильны и разнообразны дайки в районе г. Кировоград. Известно также Устиновско-Знаменское дайковое поле, вытянутое в субмеридиональном простирании почти на 100 км. Согласно [968] дайки группируются в три пояса: субширотный Субботско-Мошоринский и расположенные южнее пояса северо-западного простирания Бобринецкий и Розановский. Есть мнение [778], что известный Девладовский разлом пересекает Криворожскую структуру, доходя почти до г. Компанеевка, то есть западнее меридиана г. Кировоград, и заканчивается в пределах Новоукраинского массива. В отличие от части разлома, проходящей восточнее Кривбасса, его Ингуло-ингулецкая часть сложена преимущественно основными породами – оливиновыми диабазами, редко – ультраосновными породами.

В.А.Крюченко [456], на основании данных магнитометрии, выделяет в Ингульском районе область протоактивизации, занимающую поперечное положение относительно складчатой области. Эта область имеет большую глубинность заложения, характеризуется длительными и многократными проявлениями активизационных процессов, которые сопровождались интенсивной гидротермально-метасоматической деятельностью. Наличие области активизации выразилось в формировании субширотной зоны утолщенной до 44-46 км коры и в резком – на 4-5 км – подьеме Корсунь-Новомиргородского плутона севернее субширотного Субботско-Мошоринского разлома, который рассматривается автором как глубинный. Выделено 13 дайковых поясов шириной от 3 до 17 км при протяженности до 45 км. Некоторые из них продолжают в пределы Западно-Ингулецкой полосы вплоть до Криворожского разлома, но в ее пределах не могут быть выявлены по причине высокой намагниченности вмещающих пород. Наиболее интенсивно дайкообразование проявилось в пределах Новоукраинского массива и в восточной экзоконтактной зоне Корсунь-Новомиргородского плутона.

Дайковые пояса северо-западного простирания секутся субширотными поясами. В западном направлении пояса затухают, не выходя за пределы центрального осевого поднятия. В.М.Клочков считает, что дайковые породы мезопротерозойского возраста резко обрываются за пределами западного и северо-западного контактов Новоукраинского плутона. Это согласуется с тем интересным фактом, что дайки отсутствуют в апогранулитовом Росинско-Тикичском районе и, за редкими исключениями, – в гранулитовом Днестровско-Бугском районе.

Н.П.Гречишников и др. [222], вероятно впервые заметили, что дайки имеют преимущественно основной и ультраосновный состав. Основные породы – оливиновые диабазы. Среди офитовой основной гкани они содержат вкрапленники измененного оливина, реже – плагиоклаза. Пикритовые порфириды (пикриты) также состоят из вкрапленников оливина, а в основной ткани установлены титан-авгит, бурая роговая обманка, биотит и девитрифицированное стекло. Минеральный состав и особен-

ности химизма (табл. 6.28) указывают на субщелочной характер некоторых пикритов. Это подтверждается и набором характерных элементов-примесей: Nb – 100, Sc – 10, La – 100 г/т. На основании определений К-Аг-методом выделяются два главных периода формирования даек – 1700 и 1200 млн лет.

По данным С.Н.Цымбала с соавторами, дайковые породы представлены всеми видами от пикритов до сиенитов как нормального, так и субщелочного рядов [813, 814, 818]. Преобладают дайки основного и ультраосновного состава. Субщелочные породы отличаются наличием титан-авгита, калишпата, керсутита, титанистого биотита, повышенными содержаниями К, Nb, Zr, Ba, Sr. Дайки нормального ряда представлены оливиновыми диабазами и лейкодиабазами. В Клиновском рудном поле определены две дайки камптонитов [941]. В керне скважин нами описана черная плотная порода, состава: плагиоклаз № 45 – 50%, черное непрозрачное стекла – 45% и иголки ильменита – 5%. Установлены также единичные дайки слюдяных кимберлитов, псевдолейцитовых лампрофиров и минетт.

Таблица 6.28.

Химический состав дайковых пород Ингульского района.

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,64	33,33	36,37	38,07	42,90	42,36	48,00	50,20
TiO <sub>2</sub>	1,00	3,70	3,00	3,50	3,51	3,98	3,20	3,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,68	11,26	10,17	9,59	9,69	9,29	14,84	14,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	10,02	4,39	9,29	11,28	12,35	4,14	4,95
FeO	7,70	10,09	11,14	8,26	6,03	5,78	8,95	8,05
MnO	0,18	0,06	0,28	0,12	0,01	0,01	–	–
MgO	8,16	13,79	14,13	11,18	7,22	5,84	1,50	1,20
CaO	10,36	7,55	9,80	9,93	15,78	16,13	12,70	10,70
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,12	1,36	–	1,75	1,89	4,40	4,42
K <sub>2</sub> O	0,40	0,02	9,04	1,80	1,44	2,04	1,50	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,40	0,33	0,11	0,33	0,34	0,60	0,44
S	0,12	0,13	0,23	0,13				
F	–	–	–	0,16				
CO <sub>2</sub>	0,20	3,14	3,68	3,32				
H <sub>2</sub> O–	0,13	0,09	0,08	0,19			0,34	0,44
H <sub>2</sub> O+	2,22	6,83	4,89	4,08			1,67	2,25
Сумма	99,58	100,53	99,48	99,73	99,98	100,01	101,84	101,35
F	57	59	53	61				

Примечание. 1 – диабаз, № 878/376; 2 – пикритовый порфирит, № 851/480; 3 – пикритовый порфирит, № 823/293, 4 – пикритовый порфирит, № 953/685, 5 и 6 – камптонит, Клиновское рудное поле 7 и 8 – диабаз, Губовское проявление золота. Анализы 1-4 – из [222], 5, 6 – из [941], 7, 8 – из [22].

Жильные слюдяные кимберлиты («кимберлитоподобные породы»), секущие альбититы и пегматиты, в районе г. Кировоград впервые описаны А.П. Никольским и А.К. Пруссом [580]. С.Н.Цымбал и др. [814] выделяют вдоль Кировоградско-Александровского разлома кимберлитовое поле линейного типа. Поверхность Мохо вдоль разлома смещена на 7-10 км [690]. Наличие кимберлитов согласуется с относительно низким тепловым потоком – 40-50 мВт/м<sup>2</sup>[348].

Кимберлиты приурочены к Лелековской ветви Кировоградско-Александровского разлома, к северо-западу от г. Кировоград, возле контакта с Новоукраинским массивом. Мощность даек от 0,1-0,5 до 5-8 м, падение крутое. Кимберлиты насыщены обломочным материалом, количество которого достигает 50% объема. С.Н.Цымбал и С.Г.Кривдик [814] отмечают, что ксенолиты в дайках представлены почти исключительно мантийными породами. Из коровых образований установлены только редкие обломки альбититов. Авторы объясняют это тем, что кислые породы растворяются в кимберлитовой магме. На ксенолиты других пород магма оказывает воздействие очень слабое.

Основная ткань кимберлитов мелко-среднезернистая или порфировидная. Главные минералы – оливин и флогопит. Кроме них присутствуют клинопироксен, магнетит, титаномagnetит, хромшпинелиды, карбонат, апатит, перовскит, сульфиды, рихтерит, золото. Порфировые вкрапленники – оливин и флогопит. Последний обычно с оторочками тетраферрифлогопита. Все породы сильно изменены. По химическому составу породы классифицируются как субщелочные железистые кимберлиты или оливиновые лампроиты, однако агпайтовых составов не обнаружено. Кимберлиты принадлежат неалмазоносной фации.

Ксенолиты глубинных пород в кимберлитах обычно представлены хромшпинелидовыми гарцбургитами и лерцолитами, ортопироксенитами, эклогитами и глиммеритами. Есть редкие находки пиропы лерцолитового типа [818, 813, 814]. Среди перидотитов обнаружены как деплетированные, так и обогащенные несовместимыми компонентами разновидности. Авторы приходят к выводу, что верхняя мантия в данном районе умеренно дифференцирована, в разной степени деплетирована и метасоматизирована. Верхняя часть мантии сложена главным образом хромшпинелидовыми гарцбургитами, нижняя – пироповыми лерцолитами. Согласно приведенным данным, состав верхней мантии Ингульского района существенно отличается от такового в других районах щита, где мантия сильно дифференцирована и слабо деплетирована.

Г.А.Нудельман в пределах Новоукраинского массива нашел палеозойские интрузивные образования. Ровенский шток размерами 200 x 300 м сложен калиевыми лампрофирами. Шток приурочен к Ровенской очагово-купольной структуре. Он представляет собой многофазную интрузию, сложенную сиенит-порфирами, кварцевыми порфирами, минеттой и эффузивной брекчией. Контакты с породами Новоукраинского массива резкие, часто сопровождаются брекчированием. Выделяются два типа минетты: меланократовая, с 40% биотита, и лейкократовая. Центральная часть штока сложена минеттой с амфиболом и пироксеном, которые окружены эруптивной брекчией, гранитом или минеттой. Цемент брекчии – лейкократовая минетта или кварцевые порфиры. Последние также образуют маломощные дайки во внешних частях штока. Две дайки в пределах штока сложены биотит-пироксеновыми сиенит-порфирами. Калий-аргоновый возраст по биотиту дал даты 270-300 млн лет.

В пределах Новоукраинского массива и в его обрамлении, в зонах разломов развиты разнообразные метасоматиты: щелочные, грейзеноподобные, слюдиты и ореолы прожилькового окварцевания [838]. Внешние зоны метасоматитов образуют ореолы зеленосланцевого изменения. Метасоматиты представлены сиенитоподобными породами и альбититами, в которых локализованы все месторождения урана. Грейзеноподобные метасоматиты развиты в обрамлении Липняжского купола, в мигматизированных кордьеритовых гнейсах.

## 6.8. Астроблемы

В районе установлены две астроблемы: Болтышская и Ротмистровская [226, 227].

Болтышская астроблема находится недалеко от г. Александровка. Размеры впадины: диаметр 20-22 км, глубина 1000 м, центральное поднятие 450 м. Радиус метровых выбросов достигает 70 км. Есть остатки кольцевого вала. Описаны выбросы Болтышского кратера, материал которых отнесен к райгородской свите [226,218]. Выбросы имеют двучленное строение: нижний ярус сложен обломками кировоградских гранитов, а в верхнем ярусе аллогенных брекчий преобладает алевро-псаммитовый материал. Рассчитано, что давление ударного метаморфизма достигало 100-120 кбар. Определены все минеральные признаки импактивов, в том числе планарные элементы в кварце и полевых шпатах, а также минералы козсит и бадделлит. Последний является продуктом разложения циркона при  $T=1600^{\circ}\text{C}$  и  $P=500$  кбар.

Ротмистровская астроблема расположена в бассейне р.Тясьмин. Мишенью являются рапакививидные граниты и рапакиви Курсунь-Новомиргородского плутона. Диаметр астроблемы 2,8 км.

Некоторые геологи, например [659], оспаривают метеоритное происхождение кратеров, считая их трубками взрыва.

## Глава 7. Среднеприднепровский район

Среднеприднепровский район – Среднеприднепровская гранит-зеленокаменная область (СГЗО), иногда именуемый также как Большой Кривой Рог или Украинская железорудная провинция [317], расположен между Ингульским блоком на западе и Приазовским – на востоке. Западная граница блока уже обсуждалась выше. Восточной границей служит Орехово-Павлоградский разлом. Размеры района: по широте около 180, по меридиану – 250 км.

Среднеприднепровский район содержит крупнейшие месторождения железных руд, поэтому его исследованию уделялось особое внимание. Перечислить многочисленные труды многих известных геологов нет никакой возможности. Это сделал в своей известной книге Г.И.Каляев [317]. Мы назовем только некоторые фундаментальные книги, выполненные под руководством и при участии двух академиков – Н.П.Семеновко и Я.Н.Белевцева.

Н.П.Семеновко и его соавторам принадлежат монографии: «Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР» (1956), «Геология железисто-кремнистых формаций Украины» (1959), «Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита» (1967), «Метабазитовые и кератофировые алюмосиликатные формации центральной части Украинского щита» (1962), «Железисто-кремнистые формации Украинского щита» (1978) и ряд других книг. Одновременно изданы труды большой группы геологов, руководимой Я.Н.Белевцевым: «Геология Криворожских железорудных месторождений» (1962), «Железородные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка» (1981), «Генезис железных руд Криворожского железорудного бассейна» (1959), «Криворожский железорудный бассейн. Геологическое строение.» (1951), многотомник «Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР» (1988) и другие.

### 7.1. Геологическое строение

Гранит-зеленокаменная область Среднего Приднепровья прослеживается на север в Сумско-Белозерском блоке Воронежского кристаллического массива, прерывается в районе ДДВ, не вскрыта в районе г.Москва и вновь появляется на Балтийском щите. На юг прослеживается до северного Крыма, то есть до южной окраины Восточно-Европейской платформы.

В Среднеприднепровском районе выделяются две главные структуры: Среднеприднепровская гранит-зеленокаменная область и Криворожско-Кременчугская структурно-фациальная зона. Существуют две разные концепции на соотношение этих структур. Согласно одной из них, вулканогенно-осадочные толщи обеих структур являются разновозрастными и содержат породы одной и той же джеспилитовой формации (Я.Н.Белевцев, Г.И.Каляев). Сторонники другой концепции утверждают, что возраст зеленокаменных толщ Приднепровья архейский, а Криворожско-Кременчугской структуры – протерозойский. Вторая концепция хорошо обоснована радиоизотопными данными и в настоящее время преобладает. Впрочем, существуют и другие взгляды. Например, белозерская серия иногда сопоставляется с криворожской (Н.В.Кушинов, А.Б.Бобров), а криворожская серия – с ингуло-ингулецкой. Согласно геофизическим данным [690, 823], Среднеприднепровский блок с двух сторон зажат зонами повышенной мощности земной коры – Западно-Ингулецкой с запада и Орехово-Павлоградской с востока. В этих зонах поверхность Мохо находится на глубинах 50–60 км против обычной для Приднепровья мощности 35–42 км. Предполагается, что вдоль глубинных разломов эти зоны надвинуты на Приднепровский блок. Утолщения впервые были установлены В.Б.Соллогубом и названы им «корнями гор» [823].

Среднеприднепровский блок – уникальный для Украинского щита. Главные его особенности, обусловившие все прочие – это древний возраст, тонкая кора (обычно менее 40 км) и сложная структура раздела Мохо. После рубежа 2,6–2,8 млрд лет Среднеприднепровский блок был тектонически мертвым.

Среднеприднепровский блок обнаруживает все признаки типичной гранит-зеленокаменной области, выработанные К.Конди [384] для архейских зеленокаменных поясов. Приведем только наиболее важные из них: заложение на более древней коре, общая синклиальная структура, преобладание в низах разрезов основных и ультраосновных вулканитов, а в верхах – осадочных пород; калиевые граниты редки и являются более поздними, метаморфизм структур зональный, обычно в пределах зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Обрамляют ЗС образования, известные под названием «серые гнейсы».

Сложилась определенная терминология: зеленокаменные структуры (ЗС), образованные ими зеленокаменные пояса (ЗП) и гранит-зеленокаменные области, конкретно – Среднеприднепровская гранит-зеленокаменная область – СГЗО. Сам термин «зеленокаменные» утвердился, вероятно, после работ К.Р.Анхойзера с соавторами [946].

Одна из особенностей структуры коры Среднеприднепровского блока – наличие разрыва фундамента. Разрыв базальтового слоя шириной до 20 км, в котором толщина коры составляет всего 30 км, делит Среднеприднепровский блок почти посередине на две части (см. рис.3.2). Утонению отвечает Запорожский срединный массив, выделенный Н.П.Семеновко. К утонению коры приурочены: на севере – Сурская, на юге – Белозерская ЗС. В месте разрыва, согласно последним данным [915], гранитный слой составляет 12 км, диоритовый – 18 км и, что особенно характерно базальтовый (гранулитовый) слой отсутствует, вследствие чего диоритовый слой залегает непосредственно на мантии. Разрыв базальтового слоя происходил, вероятно, до формирования гранитного слоя и зеленокаменных структур. Произошло поддвижение базальтового слоя под Приазовский и Ингульский блоки, вследствие чего возникли шовные зоны – Орехово-Павлоградская и Криворожско-Кременчугская. Судя по разрезу геотраверса VI, Среднеприднепровский блок испытал растяжение вплоть до полного разрыва фундамента. Впадина в коре с востока и с запада ограничена разломами, смещающими поверхность Мохо. Две половины Среднеприднепровского блока довольно разные. Восточная половина блока тяготеет к Приазовью. Геологически это подтверждается наличием реликтов гранулитовых пород

славгородской толщи на север и томаковской - на юге Приднепровского блока. Западная половина насыщена дайками ультраосновного и основного состава. Западная половина блока более стагичная. Величина теплового потока в западной половине 30, в восточной - 45 мВт/м<sup>2</sup>. В северо-западной части блока самая мощная литосфера. Там установлено поднятие Мохо, которому соответствуют гранитоиды Саксаганского и Демуриного куполов. Поднятие Мохо окружено симметрично расположенными по отношению к нему опусканиями.

В сущности, восточная половина СГЗО является частью Приазовского блока. Утолщение коры вблизи Орехово-Павлоградского разлома создано не за счет коро-мангтийной смеси, как у других шовных зон, а за счет утолщения базальтового слоя. Западная половина СГЗО представляет собой единую шовную зону, состоящую из Западно-Ингулецкой полосы и Криворожской зоны. Совершенно очевидно, что она представляет собой зону смятия, которая подчеркивается конфигурацией базальтового слоя: он поднимается в виде антиклинали или купола и подстилается мощным слоем коро-мангтийной смеси. За счет последнего и создана повышенная мощность земной коры в районе Криворожско-Кременчугской зоны. Разрыв фундамента, возможно, произошел до формирования диоритового слоя, т.к. в смятии участвовал и этот слой.

Н.П.Щербак и др. [871] установили принципиальное сходство эволюции гранит-зеленокаменного кратона Слейв, Канада, и Среднеприднепровского блока и на этом основании делают положительный прогноз на алмазность последнего. Мы хотим добавить еще два положительных фактора малая мощность коры и низкий тепловой поток Среднеприднепровского блока. По нашему мнению, более перспективна область разрыва фундамента, где установлена наименьшая мощность коры. Необходимо учитывать наличие алмаза в россыпях Самотканского месторождения.

По многим признакам СГЗО ближе всего к зеленокаменным областям типа Барбертон, возраст которых 3,6-3,0 млрд лет. Конкская серия вполне сопоставима с группами Онвервахт и Фиг-Три, а белозерская - с группой Модис [221]. Авторы [221] считают, что областям этого типа могли предшествовать еще более древние зеленокаменные области. Вероятно, имеются в виду породы гранулитового фундамента.

Глубинные разломы СГЗО - Криворожско-Кременчугский, Верховцевско-Бузулукский, Конкско-Белозерский и Орехово-Павлоградский - относятся, по определению В.Б.Соллогуба [690], к числу наиболее крупных меридиональных разломов УЩ. Благодаря этим разломам земная кора Приднепровского блока нарушена особенно сильно.

А.В.Чекунов [824] определяет Среднеприднепровский район как палеосвод, образованный астенолитом с неглубоким залеганием. Зеленокаменные структуры возникли в обстановке растяжения, сопровождавшегося мощным ультраосновным вулканизмом. Ю.П.Оронецкий и др. [588, 591] все Приднепровье также рассматривают как палеосвод с радиальным расположением транслитосферных разломов, возникшим в результате формирования сводовой структуры с последующими рифтингом, вулканизмом и гранитообразованием. Высокую степень плавления мантийного субстрата, давшего высокомагнезиальные ультрабазиты, Ю.П.Оронецкий и др. [586] объясняют существованием мантийного плюма. Высокая интенсивность эндогенной активизации, в свою очередь, объясняется экваториальным вздутием Земли, возникшим в период нахождения Приднепровья на месте архейского экватора. Приднепровье, по их мнению, составляет лишь часть гигантского Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса длиной около 9,5 тыс. км.

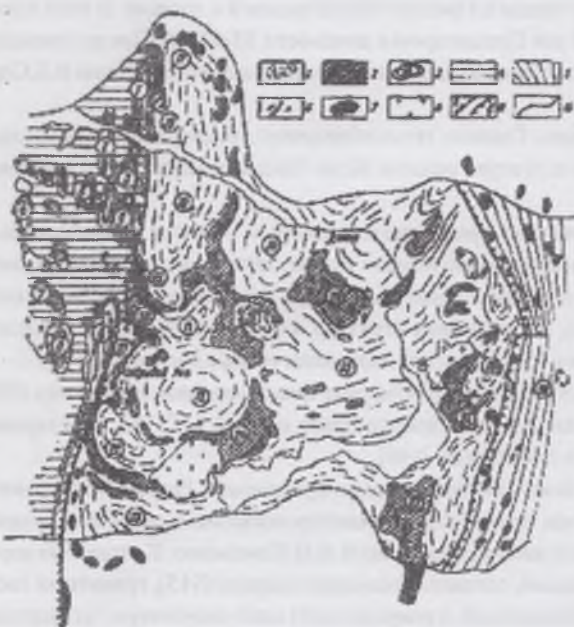


Рис. 7.1. Складчатые формы в центральной части Украинского щита [317].

1 - антиклинальные формы - гранито-гнейсовые купола, разделяющие зеленокаменные пояса в Приднепровской мегантиклинории; 2 - синклинали и моноклинальные формы, образующие зеленокаменные пояса; 3 - гранито-гнейсовые купола в Западно-Ингулецкой зоне; 4 - преимущественно нижнепротерозойские породы, слагающие синклинали и моноклинали Западно-Ингулецкой зоны; 5 - преимущественно линейные складки в Орехово-Павлоградской зоне; 6 - железисто-кремнистые формации; 7 - магнитные аномалии; 8 - гранитоиды; 9 - глубинные разломы первого ранга (а - Криворожско-Кременчугский, б - Орехово-Павлоградский); 10 - условная граница Украинского щита; гранито-гнейсовые купола и валы (цифры в кружках): 1 - Омельникский, 2 - Кременчугский, 3 - Редутский, 4 - Олимпиадовский, 5 - Овнянский, 6 - Зеленевский, 7 - Власовский, 8 - Гуровский, 9 - Ингулецкий, 10 - Пятахатский, 11 - Демуриный, 12 - Саксаганский, 13 - Южный, 14 - Кривичанский, 15 - Запорожское поднятие, 16 - Камышевский; синклинали формы: 17 - Галещинская, 18 - Горышнесплавнинская, 19 - Желтореченская, 20 - Аннинская, 21 - Криворожская, 22 - Широковская, 23 - Верховцевская, 24 - Чергомлыкская, 25 - Сурская, 26 - Конкская, 27 - Белозерская, 28 - Гуляйпольская

СГЗО имеет двухъярусное строение [665]. Нижний инфраструктурный ярус (фундамент) сложен породами аульской серии и образованными по ним плагитогранитоидами, верхний ярус - зеленокаменными структурами. Наличие структурного несогласия между гнейсово-мигматитовым фундаментом и зеленокаменными структурами характерно для всех гранит-зеленокаменных поясов и выражается в разной ориентировке складчатости. Так, в районе Верховцевской ЗС породы фундамента имеют субширотное простирание, а ЗС - субмеридиональное [109, 110], в районе Белозерской ЗС породы фундамента простираются



на северо-запад, а зеленокаменных структур – на северо-восток [469, 470]. В Карельской гранит-зеленокаменной области породы фундамента имеют субширотное простирание, а Костомукшской ЗС – субмеридиональное [105]. Согласование структурных планов фундамента и ЗС происходит вследствие наложения общей тектоники на последних стадиях развития.

Фундамент СГЗО образуют, по нашему мнению, породы изначально гранулитовой фации, большей частью диафторированные вследствие гранитообразования до уровня амфиболитовой фации, а затем до эпидот-амфиболитовой и даже зеленосланцевой фации в связи с одновременным метаморфизмом зеленокаменных толщ. Первоначально гранулитовый состав фундамента подтверждается наличием выходов гранулитов, которые мы рассматриваем как «эрозионные окна», совершенно аналогичные таковым в Росинско-Тикичском районе.

Впервые существование гранулитовых пород в Славгородском блоке СГЗО установил Б.З.Берзенин [66, 67, 68, 71]. Другое проявление гранулитов известно в северо-западном обрамлении Белозерской структуры. Н.В.Кушинов [469] показал, что простирание пород Белозерской структуры под прямым углом сечет простирание пород фундамента. Факт несогласия важен сам по себе. Еще более важно то, что в фундаменте Белозерской структуры, как и в Славгородском блоке участвуют, по описанию Н.В.Кушинова, типичные амфибол-двушироксеновые кристаллосланцы, слагающие центральные части тел и по периферии сменяющиеся роговообманковыми породами. Кроме амфиболитизации они подвержены также более низкому метаморфизму, эпидотизации и карбонатизации. Возможно, это указывает на наложение того же низкотемпературного метаморфизма, которому подвергались породы зеленокаменных структур.

Третье проявление гранулитовых пород известно в пределах Запорожского массива, в районе пгт Томаковка. Учитывая нахождение здесь гравитационного максимума, Г.И.Каляев еще раньше предвидел обнаружение пород гранулитовой фации. Согласно устным сообщениям В.И.Орсы и А.В.Сухорады, в Томаковском районе бурением открыты разнообразные породы гранулитовой фации. Ряд публикаций о них появляется только сейчас, а некоторые еще находятся в печати [609]. По нашему мнению, выходы гранулитовых пород представляют собой тектонические выступы нижнего слоя фундамента, верхний слой которого был регрессивно преобразован. Об этом же свидетельствует такой факт: в Софиевской структуре в виде ксенолитов установлены двушироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы побужского тела, что однозначно свидетельствует о наличии под этой структурой практически не диафторированного гранулитового фундамента. Единичные проявления гранулитов в виде клиношироксеновых амфиболитов и оливинных кальцифиров известны по всей СГЗО. Так, в районе с.Таромское описаны форстеритовые кальцифиры, причем в кальците установлены характерные ламеллы распада. На минералы кальцифиров гранулитовой фации наложены минералы амфиболитовой фации – клиношироксен, роговая обманка, скаполит [916].

Выходы гранулитовых пород – «эрозионные окна», - в составе фундамента гранит-зеленокаменных областей, по нашему мнению, не исключение, а правило. Реликты гранулитовых пород установлены практически во всех регионах развития зеленокаменного докембрия. Например, в зеленокаменной области Олондо Адданского щита блоки гранулитовых пород слагают до 20 % площади. Среди саамия Карелии также встречаются участки с гранулитовыми парагенезисами минералов. Н.П.Щербак и др.[881] еще раньше пришли к выводу, что наличие в составе аульской серии реликтов двушироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев дает основание предполагать изначально гранулитовый состав пород фундамента.

Строение фундамента СГЗО также сложное. Обнаруживается его двухъярусное, по крайней мере, строение. Верхний этаж – тоналит-плаггиогранитовый, типично «серогнейсовый», с реликтами пород базавлукской свиты, а нижний – гранулитовый, с породами славгородской свиты. Переход между ними, судя по имеющимся данным, постепенный. Могут быть, по крайней мере, два варианта интерпретации структуры фундамента. Первый: доконкский фундамент был изначально единым гранулитовым, а в предконкское время в своей верхней части диафторирован до амфиболитовой фации. Второй: изначально формировались две разделенные во времени свиты и каждая из них прогрессивно метаморфизована в своей фации: славгородская и томаковская - в гранулитовой, базавлукская – в амфиболитовой. Разумеется, возможны и другие варианты. Нам представляется более достоверным первый вариант и основанием служит явно диафторический характер амфиболитовой фации, описанный Б.З.Берзениным, а также практически одинаковый – существенно метабазитовый – набор пород славгородской и базавлукской свит. Р.Я.Белевцев и В.И.Орса, однако, считают, что повсеместное отсутствие гранулитовых ассоциаций среди пород амфиболитовой фации позволяет предполагать, что амфиболитовый уровень прогрессивного метаморфизма для базавлукской свиты был максимальным. Они допускают, что выступы пород гранулитовой фации отражают первичную латеральную неоднородность (зональность) метаморфизма.

А.А.Сиворонов и Б.И.Малюк [664] справедливо утверждают, что проблема «серых гнейсов» есть проблема генезиса чарнокит-гранулитовой коры, по отношению к которой серые гнейсы выступают как более молодые. Автор полностью с ними солидарен. Однако, существует одна проблема. Чарнокит-гранулитовые области в своем современном виде обычно являются мобильными поясами или зонами диасхизиса. Если в гранит-зеленокаменных поясах главные события завершаются ко времени 2,6 млрд лет, то в гранулит-зеленокаменных поясах они продолжаются до 1,8-1,7 млрд лет. Следовательно, надо признать существование двух тектонических типов чарнокит-гранулитовых поясов: консервативный (основа гранит-зеленокаменных областей) и мобильный. К этому надо добавить существование молодых чарнокит-гранулитовых поясов, как предположено нами для Ингульского блока.

До недавнего времени наиболее популярна была тектоническая схема СГЗО Г.И.Каляева [317], предложенная им до того, как он стал сторонником новой плитовой тектоники (рис.7.1).

По представлениям Г.И.Каляева, СГЗО сложена гранитоидами разного состава, преимущественно в форме куполов, которыми облекаются зеленокаменные структуры: Верховцевская, Сурская, Чертомлыкская, Белозерская, Конкская, Софиевская, Дерезоватская. А.В.Чекунов и др. [827] кроме названных в качестве зеленокаменных выделяют структуры: Коблякскую,

Широковскую, Малесофиевскую, Синельниковскую, Мелитопольскую, Марганецкую, Большеорогачинскую и Черниговскую. Обычно структуры объединяют в два зеленокаменных пояса субмеридионального простирания: Верховцевско-Чертомлыкский и Сурско-Белозерский. Е.Б.Глевасский и Г.И.Каляев [274] выделяют два тектонотипа железисто-кремнистых формаций, возникших на океанической коре: верховцевско-чертомлыкский, сформировавшийся на рифтогенной стадии СГЗО, и белозерский, возникший на стадии сжатия. Нередко к зеленокаменным относят также Криворожскую и Кременчугскую структуры. Так, Г.И.Каляев [318] выделяет в Приднепровье два типа зеленокаменных поясов. К изометричным ЗП относятся все архейские внутренние структуры, к линейным – Криворожский и Кременчугский внешние пояса. Форма всех поясов обусловлена их обтеканием гранитными куполами. Форма линейных поясов определяется валлообразными гранито-гнейсовыми куполами – Пятихатским, Ингулецким, Омельникским. На востоке Приднепровья такой прогиб слагают Конкский и Белозерский пояса. Белозерская серия сопоставляется с криворожской.

Л.С.Галецкий и С.М.Доброхотов также отмечают, что зеленокаменные структуры Приднепровья имеют разное строение [185]. В центральных частях района форма ЗС овальная или изометричная. Это – Верховцевская, Сурская, Чертомлыкская ЗС. В краевых частях мегаблока ЗС вытянутые и однокрылые – Конкская, Белозерская, Криворожская и Кременчугская. В Конкской и Белозерской ЗС отсутствуют восточные крылья, а западные имеют кругое восточное падение. В Криворожской и Кременчугской структурах, напротив, нет западных крыльев, а восточные имеют кругое западное падение. А.А.Сиворонов с соавторами [670] выделяет три тектонотипа зеленокаменных структур. Конкский тектонотип характеризуется линейно-вытянутой формой и отсутствием прорывающих тоналитов в обрамлении структур. Верховцевский тектонотип объединяет структуры амёбовидной формы; вокруг них широко развиты массивы обрамляющих гранитов. Сурский тектонотип – промежуточный.

Г.И.Каляев впервые для Украинского щита выделил и обосновал существование в СГЗО наличие форм глубинной складчатости в виде гранито-гнейсовых куполов и межкупольных синклиналей. Оригинальна его трактовка термина «пояс». В его понимании этот термин звучит как облекание гранитных массивов, их опоясывание. В расположении куполов Г.И.Каляев установил такую закономерность: наиболее крупные купола приурочены к внутренней, эвгеосинклинальной области СГЗО. Это, собственно, все Среднее Приднепровье. Размеры куполов измеряются здесь десятками километров. На окраинах СГЗО – в Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской зонах купола значительно меньше.

В пределах собственно СГЗО выделяются наиболее крупные антиклинальные поднятия: Саксаганский, Демурицкий, Криничанский, Камышевахский куполы и Пятихатский вал. До Г.И.Каляева они определялись как срединные массивы или древнейшие блоки.

Саксаганский купол – наиболее представительный и наиболее обоснованный. В поперечнике он достигает 60 км. Купол сложен плагиомигматитами и плагиогранитами саксаганского комплекса и облекается разнородными и разновозрастными образованиями криворожской серии и толщами Чертомлыкской ЗС. Девладовским разломом на севере Саксаганский купол отчленен от Демурицкого. На юго-восточной окраине Саксаганского купола облекающее кольцо метаморфических пород разрывается Токовским массивом микроклиновых гранитов, но и в нем прослеживаются метабазиты Широковской моноклинали. Купол обнаруживает концентрически зональное строение, которое фиксируется благодаря включениям метабазитов.

Демурицкий купол ограничен с запада Восточно-Анновской синклиналью, с востока – Верховцевской ЗС, с севера – Желтореченской синклиналью, с юга – Девладовским разломом. Супракрустальную основу купола слагают также амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы, по-видимому, базальтукской свиты. Граниты купола относятся к демурицкому комплексу.

Пятихатский гранитный вал протягивается в меридиональном направлении вдоль восточной окраины Криворожской зоны от Желтореченской синклинали на юге до северного окончания Кременчугской структуры и определяет, по мнению Г.И.Каляева, простирание северной половины Криворожской зоны.

Наличие этих, а также менее известных куполов – Криничеватского, Камышевахского, Синельниковского и других дало основание Г.И.Каляеву называть Среднеприднепровский район Приднепровским мегаантиклинорием. Заметим, что Синельниковский купол в качестве инфраструктуры имеет породы гранулитовой слагородской свиты. Есть, таким образом, основание считать, что во всех других куполах, сложенных, в основном, метабазитами, инфраструктура представлена породами аульской серии. Зеленокаменные толщи образуют по отношению к гранитным куполам супраструктуру и вовлекаются в куполообразование лишь частично, вблизи зеленокаменных структур. По мнению Р.Я.Белевцева [50, 53], гранитоидные купола являются переработанными выступами архейского фундамента.

Эволюция Среднеприднепровского района неоднократно рассматривалась с позиций плитовой тектоники. Наиболее известны в этом плане работы Г.И.Каляева и Е.Б.Глевасского.

Г.И.Каляев первым среди украинских геологов признал, стал внедрять и пропагандировать идеи мобилизма в применении к докембрийским образованиям. Эти идеи продолжает развивать Е.Б.Глевасский [204, 211]. Эволюцию Приднепровского блока они представляют в следующем виде.

Поскольку все разломы, ограничивающие блоки щита, в том числе Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский, уходят в мантию, то эти блоки могут рассматриваться в качестве литосферных [204]. В мезоархее в пределах Приднепровского блока существовала рифтингово-спрединговая обстановка. Рифтинг закладывался на архейской протоконтинентальной коре в период 3500-3300 млн лет. Осевая зона спрединга располагалась в районе Сурской структуры. Мощность земной коры здесь наименьшая и тут располагался древний срединноокеанический хребет в виде поднятия Мохо до глубин 28-30 км. Возник архейский рифтогенный спрединговый бассейн с корой океанического типа протяженностью свыше тысячи километров. Г.И.Каляев назвал этот бассейн морем «Славутич». В результате спрединга сформировалась океаническая кора, сложенная породами ультрамафит-базальтоидной формации, которая вместе с породами железисто-кремнистой формации образовала

офиолитовую ассоциацию. Вначале формировались протяженные зеленокаменные зоны, которые вследствие гранитоидного куполообразования были расчленены на отдельные зеленокаменные структуры. Затем рифтогенная обстановка сменилась островодужной. Эта обстановка проявляется в формировании нового тектонотипа – гранитоидных и порфиroidных (кислые и средние вулканы) формаций. Островодужная стадия отвечает верхнеконкской свите. Гранитоиды днепропетровского и сурского комплексов формируются на рубеже около 3000 млн лет, реакционно замещая базальтоиды конкской серии. Таким образом, в современном состоянии зеленокаменные пояса – это реликты обширной складчатой области. Порода нижнеконкской свиты были собраны в складки еще до внедрения гранитов сурского комплекса.

Ограничивающие СГЗО зоны утолщенной коры рассматриваются как коллизийные зоны скупивания или как буферные зоны – результат столкновения блоков. Они наследуют местоположение зон поглощения, существовавших до формирования Криворожско-Кременчугской зоны. Последующее смещение происходило уже при формировании этой структуры вследствие надвигания более толстой коры Ингульского блока на менее мощную кору Приднепровья. Это явление Г.И.Каляев назвал «вторичной субдукцией». На востоке Приднепровский блок погружается под Приазовский блок.

Г.И.Каляев [319] считал, что бурение сверхглубокой скважины подтвердило его тектонические построения. Скважина вскрыла мощную толщу разнообразных тектонитов. Доказано, что Криворожско-Кременчугская сутура представляет собой серию надвигов и взбросов листрического характера, приуроченную к архейской зоне поглощения. В результате этих движений западное крыло Криворожского синклинали смещено вверх и к востоку на 5 км. Кстати, подобная схема была предсказана еще В.Б.Соллогубом [689]. Он писал, что в районе Кривбасса структуры, отражающие горизонт  $K_2$  (протофундамент), как бы надвинуты одна на другую. Этот надвиг образовался в результате горизонтальных подвижек отдельных блоков в восточном направлении. Более высокая степень метаморфизма пород Западно-Анновской полосы в сравнении с другими структурами, по мнению Г.И.Каляева, объясняется их аллохтонным залеганием вследствие смещения вдоль надвигов.

В связи со смелой и современной мобилистской концепцией возникает ряд вопросов. Мы не будем заниматься разбором этой интересной схемы, а сделаем несколько замечаний, обусловленных тематикой данной книги.

Обстановка палеоостровной дуги непременно предполагает наличие петрографической зональности, которая заключается в повышении щелочности пород от фронта дуги к ее тылу. В этом же направлении должен уменьшаться возраст магматических пород. Такая зональность, как убедился автор настоящей работы в результате изучения палеоостровной дуги на дне Черного моря, наблюдается во всех типичных островных дугах а на УЩ установлена в его западной части (см.гл. 4). Авторами [204] зональность не установлена и не упоминается. Не обсуждается ими наличие коматиитов, а также отсутствие бенитов, как характерных для островодужных комплексов пород. Зона поглощения не фиксируется офиолитовым торцом. Формирование океанической коры на коре континентальной также вызывает вопросы. Помните, Г.И.Каляев всегда решительно отвергал возможность нахождения гранитоидов на дне современного океана. Наконец, судя по выкладкам Г.И.Каляева, Приднепровский блок погружается одновременно и под Приазовский, и под Ингульский блоки, а это уже отвечает другому механизму – торошения плит. Важно заметить, что В.Б.Соллогуб [689] настаивал на том, что Западно-Ингулецкую зону надо относить к Ингуло-Ингулецкому блоку, а Орехово-Павлоградскую – к Приазовскому поскольку породы Приднепровского блока перекрывают эти соседние блоки.

По нашему мнению, островодужный механизм в Приднепровье если и осуществлялся, то далеко не с такой полнотой. Доказательно можно утверждать только спрединг и осадкообразование в отдельных структурах. Так, metabазиты ЗС Приднепровья по составу действительно отвечают базальтам срединно-океанических хребтов. После рифтогенеза Среднеприднепровский блок был удивительно пассивным. Он подвергся сжатию, причем со стороны одновременно двух соседних блоков с частичным погружением под эти блоки. Глубина погружения вряд ли превышала суммарную толщину коры контактирующих блоков:

А.Ф.Грачев и В.С.Федоровский [221,775], проанализировав химический состав базальтовых вулканических гранит-зеленокаменных областей, пришли к выводу, что по составу они существенно отличаются от вулканических как островных дуг, так и от вулканических современных рифтов и срединно-океанических хребтов. Интересно, что активность вулканизма ЗС, по расчетам авторов, если сопоставить мощности и время, была значительно более низкая, чем в современных островных дугах. Эти авторы считают, что вулканизм ЗС характеризует их как рифтовые зоны с вулканами центрального типа. Океаническая кора в процессе рифтинга создавалась, но не поглощалась. Следовательно, по их мнению, плитовая тектоника к архею неприменима.

Длительное время тектоническая схема фундамента Среднего Приднепровья, предложенная Г.И.Каляевым, была господствующей и ограждалась на всех мелкомасштабных картах. Однако уже в 1976 г. А.М.Лысак и А.А.Сиворонов [323, 512] выступили с пересмотром его схемы. На месте практически всех гранитных куполов эти авторы выделяют жесткие блоки под теми же названиями: Саксаганский, Днепропетровский, Запорожский, Камышевахский, Демуриновский, частично возвращаясь тем самым ко взглядам Н.П.Семеновко. В пределах блоков выделяются синклинали и антиклинальные структуры первого порядка. Доказывается, что мелкая дисгармоничная складчатость имеет нетектоническую природу: она является следствием разной степени пластичности вещества горных пород. Макроскладчатость самого фундамента характеризуется простотой и в этом заключается особенность акульей складчатости. Авторы показали, что в фундаменте преобладают субширотные простирания, которые меняются на субмеридиональные вблизи Славгородского блока. Это дает им основание предполагать более древний возраст гранулитового комплекса.

Новейшие данные о тектоническом строении зеленокаменных структур изложены в статье А.Б.Боброва с соавторами [110]. Авторы придерживаются, как они пишут, модернизированного варианта представлений Г.И.Каляева. По их мнению, после формирования зеленокаменных структур в результате блоковых движений произошла их эрозия с расчленением на отдельные реликтовые фрагменты. ЗС обрамляют блоки, располагаясь в промежутках между ними. Форма структур определя-

ется по Е.И.Паталах: как классические 3-4-лучевые вращающиеся межкупольные мультисинклиналильные складки. А.Б.Бобров с соавторами выделяют три тектонотипа зеленокаменных структур: конкский (линейный), сурский (брахиальный) и верховцевский (амфиболитный). Они же дают наиболее полные характеристики тектонического строения отдельных ЗС.

Интересные данные по глубинному строению зеленокаменных структур получили А.Г.Насад с соавторами [558]. Они доказали, что всем зеленокаменным структурам и массивам щелочных пород отвечают поднятия Мохо, а всем гранитоидным куполам – прогибы. Поднятие Мохо – важнейший довод в пользу рифтового характера зеленокаменных структур. А.В.Чекунов и др. [827] неглубокое залегание раздела Мохо под зеленокаменными структурами рассматривают в качестве прямого генетического признака этих структур. Еще раньше, В.Б.Соллогуб полагал, что зеленокаменные структуры тесно связаны с глубинными разломами. В частности, под Белозерской структурой предполагалось на глубине 8-10 км наличие интрузии основных пород. По представлениям Ю.П.Орещко с соавторами [591] под Белозерской структурой сейсмические площадки на глубине 18 км сложены либо породами основного состава, либо серпентинизированными гипербазитами. Под Сурской, Верховцевской и Чертомлыкской структурами на глубинах около 10 км находятся тела мантийных диапиров или их дифференциатов – базальтовых коматиитов.

Авторами [558] установлено, что в ряде случаев контуры поверхности Мохо отвечают очертаниям ЗС. При этом поверхность Мохо в СГЗО более изрезана, чем в Приазовском блоке. Наибольшее поднятие Мохо определено под Сурской ЗС – 30-28 км. Для других ЗС глубины залегания Мохо следующие: Чертомлыкская – 42-32, Конкская – 44-36, Софиевская – 36-34, Верховцевская – 38-36, Дерезоватская – 42-36, Белозерская – 40-30 км. Под гранито-гнейсовыми куполами глубины такие: Пятихатский купол – 52-42, Саксаганский – 56-48, Кудашевский массив – 56, Мокромосковский – 48-50, Токовский – 46, Восточно-Белозерский – 52-64 км. Явные опускания поверхности Мохо установлены под блоками, сложенными породами гранулитовой фации: под Орехово-Павлоградской зоной – 44-42 км, под Славгородским блоком – 46 км на севере и 40-38 км в центре. Забегая вперед отметим, что Сорокинская зона Приазовья, которая многими геологами рассматривается как зеленокаменная структура, по данным [558] имеет желобообразный прогиб Мохо глубиной 46-44 км, что характеризует ее как первично гранулитовую структуру.

Криворожско-Кременчугская зона представляет собой цепь синклиналей и моноклиналей, примыкающих к Криворожско-Кременчугскому разлому. Е.Б.Глевасский и Г.И.Каляев [274] относят зону к типу железисто-кремнистых формаций, заложенных на континентальной коре.

Согласно тектонической схеме, предложенной Р.Я.Белевцевым [272], Криворожский синклиниорий не единый. Он сложен четырьмя асимметричными чешуйчатыми синклиналиями: Западной, Южной, Центральной и Саксаганской. Толщи этих синклиналей отлагались в четырех обособленных узких трогах, разобщенных продольными поднятиями архейского фундамента. Асимметрия синклиналей заключается в малой мощности или вообще в отсутствии западных крыльев. Общее падение крыльев восточное, что и позволяет предполагать при складкообразовании надвигание блоков фундамента на восток по наклонным надвигам – Саксаганскому, Тарапаковскому, Юго-западному и другим. Впрочем, согласно данным сверхглубокого бурения, в западном крыле Кривбасса имеется нормальная синклиналильная складка. Величина эрозии Криворожской структуры определяется по наличию тройной точки глиноземистых минералов и равна примерно 12 км.

Идею поддвигания Среднеприднепровского блока под Ингульский. Р.Я.Белевцев [53, 272] аргументировал следующим образом. Погружение вдоль зоны субдукции на глубины 30-50 км должно активизировать глубинные процессы – высокотемпературный метаморфизм и переплавление древних гранитов. Таким образом формировался чарнокитовый диапир, давший Боковянский и Верблюжский массивы и метаморфическую зону гранулитовой фации. Возникает некоторое подобие парного метаморфического пояса, в результате чего менее погруженные восточные структуры Криворожья метаморфизованы в зеленосланцевой, а западные – в эпидот-амфиболитовой фации. Таким образом, поддвигание Среднеприднепровской плиты под Ингульский блок было причиной формирования геологической структуры и зональности метаморфизма Кривбасса. Это вполне согласуется с нашими представлениями о структуре Ингульского блока, изложенными в предыдущей главе.

Р.Я.Белевцев [51] показал, что нижнепротерозойские осадки Криворожской синклинали отлагались на жестком архейском гранитном фундаменте, деформация которого была возможна только посредством разломов. Это подтверждается тем, что граниты вдоль бортов синклинория интенсивно катаклазированы. Саксаганские и ингулецкие граниты повторно метаморфизованы одновременно с криворожской серией. Находит, таким образом, обоснование факт отсутствия мигматизации пород криворожской серии: она была невозможна, поскольку условия регионального метаморфизма не превышали эпидот-амфиболитовой фации. Уменьшение мощностей свит в западных крыльях синклиналей говорит о продольных поднятиях. По мнению Р.Я.Белевцева, можно ожидать незначительного увеличения метаморфизма с глубиной, что вполне подтвердилось при бурении сверхглубокой скважины. Причиной образования асимметричных псевдомоноклинальных складок он также считает наклонные разломы. Все структуры, расположенные на архейских гранитоидах, по его мнению, однотипны: таковы зеленокаменные структуры Приднепровья, а также структуры Приазовья, Побужья и Орехово-Павлоградской зоны.

Интересную гипотезу, как уже отмечалось выше (гл. 4), предложил Е.Б.Глевасский [201]. Он предполагает смещение южной части Криворожско-Западно-Ингулецкой полосы вдоль Подольской зоны разломов почти на 250 км на запад, вследствие чего эта часть Криворожья стала в позицию зоны Фрунзовско-Одесских магнитных аномалий. Иную точку зрения на этот счет высказал, что также отмечалось выше, С.В.Нечаев [569].

В Криворожье заложена единственная на УЩ сверхглубокая скважина – СГ-8 или КСГС (Криворожская сверхглубокая). Скважина была в проходке с 1984 по 1994 г.г. и остановлена на глубине 5542 м при проектной глубине 12000 м. Надо заметить, что для прокладки скважины первоначально обсуждались два варианта. Один вариант был предложен академиком В.С.Соболевым, И.С.Усенко и автором. Вариант предполагал бурение в Гайворонском блоке Среднего Побужья. Проект скважины основывался исключительно на геофизических данных и главным доводом было то, что мы ничего не знаем о глубинных горизонтах гранули-

товых областей. Отстоять этот вариант автору, который выступал один против четырех членов академии, естественно, не удалось. Победило мнение Н.П.Семеновко, Я.Н.Белевцева, В.Б.Соллогуба и А.В.Чекунова, которые представили очень выигрышный разрез по Криворожью. Разрез, кстати, не подтвердился. По конкретному месту заложения скважины среди академиков также были споры, и победило предложение Я.Н.Белевцева. После начала бурения КСГС одно время мерцала возможность заложения второй сверхглубокой скважины и А.В.Чекунов пытался провести наш побужский вариант, но началась перестройка.

КСГС забурена в западной части Криворожской структуры, в створе с рудником им. Ленина. Скважина должна была решить целый ряд вопросов: геологический разрез и расшифровку структуры Кривбасса, глубины залегания пород железорудной формации, зональность метаморфизма и метасоматоза и связанных с ними рудогенерирующих процессов, генетическую интерпретацию глубинных геофизических исследований. Предполагалось, что все сверхглубокие скважины СНГ будут соединены региональными геофизическими профилями, что безусловно подняло бы изученность глубинных зон земной коры на принципиально новый уровень [465].

Полученные при бурении результаты оказались более скромными, но все же достаточно интересными. К сожалению, как отмечают авторы [465] средства, отпущенные на научное сопровождение скважины, по сравнению со стоимостью бурения, были мизерными. Основные результаты следующие: в западной части Кривбасса установлена неглубоко залегающая синклиналичная структура, показана плохая сопоставимость разрезов железорудной формации, установлено наличие вертикальной метаморфической зональности, мощных разломно-трещинных зон, а также древнего циркона (около 3 млрд лет) в породах верхней криворожской серии. Р.Я.Белевцев в результате изучения криворожского разреза нашел подтверждение своим оригинальным взглядам. По его представлениям, и тоналито-гнейсы, и железистые кварциты являются первично-интрузивными породами. На многие первичные породы криворожской серии наложился кислотный или щелочной со скарнообразованием метасоматоз и лишь затем толща была метаморфизована в эпидот-амфиболитовой фации. Автор склонен поддержать эту точку зрения.

## 7.2. Метаморфические породы фундамента

### 7.2.1. Аульская серия

Аульская серия объединяет разнообразные амфибол- и биотитсодержащие плагиогнейсы, распространенные в виде ксенолитов в пределах гранитных куполов. Как ныне признается большинством геологов, образования аульской серии, мигматизированные и гранитизированные, служат фундаментом для зеленокаменных структур и толщ криворожской серии.

Аульская серия впервые была выделена Н.П.Семеновко в 1970 г. В.И.Орса расчленил древнейшие породы Среднего Приднестровья на две толщи – днепропетровскую и вольнянскую. Первоначально в схеме НСК, по предложению Б.З.Берзенина и др. [67], аульская серия была расчлениена на две толщи: славгородскую (нижняя) и базавлукскую (верхняя). Впоследствии В.И.Орса предлагал еще более детальное разделение аульской серии на толщи: славгородскую, днепропетровскую, вольнянскую и базавлукскую [594]. В настоящее время в схеме НСК выделены славгородская и томаковская толщи. Последняя, вероятно отвечает вольнянской толще В.И.Орсы. Базавлукская толща в схеме оказалась выше аульской серии и это, по нашему мнению, неправильно. Н.П.Щербак и др. [881] считают аульскую серию в числе древнейших на УЩ. При этом они отмечают, что до сих пор не удалось обнаружить цирконы, несущие первичную геохронологическую информацию. Все полученные значения изотопного возраста по циркону находятся в интервале 3,0-3,1 млрд лет. Так, изотопный возраст циркона из амфиболового гнейса с.Шолохово – 3060 млн лет, из роговообманковой породы там же – 3070 млн лет. Многократная переработка пород фундамента сначала в гранулитовой, затем в амфиболитовой фации и в процессе гранитообразования стерла первичные возрастные метки. Теперь остается ожидать внедрения локального радиоизотопного метода для выявления древнейшего циркона.

#### 7.2.1.1. Славгородская апогранулитовая ассоциация

Породы гранулитовой ассоциации в Славгородском блоке в Среднем Приднестровье впервые вскрыты и описаны Б.З.Берзениным [66]. Славгородский блок находится в северо-восточной части СГЗО и ограничен с юга Девладовским, с востока – Орехово-Павлоградским, с запада Нижнетерсянским разломами, а с севера Днепровско-Донецкой впадиной. Размеры блока 60x40 км (рис. 7.2). Территориально выходы гранулитовых пород расположены в Дерезоватско-Конкско-Белозерском зеленокаменном поясе, но генетически и в возрастном плане не имеют ничего общего со слагающими пояс зеленокаменными структурами. Гранулитовые породы слагают две куполовидных структуры: к югу от ст.Синельниково, между пгт.Ново-Александровка и Славгород, и аналогичную структуру к северо-западу от первой – Звонецкую.

В действующей стратиграфической схеме под названием «славгородской» выделена толща метаморфических пород, слагающая нижнюю часть аульской серии с предполагаемым возрастом свыше 3700 млн лет, и славгородский магматический комплекс в качестве возрастного аналога гайворонского и ташлыкского комплексов. Известно, что в Славгородском блоке имеются и другие магматические породы – основные и ультраосновные. Поскольку никаких объяснений по поводу славгородского комплекса в схеме не предложено, а данные о проявлениях гранулитовых пород в Среднем Приднестровье крайне скудные, мы даем их краткую совместную характеристику.

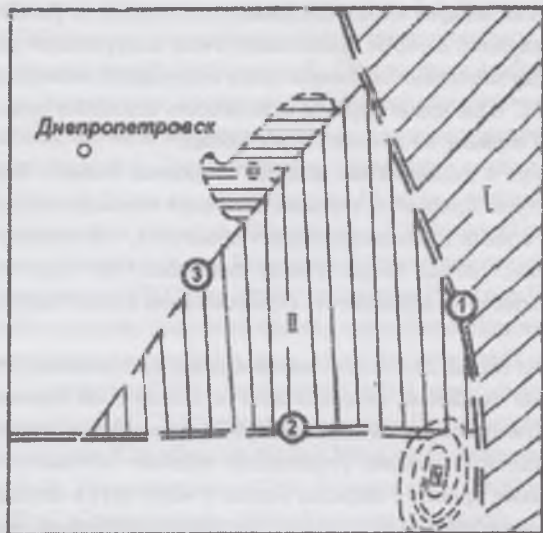


Рис. 7.2 Схема геологического строения Славгородского района [607].

I — Приазовский геотектонический блок; II — Славгородский тектонический блок, III — Дерзоватская зеленокаменная структура. 1 — Ореховско-Павлоградский глубинный разлом; 2 — Девладовский глубинный разлом; 3 — Дерзоватский региональный разлом

Б.З.Берзенин установил, что породы славгородской толщи залегают в ядрах линейных структур, сложенных породами днепровской толщи. С.И.Переверзев [607] упоминает также натровые высокомагнитные гранитоиды топиловского комплекса, сложенных диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами и трондjemитами. Резкой границы между славгородскими гранулитами и биотитовыми гнейсами днепровской толщи нет. В.И.Орса полагает, что биотитовые гнейсы днепровской толщи наращивают разрез гранулитовых основных сланцев. По его же данным, в протоочках гнейсов днепровской толщи, которую он относит к наиболее глубинным образованиям фундамента, постоянно встречается ортопироксен, а особенно часто — клинопироксен.

Славгородскую и днепровскую толщи также сближает одинаковый характер магнитного поля.

З.А.Крутиховская и др. [451] отмечают ряд общих признаков Синельниковской аномалии Приднепровья и Гайсинской и Винницкой аномалий Подолы. По их мнению, подобные блоки фемического типа являются переработанными фрагментами первичной земной коры.

Б.З.Берзенин совершенно правильно определил метаморфические породы Славгородского района как двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы. Кроме них указаны двупироксен-амфибол-плаггиоклазовые, биотит-роговообманковые кристаллосланцы и амфиболиты, а также магнетит-куммингтонитовые кварциты. Б.З.Берзенин отмечает также наличие маломощных тел эндербитов. Примечательно, что метапелиты и графитосодержащие породы не установлены. Гранулитовые кристаллосланцы ассоциируют с диоритовидными породами, в которых установлены реликтовые зерна ортопироксена. С перечисленными породами ассоциируют также ультрабазиты и габброиды, слагающие несколько интрузивных тел, в том числе Славгородский ультрабазитовый массив, известный под названием «Каменный бугор». Б.З.Берзенин отметил в основных породах рудопроявления ильменита — до 10 кг/т и магнетита — до 7 кг/т. Эти содержания относятся, по-видимому, к габброноритам. Б.З.Берзенин установил, что базиты славгородской ассоциации по геохимическим параметрам резко отличаются от метабазитов конкской свиты. Он предложил также выделить в составе ассоциации метабазитовую и габбро-перидотитовую формации раннеархейского возраста, для чего данных, по нашему мнению, пока недостаточно. С.И.Переверзев [60] выделил три группы метаморфических пород: пироксен-амфибол-плаггиоклазовые кристаллосланцы, амфиболиты и биотитовые плаггиогнейсы, ритмично чередующиеся в разрезе. Отмечены редкие линзы малорудных кварцитов и скарноидов.

В.И.Орса [594] изучил материалы Б.З.Берзенина. Он указывает, что ортопироксен в метаморфических породах довольно высокожелезистый:  $f=62\%$ . Роговая обманка густо-зеленая,  $f=38\%$ , плаггиоклаз — андезин-лабрадор. По данным Р.Я.Белевцева [49], составы роговых обманок находятся в поле амфиболитовой фации, вблизи поля минералов эпидот-амфиболитовой фации. С.И.Переверзев утверждает, что состав первичных роговых обманок отвечает гранулитовой фации, а вторичных — амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. В приведенных в работе В.И.Орсы анализах под названием основных пород фигурируют только биотит-плаггиоклазовые кристаллосланцы (табл.7.1), которые по содержанию СаО отвечают скорее биотит-гиперстеновым кристаллосланцам. В.И.Орса изучил также диориты и более кислые породы тоналит-трондjemитового состава на предмет их принадлежности к эндербитам. Породы диоритового состава преобладают. Все они гнейсовидные, с очень разным количественным минеральным составом. По его описаниям, настоящих эндербитов здесь нет.

В.И.Орса дает следующий состав диоритов: плаггиоклаз (№ 24-36) — 54-70, роговая обманка — 8-20, биотит 2-13, ортопироксен — 0-0,5, кварц — 0,5-8%. По чарнокитовой терминологии эти породы можно определить как йотуниты. Гиперстен в шлифах встречается редко, часто окружен кварц-биотитовым симплектитом. По оптическим свойствам он не отличается от гиперстена из кристаллосланцев. Роговая обманка в шлифе густо-зеленая и не похожа на роговую обманку из гранулитов. По химическому составу она отвечает амфиболитовой фации (см.табл.7.1). Биотит бурый с зеленоватым оттенком, низкотитанистый, с разной железистостью — от 43 до 65%.

Свойства темноцветных минералов и геологические взаимоотношения пород — переходы от пироксенсодержащих к роговообманковым кристаллосланцам, однозначно свидетельствуют о наложении на породы гранулитовой фации регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, вероятно, связанного с гранитизацией. По расчетам С.И.Переверзева (двупироксеновый и гранат-гиперстеновый геотермометры Л.Л.Перчука), кристаллизация пород гранулитовой фации происходила при  $T=8-10-860^{\circ}\text{C}$ , а регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации — при  $T=600-640^{\circ}\text{C}$  [608].

По химическому составу диориты, тоналиты и трондjemиты полностью коррелируются с породами эндербитовой серии. Однако, есть и отличие: и диориты и тоналиты Славгородского блока более железистые, чем эндербиты Побужья. Примечательно, что все породы не обнаруживают калишпатизации, как это происходит в типично гранулитовых областях. В.И.Орса справедливо считает, что для выделения здесь эндербитовой формации оснований нет. Мы с ним согласны. Однако, наличие реликтов гиперстена, высокая ти-

ганистость магнитоита из диоритов ( $TiO_2=5-7\%$ ) вполне определенно указывают на первично эндербитозый состав этих пород. Предлагая для них определение "апоэндербиты", мы хотим подчеркнуть то принципиально важное для геологии СГЗО обстоятельство, что в составе ее фундамента были породы гранулитовой фации. Их метаморфические превращения были регрессивными. Более того, характер преобразований в Славгородском блоке мы можем распространить на весь гранит-зеленокаменный блок. По-видимому, гранулиты Славгородского блока в формационном отношении столь же разнообразны, как и в типичной гранулитовой области.

После проведенной недавно геологической съемки Славгородского района возникла дискуссия на тему о генетической сущности слагающих его образований. С.И.Переверзев [607, 608] подтвердил данные Б.З.Берзенина. Он отметил большое сходство Славгородского разреза с базавлукским. Сходство состоит в ритмичном чередовании близких по составу амфиболитов и плагиогнейсов обоих разрезов, а также в геохимическом подобии. В то же время, автор подчеркивает абсолютную несхожесть славгородского разреза с мета-базитами сурской свиты.

Таблица 7.1.

Химический состав минералов и пород Славгородского блока.

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	44,36	44,58	37,01	37,52	50,02	60,58	69,95	35,12	37,04
TiO <sub>2</sub>	0,73	1,08	2,02	1,99	1,29	0,69	0,36	0,05	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,09	10,34	16,26	15,04	14,98	16,68	15,47	0,98	0,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,77	6,98	4,95	5,62	4,58	3,05	1,59	4,58	5,06
FeO	12,96	10,12	12,34	14,39	7,09	3,13	1,78	4,12	2,24
MnO	0,36	0,22	0,19	0,28	0,12	0,08	0,04	0,14	0,06
MgO	11,09	11,94	13,43	11,99	8,20	2,14	1,18	39,71	36,10
CaO	11,00	11,40	0,37	0,39	7,07	5,54	3,42	0,44	1,89
Na <sub>2</sub> O	1,10	1,25	0,40	0,14	3,51	4,47	4,13	0,11	0,13
K <sub>2</sub> O	0,85	0,75	9,20	8,80	1,11	1,28	1,28	0,17	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	0,29	0,24	0,16	0,12	0,02
H <sub>2</sub> O	0,05	—	0,28	—	0,07	0,23	0,92	0,56	0,40
П.п.п.	1,88	1,90	2,86	3,48	1,79	0,96	1,27	13,67	14,58
F	—	—	0,32	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,14	100,56	100,15	99,20	100,12	99,07	101,55	99,77	98,43
F, f	47	44	42	47	59	75	74	18,2	16,9
Fo, fo	14	24	15	15	39	49	47	53	69

Примечание. 1, 2 – роговая обманка из гранитоидов Славгородского блока, 3, 4 – биотит, там же. 5 – основной кристаллосланец, среднее из 12 ан.; 6 – кварцевый диорит, ср. из 12 ан.; 7 – тоналит и трондьемит, ср. из 12 ан.; 8 – слабо серпентинизированный перидотит, Славгородский массив; 9 – серпентинизированный перидотит, там же. Анализы 1-7 из [594], 8,9 – из [67].

ученных нами габброидов (габброноритов) оказались два вида. Одни из них, по геологическому описанию, залегающие согласно в стратифицированных толщах, представлены свежими породами также «побужского» типа. Другие, залегающие в виде даек строго в зоне Девладовского разлома, сильно эпидотизированы, как это вообще характерно для основных пород фундамента Приднепровья. С другой стороны, характерных для габброидов александровского комплекса признаков автотемпературных процессов ни в тех, ни в других габброидах не обнаружено.

Славгородский ультрабазитовый массив расположен в западной части одноименной синклинали [67]. Вмещающими породами являются амфиболиты, относимые в то время к акульской серии. Одно из тел амфиболитов, благодаря габбровой структуре, определяется как древнее габбро. Ультрабазиты секутся жилами пегматитов и диоритов. В составе массива выделены слабо измененные дуниты, гарцбургиты и пироксениты, а также автотемпературные их аналоги – хризотиловые и антигоритовые серпентиниты. В составе массива серпентиниты резко преобладают. Породообразующие минералы: оливин, ортопироксен, редок клинопироксен, хризотил, антигорит, тремолит, магнетит, карбонат, тальк, вермикулит, зеленая шпинель. Согласно петрохимическим пересчетам, первичные для серпентинитов породы имели существенно ортопироксеновый состав (см. табл. 7.1). Коэффициент магnezиальности Хесса находится в пределах 3-6, что соответствует производным габбровой магмы или ультрафербазитам В.А.Кузнецова. По-видимому, Славгородский массив представляет собой расчлененную габбро-перидотитовую интрузию. Б.З.Берзенин относит его к раннеархейской офиолитовой формации. Содержание NiO в ультрабазитах составляет 0,3-0,4 %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0,4-0,7 %. В коре выветривания Славгородского массива находится месторождение силикатного никеля.

В.Ф.Киктенко и др. [341] описали тело ультраосновных пород по р.Мокрая Московка, возможно, того же типа. В центре тела залегают серпентинизированные дуниты (F = 16,4 %), которые сменяются тальк-антофилиитовой породой и биотитом.

В качестве пород, производных по гранулитам, мы рассматриваем днепропетровскую толщу.

Породы днепропетровской толщи распространены в Днепропетровском блоке севернее широты Девладовского разлома. В ядрах складок, сложенных породами толщи, нередко выступают гранитоиды славгородского типа. В протолочках гранитоидов, изредка даже в шлифах встречается ортопироксен, а в амфиболитах широко распространен клинопироксен. Подобно породам славгородской толщи, породы днепропетровской толщи характеризуются высокой магнитноактивностью. Наконец, как отмечает В.И.Орса, днепропетровская толща пережила более сложную, чем, например, базавлукская толща, тектоническую историю. Если учесть все эти факты, то можно сделать вывод, что днепропетровская толща сложена продуктами преобразования гранулитов славгородской толщи и с точки зрения стратиграфии должна быть отнесена к славгородской свите.

Днепропетровская толща сложена тремя основными компонентами: тоналитовыми гранито-гнейсами и мигматитами, амфибол-биотитовыми кристаллосланцами андезитового состава и амфиболитами основного состава. На вариационной диаграмме выделяются три моды: 50, 60 и 62-70% SiO<sub>2</sub>. Известны редкие тела догранитных и постгранитных ультрабазитов. Обращает внимания тот факт, что породы метапелитового состава здесь, как и в славгородской толще, не указаны. Среди амфиболитов выделяются клинопироксенсодержащие, нормальные и актинолитовые разновидности. Всегда присутствует эпидот, часто также хлорит и биотит.

Таблица 7.2.

Химический состав минералов и пород днепровской толщи (славгородская свита ?)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	42,90	42,81	42,30	42,47	51,29	52,02	36,69	36,30	48,28	59,56
TiO <sub>2</sub>	0,76	1,14	1,68	1,73	0,07	0,12	2,47	3,42	0,60	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,89	10,87	9,28	9,83	1,56	0,33	15,43	15,56	14,38	16,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,54	6,30	6,41	6,70	2,22	2,88	3,60	3,20	3,19	3,37
FeO	9,19	12,93	12,93	13,00	5,74	7,54	15,07	16,23	6,91	3,74
MnO	0,22	0,38	0,387	0,37	0,28	0,54	0,28	0,35	0,23	0,07
MgO	13,60	9,34	10,12	9,59	13,56	13,29	12,84	11,43	8,34	3,06
CaO	12,96	10,92	11,70	11,70	24,28	21,96	0,35	0,18	11,20	5,32
Na <sub>2</sub> O	1,27	1,41	1,44	1,18	0,29	0,37	0,20	0,10	2,34	4,30
K <sub>2</sub> O	1,11	1,06	1,54	1,36	0,03	0,04	9,26	8,80	0,72	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,23	—	—	0,14	0,14	—	—	0,08	0,04
H <sub>2</sub> O-	0,13	0,05	0,04	0,28	0,10	0,06	0,16	—	0,08	0,04
П.п.п.	1,54	1,95	2,12	2,79	0,73	1,09	3,01	3,26	1,28	1,17
Сумма	100,37	99,39	99,83	100,00	100,36	100,38	100,05	99,45		
F, f	37	53	53	53	24	30	45	49	55	70
Fo, fo	35	30	31	31	31	25	18	15	32	47

Примечание. 1,2 – роговая обманка из амфиболита; 3,4 – роговая обманка из амфибол-биотитовых кристаллосланцев; 5,6 – клинопироксен из амфиболитов (см.1,2, соответственно); 7,8 – биотит из амфибол-биотитовых кристаллосланцев (см.3,4, соответственно); 9 – амфиболит, среднее из 24 анализов; 10 – амфибол-биотитовый кристаллосланец, среднее из 19 анализов. Анализы из [594].

По структуре амфиболиты очень разнообразны – от тонкозернистых сланцеватых до крупнозернистых массивных. Клинопироксен – салит с  $f=25-30\%$  (табл.7.2). Роговая обманка пироксенсодержащих амфиболитов травяно-зеленая, железистость обычно менее 40%. В «нормальных» амфиболитах железистость роговой обманки выше – около 50%. Плагноклаз №№ 50-55. Биотит-амфиболовые кристаллосланцы сложены роговой обманкой с  $f=53\%$ , плагноклазом №№ 32-37, коричневым биотитом с TiO<sub>2</sub>=2,5%,  $f=40-48$  и кварцем. По петрохимическим характеристикам амфиболиты отвечают толеситовым базальтам, даже – вулканитам островных дуг, и, подобно побужским базальтам, отличаются повышенной основностью. Высокий коэффициент «b» А.Н.Заварицкого – характерная особенность архейских метабазитов гранулитовой фации, впервые отмеченная И.С.Усенко. Биотит-амфиболовые кристаллосланцы отвечают по составу высокоглиноземистым андезитам.

Данные о составе томаковской толщи Славгородского района имеются в работе С.И.Перверзева [607, 608]. В составе Новониколаевской брахисинклинали, расположенной возле юго-восточного угла Славгородского греугольника (рис. 7.2) он называет следующие породы: биотит-мусковитовые плаггиомигматиты, малорудные магнетит-амфиболовые кварциты и гранат-биотитовые кварцито-сланцы, мусковит-гранат-биотитовые, биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом, пироксен-хлорит-плаггиоклаз-актинолитовую породу, амфиболиты. Последние развиты очень ограниченно. Подчеркивается, что гнейсы в той или иной мере мигматизированы вплоть до настоящих мигматитов, а разрез в целом не имеет ничего общего с сурской свитой, с которой сравнивали его некоторые геологи. С.И.Перверзев считает, что первоначально породы были метаморфизованы в гранулитовой фации и подтверждает это составом роговых обманок.

### 7.2.1.2. Томаковская толща

Томаковская толща охарактеризована и предложена к выделению С.И.Перверзевым [609, 610], материалами которого, находящимися в печати, мы воспользовались с любезного разрешения автора. Напомним, что открытие пород гранулитовой фации в районе пгт Томаковка на основании имеющегося здесь гравитационного максимума, было предсказано в свое время Г.И.Калевым. Согласно устному сообщению А.В.Сухорады, разрез томаковской толщи в районе пгт. Томаковка напоминает разрез бугской серии. Разрез изучен В.И.Орсой, но материалы эти не опубликованы. По нашему мнению, томаковская толща представляет собой такой же выступ гранулитового фундамента, как и толщи Славгородского района.

Породы томаковской толщи наиболее полно представлены в одноименной синклинали в пределах Запорожского антиклинория. Простираение синклинали широтное. Больше, чем породы томаковской толщи, распространение в этом районе имеют породы славгородской свиты. Их залегание согласное, но предполагается, что славгородская свита занимает более низкое стратиграфическое положение. От существенно роговообманковых пород славгородской толщи разрез томаковской толщи отличается преобладанием глиноземистых пород. Метаморфические породы сильно мигматизированы и представляют собой скалиты. Гранулитовые парагенезисы вообще обнаружены только в центральных частях как Томаковского, так и Славгородского районов: на их периферии они отсутствуют.



Главными составляющими томаковской толщи являются биотит-гранатовые, биотит-кюрдьерит-гранатовые плагиогнейсы, иногда с гиперстеном или силлиманитом, гранат-амфибол-биотитовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, редко – амфиболиты и железисто-кремнистые породы. Последние представлены массивными или гнейсовидными, мелко- и среднезернистыми малорудными гиперстен-грюнеритовыми и амфибол-биотитовыми кварцитами.

По геохимическим характеристикам [609] амфиболиты томаковской толщи надежно коррелируются с метабазами славгородской и базавлукской свит и не обнаруживают значимых корреляционных связей ни с метабазами сурской свиты, ни с метагабброидами александровского комплекса.

По гранат-амфиболовому и гранат-гиперстеновому геотермометрам Л.Л.Перчука определены температуры кристаллизации пород томаковской толщи в пределах 725-780°C. Условия формирования производных регрессивного амфиболитового метаморфизма оцениваются  $T=650-686^{\circ}\text{C}$ , а еще более позднего метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации – 540-560°C. В приразломных зонах проявлен зеленосланцевый метаморфизм.

### 7.2.1.3. Базавлукская свита

Наиболее крупные фрагменты пород аульской серии обнажены по рекам Базавлук и Базавлук (с.Шолохово). Полный разрез базавлукской свиты описан на восточном крыле Саксаганского купола, в ядре Петровской антиклинальной складки [888]. Здесь вскрыт контакт с породами конкской серии Чертомлыкской структуры. Авторы [888] отмечают, что контакт не обнаруживает видимого несогласия, что объясняется общностью для контактирующих образований последней крупной деформации. На некотором удалении от контакта эти образования приобретают собственные структурные планы.

Особенностью базавлукской толщи, как подчеркивает В.И.Орса, [594], является существенно амфиболовый состав метаморфических пород. В этом плане толща слагает единый ряд со славгородской и, особенно, с днепропетровской толщей. Другая ее особенность – отсутствие признаков купольного гранитообразования. И третья особенность – наличие редких тел гранатосодержащих амфиболитов при полном отсутствии амфиболитов пироксеносодержащих.

Основную часть базавлукской толщи слагают амфиболиты, амфиболсодержащие кристаллосланцы и плагиогнейсы. Одно время они рассматривались как гранитизированный аналог нижней части конкской свиты. Такая точка зрения сохраняет значение до сих пор. Амфиболиты и биотит-амфиболовые кристаллосланцы – массивные, среднезернистые. Гранат гроссуляр-альмадинный, типичный для амфиболитов. Он содержит 35 % гроссуляра и 57 % альмандина. На магматический генезис этих амфиболитов указывал И.С.Усенко [752, 754]. В гранатовых амфиболитах роговая обманка высокожелезистая (80 %) и по составу близка к феррогастингситу. В обычных амфиболитах роговая обманка среднежелезистая. По химическому составу амфиболиты – типичные толситовые базальты:  $\text{SiO}_2=48-53$ ,  $\text{TiO}_2=0,3-0,6$ ,  $\text{K}_2\text{O}=0,2-0,8$  %. Л.С.Бородин [125] путем петрохимических построений показал, что метабазиты р.Базавлук обнаруживают сходство с толеитовыми базальтами из океанических рифтогенных и спрединговых зон. На этом основании он делает вывод об океаническом типе коры в период формирования днепропетровской толщи. На диаграммах А-F-M [881] составы метабазитов славгородской и базавлукской толщ практически не различаются, что позволяет допустить формирование вторых за счет регрессивного метаморфизма первых. Однако, наличие граната, не типичного для диафторитов, разрешает предположить и прогрессивный характер метаморфизма амфиболитов.

А.М.Лысак и А.А.Сиворонов [513, 514] изучили разрез аульской серии в бассейнах рек Базавлук и Базавлук в пределах Саксаганского купола. Позднее разрез по р.Базавлук стал локалитом базавлукской свиты, как верхней части аульской серии. Г.И.Калиев относит эти разрезы к низам конкской серии [318]. Впоследствии А.М.Лысак и А.А.Сиворонов расчленили этот разрез на две части: нижнюю – гнейсово-кристаллосланцевую («петровская свита») и верхнюю – кристаллосланцево-амфиболитовую («славянская свита»). Авторы [514] настаивают на ритмичном строении и вертикальной упорядоченности изученного разреза. В его составе выделено десять петрографических разновидностей пород. Большая их часть относится к плагиогнейсам – биотитовым, биотит-роговообманковым, карбонатсодержащим и др., меньшая часть – к более основным – роговообманковым кристаллосланцам и амфиболитам. Среди последних выделяются средне- крупнозернистые меланократовые породы – амфиболиты, для которых допускается интрузивный генезис. Доля основных пород возрастает вверх по разрезу. В толще амфиболитов встречаются субсогласные тела метаультрамафитов, превращенных в хлорит-тремолитовые и хлорит-тальк-тремолитовые сланцы.

Для плагиогнейсов района с.Шолохово авторами [279] рассчитано отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равное 0,7005-0,7009, то есть отличное от изотопного состава недифференцированной мантии ко времени 3,19 млрд лет. Для амфиболитов получен Sm-Nd возраст 3,91 млрд лет. Авторы отмечают, что аналитические точки амфиболитов не дают надежной геохронологической информации и, тем не менее принимают эту дату, повторяя ее в другой работе [280]. Специалисты ИГМР НАН Украины подвергают эту дату сомнению. В последствии от нее отказались и авторы [280].

Среди главных породообразующих минералов, наряду с роговой обманкой, биотитом и плагиоклазом названы гранат и доломит (гранатовые амфиболиты, карбонатсодержащие плагиогнейсы) [513, 514]. Интересно, что в амфиболитах выделены две генерации плагиоклаза: лабрадор-анортит и олигоклаз-андезин. Заметим, что такие же генерации плагиоклаза определены в базитах Среднего Побужья. Установлены также две разновидности роговой обманки: сине-зеленая и замещающая ее бледная актинолитовая роговая обманка. Широко развит вторичный эпидот. Доломит ассоциирует с основным плагиоклазом. На основании петро- и геохимических данных авторы [513] показали отличие пород разреза р.Базавлук от сланцев Чертомлыкско-Соленовской ЗС. Используя эти расчеты, особенности циркона, а также особенности строения разреза они обосновывают и, надо заметить, довольно убедительно, осадочное происхождение большей части пород базавлукской

свиты. Напомним, что это был период, когда под влиянием А.В.Сидоренко многие геологи увлекались осадочной петрологией докембрия. Впрочем, по данным Н.П.Щербака и др. [881], изотопия кислорода биотит-амфиболовых плагиогнейсов ближе к парапородам, а амфиболитов – к ортопородам.

Реликты пород вольнянской толщи распространены по всей СГЗО, но чаще всего – в Запорожско-Томаковском районе. В отличие от пород других толщ, они слабо подверглись гранитизации и представляют собой инъекционные гнейсы. Другая особенность толщи – отсутствие амфиболсодержащих пород. В стратиграфическом плане вольнянская толща места не имеет; по-видимому, ее относят к базавлукской свите. В.И.Орса считает ее более молодой, чем днепропетровская толща. Породы толщи представлены инъекционными биотитовыми плагиогнейсами с содержанием наложенного микроклина до 15 %. Изредка в гнейсах встречается гранат, а Н.П.Семененко отмечал в районе г.Запорожье пачки кордиеритсодержащих гнейсов. Хотя роговая обманка в этих породах практически отсутствует, химический состав биотита с железистостью 40-45 % указывает на апобазитовый характер гнейсовой толщи. В.И.Орса рассматривает их как метаграувакки андезитового или плагиориодацитового состава. По химическому составу плагиогнейсы не отличаются от вмещающих гранитов.

Метаморфизм пород базавлукской свиты, залегающих среди гранитных куполов, неодинаковый. Его уровень колеблется в пределах амфиболитовой фации, частично захватывая эпидот-амфиболитовую фацию [770]. Степень метаморфизма пироксенсодержащих пород днепропетровской толщи оценивается высокой амфиболитовой фацией или силлиманит-альмандиновой субфацией. Составы роговых обманок из этих пород на известной диаграмме Фосли-Закруткина располагаются на границе полей амфиболитовой и гранулитовой фаций. Составы роговых обманок «нормальных» амфиболитов находятся на границе полей амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Эпидотизация и хлоритизация основных пород указывают на интенсивный диафорез в эпидот-амфиболитовой, частью зеленосланцевой фациях. Можно думать, что регрессивный метаморфизм осуществлялся одновременно с прогрессивным метаморфизмом пород зеленокаменных структур.

Особое место занимает динамотермальный метаморфизм на уровне зеленосланцевой фации в зонах катаклаза. Амфиболиты превращаются в актинолит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы, а биотитовые плагиогнейсы – в альбит-кварц-серицитовые сланцы.

К метаморфитам аульской серии приурочены небольшие тела ультраосновных пород – серпентинитов, огалькованных и хлоритизированных серпентинитов, актинолититов и биотитовых пород. Их реставрированный состав отвечает дунитам, лерцолитам, вебстеритам, габбро-перидотитам [750]. Ультрабазиты совместно с амфиболитами и плагиогнейсами находятся среди гранитов в виде останцов (Томаковский, Игреньский, Вольнянский участки). В балке Кудиновой (Вольнянский участок) биотититы преобразованы в вермикулитовые породы, пригодные для использования в промышленности.

### 7.3. Зеленокаменные структуры

После работ геологов школ Н.П.Семененко и Н.П.Щербака, геологов Кривого Рога, Запорожья и Днепропетровска для изучения Среднего Приднепровья много сделали львовские геологи – А.А.Сиворов, А.Б.Бобров и Б.И.Малюк, часто вместе с другими геологами – Б.З.Березиним, А.Г.Смоглок и др. Современная схема стратиграфии ЗС, в сущности, создана ими. При изучении ЗС эти геологи применили и активно пропагандируют формационный метод. Поскольку определение исходного состава слабо метаморфизованных пород особых трудностей не представляет, они именуют формации по первичным породам. Вулканогенные формации классифицируются в соответствии с их петрографической номенклатурой. Эти авторы впервые отметили, что формации магматических пород могут быть сложены комагматами, кристаллизовавшимися в разных условиях. Уже в то время они вплотную приблизились к пониманию некоторых формаций ЗС как вулканоплутонических ассоциаций и в последующем активно развивали такой подход.

Зеленокаменные структуры традиционно рассматриваются как вулканогенно-осадочные образования, однако Р.Я.Белевцев с соавторами [59] выступили с обоснованием принципиально иной модели. По их мнению, Чертомлыкская структура, а вместе с ней и другие ЗС, представляет собой не синклиории, а глубинные части вулканоплутонических построек, образовавшихся при внедрении магмы в тоналит-трондьемитовую континентальную кору. Магматические породы представлены ультрамафитами, мафитами толеитового ряда, кислыми и железистыми породами. Доказательства авторов основаны на петрохимическом материале. Отмечено, однако, что все породы сохраняют реликты первично-магматических минералов или структур. Границы Чертомлыкской структуры, по мнению авторов [59], обусловлены формой залегания дайкоподобных тел и интрузивов. После внедрения горные породы претерпели целый ряд регрессивных процессов, начиная от аутометаморфизма кончая разнообразными низкотемпературными метасоматическими и гидротермальными процессами. По мнению авторов [59], метасадочных пород в Чертомлыкской структуре нет вообще: кварц-магнетитовые кварциты также имеют магматическую природу.

Мы имели возможность вместе с соавторами [115] изучить материалы по Софиевской структуре и также пришли к выводу, что осадочные породы там практически отсутствуют, кроме маломощных тел железистых кварцитов (см. ниже).

Н.П.Щербак с соавторами [876] и Г.В.Артеменко [14] доказали архейский возраст зеленокаменных структур. Так, кластогенный циркон из метатерригенных пород нижней части конкской свиты Чертомлыкской ЗС имеет возраст – 3370 млн лет. Он может быть принят за нижний возраст конкской серии. Верхний возраст определяется по циркону из кварцевого метапорфира (плагиориолита) верхней части верхней конкской подсвиты Чертомлыкской ЗС. Основная ткань метапорфира сложена агрегатом альбига, кварца, серицита и хлорита. Кварц и плагиоклаз вкрапленников идиоморфные, кварц – голубоватый. По химическому составу порода отвечает плагиориолиту. Возраст циркона – 3070 млн лет. Д.З.Журавлев и др. [280] самарий-неодимовым

методом, в основном, подтвердили мезоархейский возраст метаулканитов Сурской структуры: ими получены даты 3,15—3,6 млн лет. Г.А.Артемченко [5] выделил в зеленокаменных структурах Приднепровья три цикла вулканизма: 3170-3105; 3055-3034 и 2997-2980 млн лет.

Стратиграфия ЗС Приднепровья рассмотрена в ряде работ львовских геологов [87, 89, 90, 92, 108, 373, 484, 668, 669, 670].

Наиболее полное расчленение вулканических и plutонических основных и ультраосновных пород ЗС и их характеристика принадлежат А.Б.Боброву [86, 90]. Он доказал, что основу разреза конкской серии слагают вулканоплутонические ассоциации (ВПА), причем каждому из выделенных формационных подразделений наложенных толщ (свит), отвечает синхронная слагающим его вулканитам ассоциация plutонических образований идентичного состава. Плутониты всегда комагматичны вулканитам, что доказывалось одинаковой степенью метаморфизма, химическим составом, сонахождением и одновозрастностью. При этом нередко удается закартировать системы вулканических построек, как, например, Аполлоновский палеовулкан в Сурской структуре. Это, в сущности, принципиально новый подход к стратиграфии зеленокаменного докембрия.

Комплекс мафит-ультрамафитов ЗС, по мнению А.Б.Боброва, не единый: он сложен несколькими вулканоплутоническими ассоциациями, причем эти ассоциации повторяются во всех ЗС. Раннюю часть комплекса основных-ультраосновных пород (до сурского комплекса гранитоидов) автор предлагает сохранить в статусе комплекса, верхнюю часть – габбро-пироксенит-дунитовую формацию, представителем которой является Варваровский массив в Верховцевской структуре, выделить в варваровский комплекс. Последний комагматичен с верхней коматиитовой формацией и приурочен к «белозерскому» уровню ЗС.

Последний, вероятно, вариант формационного и стратиграфического расчленения для всех зеленокаменных структур СГЗО и криворожской серии, применяемый, по А.Б.Боброву, при геологической съемке, следующий. Конкская серия снизу вверх: литофациальный ряд метакоматиит-толеитовой и сланцево-джеспилит-толеитовой формаций – сурская свита; метадацит-андезит-толеитовая формация – чертомлыкская свита; нижняя метакоматиитовая формация – алферовская свита; метариодацитовая формация – соленовская свита. Белозерская (криворожская) серия: метаконгломерат-песчаниково-сланцевая формация – скелеватская, грановская и малобелозерская свиты; литофациальный ряд джеспилит-кремнисто-сланцевой и верхней коматиитовой формаций – тальковский горизонт (тепловская свита), саксаганская, дубовская и переверзевская свиты; углеродистая алевро-псаммитовая формация – гданцевская, быковская и успенская свиты.

Некоторые геологи считают такое разделение идеализированным, будучи убеждены, что каждая ЗС имеет только ей свойственную историю развития [76]. Поэтому вопрос стратиграфической принадлежности окончательно не решен. Так, породы чертомлыкской свиты установлены далеко не во всех структурах. Алферовская свита есть только в пределах одноименной структуры. То же относится и к соленовской свите. А.И.Некряч и В.В.Сукач [563, 721] также считают подход к выделению свит на вещественной основе не учитывающим индивидуальные для каждой ЗС особенности вулканизма и осадконакопления, поскольку они осуществлялись в изолированных бассейнах.

### 7.3.1. Сурская свита

Первое наиболее полное петрографическое описание коматиит-толеитовой формации Сурской ЗС (сурская свита) принадлежит А.А.Сиворонову с соавторами [666].

В составе формации выделяются три толщи.

Нижняя толща сложена амфиболитами с редкими маломощными прослоями актинолитовых сланцев, в основной массе которых выделяются хаотически расположенные более крупные лейсты актинолита. Амфиболиты нижней толщи – сланцеватые, мелко- до среднезернистые. Сложены роговой обманкой, плагиоклазом, хлоритом и карбонатом. Структура гранонематобластовая, с реликтами офитовой. По химическому составу амфиболиты отвечают толеитовым базальтам (табл.7.3, №№ 7,8)

Среди амфиболитов установлены подушечные текстуры. Отличные фотографии подушечных текстур приведены в прекрасно иллюстрированном путеводителе экскурсий совещания по металлогении щитов, состоявшегося в Киеве в сентябре 2002 г. [949].

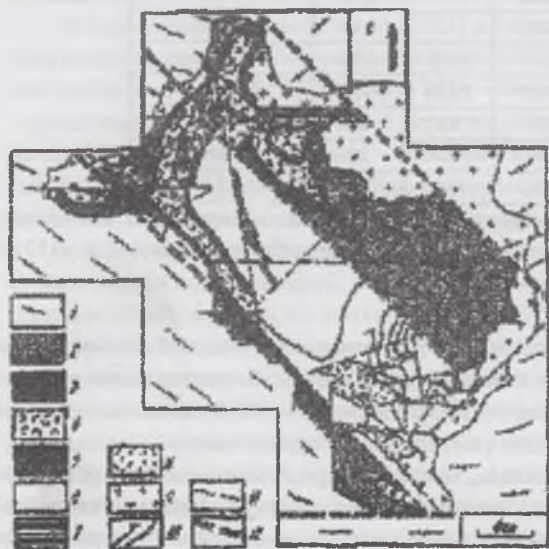


Рис. 7.3. Схема формационного строения Сурской зеленокаменной структуры [949].

1 – гранито-гнейсы и мигматиты фундамента; формации: 2-4 – метакоматиит-толеитовая (2 – метабазаальтовая парагенерация КТ-2; 3 – метаультрабазитовые (КТ-2 и КТ-4) парагенерации; 4 – туфо-лавова парагенерация КТ-3); 5 – сланцево-джеспилит-толеитовая; 6 – верхняя метадацит-андезит-толеитовая; 7 – нижняя метакоматиитовая; 8 – метариодацитовая; 9 – тоналит-плагиогранитная; 10 – маркирующие горизонты в структуре разных формаций; 11 – разрывы второстепенные; 12 – разломные зоны, определившие заложение зеленокаменной структуры, каналы транспортировки магмы и режимы тепловых полей прогрессивного метаморфизма зеленокаменного комплекса

По описанию А.Б.Боброва с соавторами [102], подушки имеют зональное строение. Контакты резкие. Ядра сложены криптозернистым агрегатом эпидота, альбита, тремолита и кварца (зеленосланцевая фа-

ция метаморфизма). Следующая зона – мелко- криптозернистый амфиболит (мстадиабаз). Эндоконтактовая зона представляет собой корочки закалки, сложенные более крупнозернистым меланократовым роговообманковым сланцем. Роговая обманка эндоконтактовой зоны более высокотемпературная, буровато-зеленая, ассоциирует с плагиоклазом и эпидотом. Важно отметить, что в подушках запечатлен прогрессивный метаморфизм от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций. Аналогичное явление наблюдается и в более крупных масштабах - отдельных ЗС.

Подушечное строение тел метабазитов – важный факт, подтверждающий подводный характер лавовых излияний и, следовательно, наличие гидросферы уже на самых ранних этапах развития Земли.

Средняя толща существенно коматитовая. Сложена серпентинизированными плутоническими метаперидотитами, базальтовыми, пироксенитовыми и перидотитовыми метакоматитами, тальк-карбонатными породами. В коматитах установлены псевдоморфозы серпентина по скелетным зернам оливина типа структуры спинифекс. В соответствии с химическим составом такие породы определены как перидотитовые коматиты ( $MgO=36-37\%$ ). Базальтовые коматиты сложены мелкозернистым агрегатом актинолита, альбита, хлорита, цоизита и карбоната. Мелкие миндалины, заполненные карбонатным агрегатом, свидетельствуют об излившемся характере пород. Пироксенитовые коматиты сложены мелкозернистым плагиоклаз-хлорит-актинолитовым агрегатом с хаотически ориентированными кристаллами актинолита. Перидотитовые коматиты имеют подчиненное значение сравнительно с плутоническими перидотитами. Последние диагностируются по реликтовым зернам идиоморфных оливина и пироксена и представлены гарцбургитами. Тальк-карбонатные породы являются вторичными: они образуются за счет серпентинитов, актинолититов, амфиболитов. Верхняя толща сложена, в основном, породами, отвечающими по составу базальтовым коматитам. Кроме них встречены мелко-криптозернистые альбит-хлоритовые сланцы, в основной ткани которых наблюдаются остроугольные обломки альбита. Авторы диагностируют их как кристаллокластические туфы основного состава. По их мнению, структуры спинифекс могут быть не только в вулканических коматитах, но также в зонах эндозакалки перидотитовых интрузий и, следовательно, не являются однозначным признаком эффузивной природы пород.

Таблица 7.3

Химический состав пород метаморфизованной коматит-толеитовой формации Сурской структуры (сурская свита).

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	38,83	40,42	40,50	46,50	47,19	46,83	48,23	42,32	57,43	59,56
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,07	0,32	0,17	0,47	0,47	0,78	0,09	0,80	1,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,63	3,15	10,26	10,26	11,22	12,68	13,01	13,57	15,30	15,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,16	5,12	2,48	3,44	2,96	3,42	3,55	2,43		
FeO	5,39	5,39	5,45	5,31	8,41	8,48	8,05	9,62	9,91	9,56
MnO	0,02	0,02	0,04	0,04	0,12	0,13	–	0,15	0,16	0,15
MgO	37,62	33,86	20,16	21,25	11,37	10,16	7,33	8,78	5,15	3,30
CaO	1,99	3,27	1,99	9,51	11,88	11,42	12,02	9,00	6,33	5,44
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,11	0,96	0,24	0,16	1,38	1,67	1,64	3,74	3,43
K <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,29	0,05	0,05	0,05	0,48	0,39	1,19	1,74
SO <sub>3</sub>	0,05	0,08	0,17	0,01	0,54	0,15	0,05	0,16		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,27	0,25	0,22	0,18	0,19	0,23	0,10		
H <sub>2</sub> O-	0,18	0,02	0,05	0,05	–	–	0,02	0,10		
CO <sub>2</sub>	0,66	1,32	–	–	2,20	1,17	–	2,90		
П.п.п.	7,62	8,01	10,20	5,48	3,65	3,42	3,64	3,95		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,69	0,24	0,42	0,06	0,05	–	0,12		
NiO	0,08	0,06	0,10	–	–	–	0,03	0,05		
Сумма	99,48	100,40	99,18	99,71	100,19	99,93	99,06	99,49		
F	20	24	28	29	50	54	61	58	66	75
Fo	44	49	31	39	26	29	31	20		
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	1,04	0,19	0,93	1,06	0,90	0,92	0,66	0,41	0,35

Примечание. 1,2 – метаморфизованные перидотитовые коматиты; 3,4 – метаморфизованные пироксенитовые коматиты; 5,6 – метаморфизованные базальты Конжской структуры. 7,8 – метаморфизованные толеитовые базальты; 9 – метаандезиты Сурской структуры, ср. из 12 ан.; 10 – то же. Анализы 1-8 -из [666], 9, 10 – из [101].

В более поздних работах А.Б.Боброва [91] выделяются четыре толщи в ранге парагенераций. К перечисленным толщам добавлена еще одна парагенерация и все они в схеме НСК выступают как подсвиты сурской свиты. В окончательном варианте [101] расчленение коматит-толеитовой формации следующее: КТ-1 – существенно метабазитовая, КТ-2 – нижняя существенно ультрабазитовая, КТ-3 – андезит-базальтовая туфоловая, КТ-4 – верхняя ультрабазитовая парагенерация.

Парагенерации КТ-3 А.Б.Бобров и др.[101] придают особое значение, поскольку при геолого-съемочных работах она используется как стратиграфический репер для расчленения толщ зеленокаменных структур. Андезит-базальтовая формация, выделенная впервые А.Б.Бобровым в Сурской ЗС, представлена практически во всех зеленокаменных структурах Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной и Приазовской гранулит-зеленокаменной областей. С формациями

джепилит-толеитового типа она образует литофациальные замещения. Породы толщи слагают крылья, а иногда и ядра зеленокаменных структур. Особенно полно они представлены в Сурской ЗС. В составе толщи КТ-3 преобладают основные породы – до 80 %, меньше пород среднего состава – до 20 %; есть также кислые и ультраосновные вулканы.

Кислые вулканы – риодациты, - Г.В.Артеменко датировал возрастом 3165 млн лет, что является также верхней границей коматиит-толеитовой формации [7]. На основании распределения РЗЭ автор считает, что кислые выплавки могут возникать за счет плавления метабазитов на глубинах 30-60 км (рис. 7.4). Тип распределения РЗЭ – F1 по К.Конди. Метадациты сурской свиты, судя по данным [887], следует относить скорее к типу FII. Повышенное содержание ТРЗЭ объясняется наличием в них роговой обманки. От более кислых вулкаников они отличаются также устойчивым Eu-максимумом:  $Eu/Eu^* = 1,06$  и  $1,6$ .

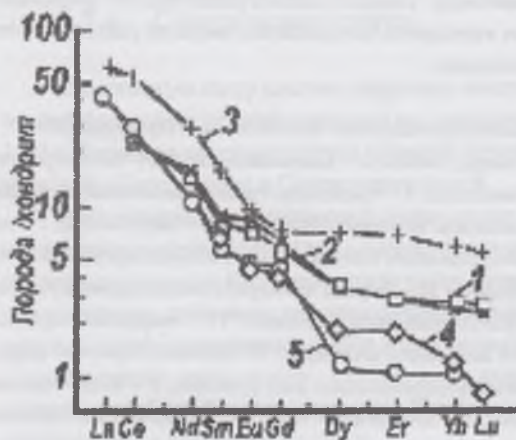


Рис. 7.4. Распределение РЗЭ в кислых и средних метавулканиках зеленокаменных структур [887].

1 – метадацит коматиит-толеитовой формации (сурская свита) Чертомлыкской ЗС; 2 – то же, Верховцевской ЗС; 3 – метариолит верхнеконской свиты, Высокопольский участок; 4 – метариодацит, нижнебелозерская свита; 5 – метариолит, верхнебелозерская свита.

Метаморфизованные основные вулканы представляют собой амфиболиты и сланцы с эпидотом, хлоритом, карбонатами. Метаандезиты превращены в порфиновые и афировые сланцы с псевдоморфозами амфибола и хлорита по пироксенам и оливину. Состав средних пород отвечает кислым андезитам известково-щелочной серии (см.табл.7.3). Предполагается антидромный характер эволюции магматизма, поскольку верхняя часть разреза сложена базитами и ультрабазитами.

Б.И.Малюком и А.А.Сиворовым [522] выполнено моделирование, целью которого было установить первичные магмы толеитов зеленокаменных структур. Они пришли к выводу, что состав первичных магм был промежуточным между толеитовыми и коматиитовыми базальтами. Дифференциация первичных магм происходила в относительно сухих условиях на глубинах около 10 км [519].

Особенность андезит-базальтовой формации, впервые установленная А.Б.Бобровым, – широкое развитие лавово-пирокластических фаций. Выделяются литокристаллокластические и кристаллокластические туфы и туфолавы. Обломки сложены замещенными амфиболами и хлоритом кристаллами темноцветных магматических минералов, плагиоклазом, обломками средних и кислых эффузивов. Андезит-базальтовые толщи и толщи формации джепилит-коматиитового типа образуют, по мнению автора, неразрывные литофациальные сообщества и должны каргироваться как единое стратиграфическое подразделение.

В центре Сурской структуры установлена и всесторонне охарактеризована палеовулканическая постройка, сложенная породами основного состава и известная как Аполлоновский палеовулкан [660]. Поле вулкаников, размером около 2х5 км, имеет концентрически-зональное строение. От центра, сложенного диабазовыми порфиритами, к периферии происходит уменьшение кристалличности пород, уменьшение размера и количества фенокристов амфибола и плагиоклаза. Структура пород офитовая. В центре поля обнаружены некки. Лавовая фация представлена массивными и подушечными лавами. Установлены также агломератовые и тонкообломочные туфы, зонки закалывания. Лавы имеют горизонтальное залегание и очень слабо метаморфизованы. Согласно химическому составу, наряду с базальтами имеются коматииты с  $MgO = 17-18\%$  и отношением  $CaO/Al_2O_3$  менее 1,0. С метабазальтоидами ассоциируют интрузивные метагаббродолериты и метагаббро, которые ранее относились к верховцевскому комплексу. Их предложено вычлнить в сергеевский комплекс [565].

В более поздней работе авторы [721] на примере Сурской структуры развивают идею о существовании вулкано-плутонических ассоциаций. Они утверждают, что Соленовское рудное поле сложено двумя пространственно совмещенными, но контрастными по составу ВПА. Ранняя ВПА – базитовая, предложена к выделению в качестве аполлоновской свиты. Поздняя – гранитоидная, - представляет собой, вероятно, соленовскую свиту с гранитами сурского комплекса. Эффузивы аполлоновской свиты имеют своих комагматов – полнокристаллические габбро-долериты, которые слагают крутопадающие тела мощностью до 600 м и объединяемые в габбро-долеритовую формацию. Последнюю и предложено выделить в качестве сергеевского комплекса, а всю ассоциацию именовать аполлоновско-сергеевской ВПА.

А.Б.Бобров [86] на примере Сурской и Верховцевской структур показал, что ультрамафиты присутствуют практически во всем разрезе конкской серии, образуя три уровня максимальной концентрации. Два нижних уровня – в объеме метакоматиит-толеитовой, верхний – в метакоматиитовой формации. Максимум развития ультрамафитов достигает в верхних частях разрезов свит. В каждой толще последовательность вулканизма антидромная. Ультрамафиты двух нижних уровней имеют перидотитовый состав, верхних – пироксенитовый. В потоках выделяются кумулятивная, спинифексовая, иногда миндалекаменная зоны. Установлены также дайковые аналоги ультрамафитов. Они отличаются лучшей раскристаллизованностью и отсутствием изначальной расслоенности. Интрузивные комагматы коматиитов в Сурской структуре образуют массивы: Карнауховский, Петровский, Павловский, Правдинский [311]. Автор [86] постоянно подчеркивает, что главная особенность ультрамафитов ЗС состоит в формировании единых вулкано-плутонических ассоциаций в составе комагматических плутонитов, вулкаников и дайковых пород. Поскольку каждому из трех уровней ультрамафитов отвечает такая ассоциация, следовательно единого комплекса основных- ультраосновных пород не существует.

### 7.3.2. Чертомлыкская свита

Магматические породы чертомлыкской свиты образуют дацит-андезит-толеитовую формацию [667]. В Конкской ЗС породы формации залегают непосредственно на гранитоидах основания и породах аульской серии (рис.7.4). Они метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях. Дацитам и плагиориодацитам в метаморфизованном виде отвечают биотитовые и биотит-мусковитовые плагиогнейсы, андезитам и андезибазальтам – биотит-роговообманково-плагиоклазовые кристаллосланцы, базальтам и диабазам – амфиболиты. В составе разреза установлены гранитоиды тоналит-плагиогранитоидной формации. Количество кислых вулканитов уменьшается вверх по разрезу вплоть до полного исчезновения.

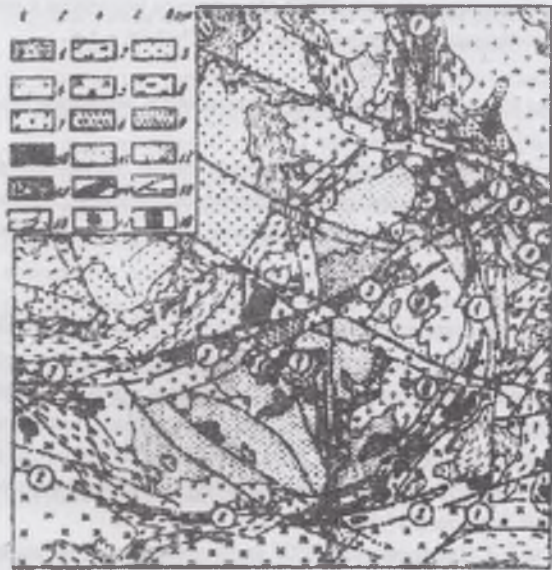


Рис. 7.5. Схема геологического строения Чертомлыкской структуры [965].  
Породы рамы: 1 – сланцы, гнейсы; 2 – плагиомигматиты; 3 – плагиограниты днепропетровского комплекса; 4 – гранитоиды сурского комплекса; 5 – гранитоиды токовского комплекса. Зеленокаменная серия: 6 – амфиболиты; 7 – породы преимущественно основного состава; 8 – метагаббродолериты; 9 – метадиабазы; 10 – ультрабазиты; 11 – породы преимущественно среднего состава; 12 – породы преимущественно кислого состава; 13 – кварцевые порфиры; 14 – тела полосчатой железистой формации; 15 – разломы (арабские цифры в кружках): 1 – Восточно-Чертомлыкская зона разломов, 2 – Южно-Чертомлыкская зона разломов, 3 – Шолоховская зона; 16 – геологические границы; 17 – палеовулканы центрального типа (латинские цифры в кружках: I – Балка Широкая, II – Западный, III – Чкаловский, IV – Южно-Чкаловский, V – Горняк; 18 – месторождение Балка Широкая.

Таблица 7.4.

Химический состав главных видов пород метадацит-андезит-толеитовой (чертомлыкская свита), метариодацитовой (соленовская свита) формаций и кислых пород белозерской серии

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,97	59,4	69,50	70,35	64,56	74,80
TiO <sub>2</sub>	1,29	1,1	0,46	0,33	0,47	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,27	15,22	0,78	14,58	16,19	14,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,54	1,8		1,21	0,00	2,10
FeO	11,06	7,9	5,21	1,21	0,00	0,80
MnO	0,24	0,15		0,03	0,03	0,02
MgO	6,59	2,8	0,97	1,63	2,86	0,50
CaO	9,44	5,12	3,4	0,65	0,77	0,30
Na <sub>2</sub> O	2,90	3,41	4,62	4,00	5,78	0,30
K <sub>2</sub> O	0,67	1,75	0,84	1,50	0,43	4,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,29	0,14	0,11	0,14	0,11
S	0,05	0,09	0,03	0,06	1,12	
CO <sub>2</sub>	0,38	0,31	0,2	1,77	0,00	0,20
H <sub>2</sub> O	0,04	0,9	0,08	0,00	0,06	
F	68	78	84	60		85
Fo	19	19	-	50		72

Примечание. 1-3 – чертомлыкская свита. 1 – средний состав метабазальтов; 2 – средний состав андезитов и андезибазальтов; 3 – средний состав кислых вулканитов; 4 – плагиориолит Самотканского участка; 5 – дацит; 6 – кислые породы белозерской серии. 1-3 – анализы из [562], 4, 5 – из [716], 6 – из [472].

ниогенной, и верхней – осадочно-вулканогенной. В Сурской и Верховцевской ЗС породы свиты слагают ядра складок. Гранитоиды сурского комплекса интрузируют вулканиты алферовской свиты.

В нижней, метамагматической части алферовской свиты, преобладают пироксенитовые метамагматиты – актинолититы, тремолититы, плагиоклаз-актинолитовые, биотит-хлоритовые, хлоритовые сланцы. Менее развиты перидотитовые комагниты, преобразованные в карбонат-гальковые, хлорит-серпентин-гальковые породы и серпентиниты. Подчиненное положение занимают метабазиты: мелко-криптозернистые амфиболиты, плагиоклаз-хлорит-амфиболитовые, плагиоклаз-амфиболитовые сланцы.

Амфиболиты массивные, тонко- и мелкозернистые, с реликтовыми диабазовыми структурами. Роговая обманка темная сине-зеленая, в ассоциации с актинолитом и плагиоклазом. Кристаллосланцы нередко содержат вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки. В мусковит-биотитовых и биотитовых плагиогнейсах вкрапленники представлены табличками плагиоклаза и изометричными зернами кварца. Редко встречаются перекристаллизованные разности этих гнейсов, обладающие равномерной зернистой структурой. Плагиориодациты датированы возрастом 3136 млн лет [7].

В соответствии с химическим составом амфиболиты определяются как базальты толеитовой серии, кристаллосланцы – как андезиты, а кислые породы – как плагиориодациты (табл.7.4). Более детально вопросы петрохимии и генезиса вулканитов дацит-андезит-толеитовых формаций – ДАТ-1 ДАТ-2, – рассмотрены в работе [523]. Авторами предложена модель взаимодействия базальтовых магм с материалом континентальной коры.

### 7.3.3. Алферовская свита.

Вулканиты алферовской свиты подробно охарактеризованы А.Б.Бобровым [91].

Алферовская свита выделена в объеме нижней метамагматической формации, по автору - К1. Породы алферовской свиты надстраивают зеленокаменный разрез, залегая на метадацит-андезит-толеитовой формации (чертомлыкская свита) и располагаются ниже соленовской свиты. Свита состоит из двух подсвит: нижней, вулканогенной, и верхней – осадочно-вулканогенной.

Кроме стратифицированных образований установлены интрузии метагабброидов и серпентинитов. В верхней части свиты содержание метабазитовой составляющей повышено, ультрамафиты представлены метакоматиитами пироксенитового состава; резко возрастает объем метаосадочных и хемогенных пород (кварцитов).

Магматизм пород метакоматиитовой формации осуществлялся путем формирования палеоостровск центрального типа. В отдельных потоках вулканитов выделены зоны: брекчиевая, массивных лав, кумулятивная, зона шаровых текстур с закалочными каймами, спинифекс-структурная и миндалекаменная зоны. Скелетные кристаллы сложены актинолитом и хлоритом. Признаками подводного излияния служат также подушечные лавы и ассоциация с хемогенными породами. Метаосадочные породы: кварц-карбонат-серицит-хлоритовые сланцы, метапесчаники, фуксит- и серицитсодержащие кварциты.

#### 7.3.4. Соленовская свита

Соленовскую свиту слагают эффузивы метариодацитов формации, которые вместе с гранитоидами тоналит-плагиогранитной формации (сурский комплекс) образуют вулcano-плутоническую ассоциацию, впервые установленную А.Б.Бобровым в 1985 г. Формация завершает разрез конкской серии и установлена практически во всех ЗС [93]. Стратотипами формации служат вулканиты Сергеевского и Соленовского полей.

Поля вулканитов соленовской свиты имеют концентрически-симметричное строение. Центром зональности являются представители глубинных фаций – плагиогранит-порфиры и порфиroidные плагиограниты, с которыми вулканиты имеют постепенные переходы. Периферические части массивов сложены лавово-пирокластической и лавовой фациями. Вулканиты образуют потоки, сложенные разными фаціальными разновидностями. Состав вулканитов пестрый – от андезитов-дацитов до риолитов с преобладанием риодацитов и плагиориолитов. Метаморфические аналоги – хлорит-, биотит-, серицитовые сланцы.

Массивные лавы сложены кварцевыми и кварц-плагиоклазовыми порфирами с фельзитовой основной тканью, состоящей из кварца, альбита, биотита, серицита. Калишпат не отмечен. Есть также лавы с флюидальной текстурой. Излияния были как щелевого, так и центрального типов.

Породы метариодацитов формации залегают на нижележащих толщах разного состава и возраста несогласно. С плутоническими гранитоидами они практически одновозрастны, однако А.Б.Бобровым [93] установлено интрузивное воздействие на вулканиты диоритов сурского комплекса. Установлено также контактовое воздействие вулканитов на более ранние породы, выраженное в биотитизации последних, а также в наличии ксенолитов этих пород. Соленовская свита несогласно перекрывается толщами пород белозерской серии. Н.П.Щербак и др. [870] считают, что верхнеконкский и белозерский этапы вулканизма разделены периодом в 50-70 млн лет. Время формирования пород метариодацитов формации в разных структурах укладывается в интервал 3034-3055 млн лет [Арт Мин 2-97]. Для метариодацитов Белозерской ЗС установлен  $\Sigma_{nd} (D)=+1,72$ , что отвечает деплетированной мантии [12].

В Верховцевской ЗС закартировано Алферовское вулканическое поле. На завершающем этапе оно интродуцировано плагиогранитоидами Вольнохоторского массива. Состав вулканитов меняется от андезитов-дацитов до риолитов. В Чертомлыкской ЗС установлено три вулканических поля. Все они являются фрагментами Чкаловского палеовулкана, а некую часть образует Чкаловский плагиогранитный массив. В Криничеватской ЗС лавы имеют риодацит-риолитовый состав.

А.Б.Бобров [94] подчеркивает огромную поисковую значимость метариодацитов формации. Большие масштабы вулканической деятельности при наличии носителей рудного вещества – ранних вулканитов, обусловили высокую рудогенерирующую способность кислых вулканитов. С ними связано золотое оруденение. К зонам субширотных разломов приурочены жилы турмалин-плагиоклаз-кварцевых метасоматитов [550]. Турмалин – железистый дравит.

Кислые эффузивы ЗС изучены О.М.Струевой и Т.А.Скаржинской [716]; они определены как андезитовые апопорфириты и кварцевые апокератофиры.

Андезитовые апопорфириты размещаются в центральных частях потоков, где имеют порфировую структуру. Вкрапленники представлены альбитом № 7. Основная ткань – агрегат альбита, хлорита, магнетита, серицита, кальцита, эпидота, иногда – роговой обманки, актинолита, куммиштонита. В Белозерской структуре обнаружены миндалекаменные андезиты. Миндалины заполнены кварцем и кальцитом.

Кварцевые кератофиры содержат вкрапленники альбита № 4 и кварца. Основная ткань – кварц, альбит, серицит. Среди андезитовых апопорфиритов, согласно химическому составу, имеются базальты, андезибазальты и андезиты. Кварцевые кератофиры отвечают дацитам, плагиориодацитам и плагиориолитам.

#### 7.3.5. Белозерская серия

Стратотипом белозерской серии является Белозерская структура (рис.7.5а). Разными авторами она рассматривалась как синклиальная или антиклиальная. П.И.Винниченко [171] доказывает моноклиальный характер Белозерской ЗС: по его мнению, восточное крыло уничтожено. Такое строение, как он считает, характерно для многих структур СГЗО.

Белозерская серия, тогда еще свита, в близком к современному виду расчленена Н.В.Кушиновым [468]. Он же впервые назвал свиту серией, предположил ее раннепротерозойский возраст и сравнил выделенные им в составе серии свиты с соответствующими свитами криворожской серии. Н.В.Кушинов показал, что состав пород белозерской серии резко отличается от состава конкской серии своим существенно осадочным характером. По его данным, образования белозерской серии залегают в центре ЗС, структурно несогласно на разных стратиграфических уровнях конкской серии. На крыльях структуры находятся породы конкской серии, метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях: амфиболиты, гранат-биотит-

амфиболовые, биотит-гранатовые, гранат-амфиболовые, гранат-амфибол-биотитовые сланцы, силикатно-магнетитовые кварциты, метаальбитофиры, мстаультрамафиты [472]. Метаморфизм пород белозерской серии более низкий, чем конкской серии и отвечает зеленосланцевой фации. После отложения толщ белозерской серии вулканизм в Белозерской ЗС не проявлялся.



Рис. 7.5а. Геологическая схема Белозерского синклиория [472].

ARkv – архей, конкско-верховцевская серия, железисто-кремнисто-метабазитовые образования, сланцы кислых и средних эффузивов; PRbl – нижний протерозой, белозерская серия, железисто-кремнисто-песчано-сланцевые образования; BPR – протерозой, интрузивные эпидиобазы. 1 – железистые кварциты; 2 – ультрабазиты; 3 – дайки эпидиобазов; 4 – гранитоиды; 5 – геологические границы; 6 – разрывные нарушения; 7 – скважина и ее номер

В составе белозерской серии Н.В.Кушиновым выделено три свиты.

Нижнебелозерская (михайловская) свита сложена кварцевыми песчаниками, филлитовыми, кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми сланцами, конгломератами возрастом 3000 млн лет [870]. Обломочный материал в последних представлен преимущественно гранитами днепрпетровского типа. Наличие разрыва во времени подтверждается осадочными конгломерато-брекчиями [581]. Обломки – продукты разрушения пород нижней метабазитовой толщи. Описаны явления тектонического воздействия и метасоматоза. Последний выражается в новообразованиях альбита, турмалина, карбоната, пирита. Вокруг обломков наблюдаются тени давления. Нижнебелозерская свита параллелизуется со скелеватской свитой криворожской

серии. На терригенных отложениях согласно залегают толщи среднебелозерской свиты, представленные породами железистой формации, в том числе богатыми железными рудами криворожского типа – кварцево-силикатными, железисто-силикатными сланцами, роговиками, джеспилитами.

Среднебелозерская (запорожская) свита сопоставляется с саксаганской свитой криворожской серии и железорудной свитой КМА. Верхнебелозерская (переверзевская) свита несогласно перекрывает породы железорудной формации. Она сложена песчано-глинистыми осадками, безрудными кварцевыми роговиками, карбонатными породами. Возраст свиты 2980 млн лет [870]. Она параллелизуется с гданцевской и глевеватской свитами криворожской серии.

Вдоль Центрального меридионального разлома Белозерской ЗС установлены кислые магматические породы – кварцевые кератофиры, кварцевые альбитофиры [470]. Они представлены дайками и силлами, прорывающими осадочную толщу. Как видно из анализа (см.табл.7.4), эти породы отличаются от кислых вулканитов конкской серии зеленокаменных структур нормальной калиевой щелочностью. Н.П.Щербак и др. [873] относят к нижнебелозерской свите метариодациты, а к верхнебелозерской – метариолиты. Обе толщи обеднены TRЗЭ и по этому признаку должны относиться к типу FI К.Конди. Как полагают авторы [873], такие породы возникают путем малой степени плавления эклогитов, гранатовых амфиболитов или амфиболитов с остаточной фазой роговой обманки, граната, возможно, и плагиоклаза. Они характеризуются небольшим Eu-минимумом – 0,90-0,91 (см. рис. 7.4).. Изотопия рубидий-стронциевым методом (ИГФМ) дает возраст 2310 млн лет. Н.В.Кушинов [468] относит эти породы к интрузивным раннепротерозойским образованиям, считая, что в составе белозерской серии нет вулканогенных пород. Он также считает, что разрез белозерской серии близок к разрезам криворожской и курской серий. Это подтверждается набором осадочных пород – конгломератов, хлоритовых, углисто-хлоритовых, карбонатно-хлоритовых сланцев и богатых железных руд.

В Белозерской структуре установлены дайки диабазов субширотного простирания. Выделены два типа даек [674]. Доскладчатые диабазы нередко рассланцованы, сложены амфиболом, преимущественно актинолитом, альбитом, хлоритом, клиноцоизитом. Посторогенные эпидиобазы приурочены к зеленокаменным толщам. Породы полнокристаллические, от средне- до крупнозернистых. Превращены в типичные амфиболиты такого состава: плагиоклаз №№ 30-40 и альбит, актинолит (f=20-45 %), синевато-зеленая роговая обманка (f=60 %), кварц.

### 7.3.6. Тепловская толща

Тепловская свита, согласно схеме НСК-1999, завершает архей в Среднеприднепровском районе, отделяя белозерскую серию от криворожской. В схеме толща была выделена М.Н.Доброхотовым и Г.Ф.Гузенко и активно защищается В.И.Ганюком и О.М.Струевой [189, 715]. Два последних автора считают тепловскую свиту неотъемлемой частью конкской серии.

Породы тепловской толщи образуют ядра синклиналильных структур Верховцевской и Белозерской ЗС, залегая согласно на породах белозерской серии [189].

В Верховцевском районе тепловская толща представлена чередованием основных и ультраосновных метаэффузивов, образующих несколько пачек. К метабазитам относятся зеленые сланцы кварц-альбит-эпидот-роговообманкового состава. Ультраосновные породы превращены в тальк-карбонатные, хлорит-тальк-карбонатные сланцы, тремолититы и актинолититы. В Белозерском районе метаэффузивы имеют хорошо сохранившиеся первичные структуры: в ультраосновных породах видны вкрапленники актинолита по пироксенам, в основных породах – вкрапленники плагиоклаза, бластоофитовая струк-



тура. Ультраосновные породы по петрохимическим характеристикам реставрируются как бесполовшатовые вулканы с отношением  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  менее 1,0. Метабазиты принадлежат к пикробазальтам и толстовым базальтам. Небольшая часть вулканитов относится к андезитам.

Против выделения тепловской толщи выступили А.Б.Бобров [92], Н.В.Кушинов и др. [471] и А.М.Бесстужев [81]. А.Б.Бобров [92] проанализировал дискуссионный для стратиграфии Приднепровья вопрос соотношения криворожской и конкско-верховцевской серий. Накопленный материал уже сейчас, по его мнению, позволяет уверенно коррелировать нижние части разрезов этих серий. Что касается их верхних частей, то возрастные различия кажущиеся и обусловлены недостаточно конкретной геологической привязкой проб для определения радионуклидного возраста. Автор утверждает, что тепловская свита, которая, согласно схеме НСК венчает разрез белозерской серии, в действительности отвечает верхней коматиитовой формации и занимает пограничное положение между нижнебелозерской (михайловской) и среднебелозерской (запорожской) свитами. Выделение тепловской свиты было ошибочным изначально. Слагающие свиту породы образуют не ядро Тепловской синклинали, как предполагалось, а ее крылья, и, следовательно, не являются самыми молодыми породами. Таким образом, тепловская свита, сложенная метавулканитами, основными метавулканитами и железисто-кремнистыми породами, приравнивается к тальковому горизонту криворожской серии и тогда разрезы белозерской и криворожской серий становятся полностью сопоставимыми. Автор уверен, что в разрезе тепловской свиты кислых вулканитов нет. Проанализированные на возраст кислые вулканиты были приняты за составную часть тепловской свиты ошибочно. Последняя, в свою очередь, ошибочно относится к верхам белозерской серии. В действительности кислые вулканиты входят в состав метариодацитов формации (солёновская свита), венчающей конкскую часть разреза. Признание этого факта устраняет препятствие для параллелизации скелетатской и нижнебелозерской свит. Находят оправдание радионуклидные датировки, сделанные по вулканитам не белозерской, а архейской конкской серии.

Датирование нижнебелозерской свиты выполнено Н.П.Щербаком и др. [874]. Они пришли к выводу, что отложения конкской и белозерской серий разделены этапом гранитообразования, время которого по кластогенному циркону из метаконгломератов нижнебелозерской свиты определяется возрастом 3070 млн лет. Возраст циркона из кварц-плаггиоклазовых игнимбритов этой же свиты – 3000 млн лет. Г.В.Артеменко [5] подтвердил эту дату. Позднее он дает для метариодацитов михайловской свиты возраст 2995 млн лет. А.Б.Бобров, однако, считает, что в настоящее время не имеется надежных дат ни раннепротерозойского возраста криворожской серии, ни архейского возраста белозерской серии. Н.П.Щербак с соавторами [873] исследовали также кислые вулканиты из потока в верхнем сланцевом горизонте Белозерской структуры (Переверзевское месторождение). Согласно химическому анализу, этот вулканит представляет собой риолит-порфир нормальной щелочности. Изохронный возраст по циркону равен 2965 млн лет. Предполагается, что эта дата определяет время кислого вулканизма на завершающем этапе формирования белозерской свиты. Согласно последним данным [7], возраст дацитов михайловской свиты составляет 2999 млн лет, переверзевской – 2981 млн лет. Соответственно, возраст белозерской серии определяется очень узким интервалом 2981-2999 млн лет.

### 7.3.7. Метаморфизм пород зеленокаменных структур

Метаморфизм зеленокаменных структур и Криворожской структуры – региональный, прогрессивный и зональный (полифациальный) [49, 53]. Определяя метаморфизм как региональный, Р.Я.Белевцев имеет в виду отсутствие непосредственной связи метаморфизма с интрузивными телами или разломными структурами, а также значительные размеры зон подвергшихся метаморфизму пород. По нашему мнению, вопрос связи с интрузивами для структур СГЗО остается дискуссионным. Признаками прогрессивного метаморфизма являются закономерное, часто концентрическое сочетание пород разных фаций в плане [49]. Убедительным подтверждением прогрессивного характера метаморфизма является зональность в гранатах из пород зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, установленная Р.Я.Белевцевым и др. [53]. В порфириобластах гранатов наблюдаются обычно три зоны: центральная, с высоким содержанием  $\text{MnO}$  и  $\text{FeO}$ , средняя – с переменным содержанием этих окислов и краевая зона с низким  $\text{MnO}$  и немного повышенным  $\text{MgO}$ . Учитывая эти данные, а также распределение включений, наличие теней давления, деформацию и разрыв кристаллов граната, авторы делают вывод о двукратной смене статических и динамических условий при метаморфизме пород криворожской серии.

Возникновение зонального метаморфизма связывают с формированием тепловых куполов, с мантийными плюмами либо с надсубдукционными процессами.

На существование метаморфической зональности в ЗС, вероятно, впервые обратили внимание Ю.Ир.Половинкина и Э.Б.Наливкина [625]. В Конкской ЗС они выделили три зоны с понижением степени метаморфизма с северо-запада на юго-восток. Н.П.Семенов [535,654] также указывал на наличие метаморфической зональности в зеленокаменных структурах и последующие авторы вполне это подтвердили. В.Л.Бойко и И.Б.Щербаков [114] на основании состава биотита доказали, что породы Базавлукской структуры метаморфизованы в двух фациях – зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой. Р.Я.Белевцев и В.И.Орса [770] на основании изучения реальных парагенезисов минералов показали, что в центрах ЗС породы как правило метаморфизованы в зеленосланцевой фации, а к периферии степень метаморфизма возрастает до биотитовой, альмандиновой и даже до ставролитовой зон.

В Верховцевской структуре самые низкотемпературные образования находятся в ее ядре. Породы представлены сланцами, сложенными серицитом, хлоритом, альбитом, актинолитом, карбонатом, стильпномеланом, биотитом и эпидотом. Железистые породы состоят из кварца, магнетита, актинолита, хлорита, карбоната, железистого куммингтонита, стильпномелана, биотита. Учитывая отсутствие граната, метаморфизм определяется как стильпномелан-хлорит-биотитовая субфация зеленосланцевой фации. Гранитизация проявлена слабо – только в виде гранитных жил. На всех ответвлениях структуры находятся породы альмандиновой субфации зеленосланцевой фации. На периферии Алферовского участка метаморфизм поднимается до альмандин-

хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. На Домотканском участке метаморфизм еще выше. В железистых кварцитах появляются клинопироксен, голубовато-зеленая роговая обманка, плагиоклаз, эпидот, хлорит. Фация – эпидот-амфиболитовая, субфация ставролитовая. Плагиограниты метаморфизованы в той же субфации, то есть изофациальны с контактирующими толщами. Степень метаморфизма изменяется как по простиранию толщ, так и вкост него.

В ядре Чертомлыкской структуры залегают породы биотитовой субфации. С востока и юга к ним примыкают сланцы альмандиновой субфации. Такую же в принципе зональность имеют толщи в Сурской, Конкской и Белозерской структурах. Время метаморфизма в этих структурах, определенное калий-аргоновым методом по массовому появлению сине-зеленой роговой обманки в метабазитах, датируется возрастом 2960-3000 млн лет [770].

Б.З.Берзенин с соавторами [77] на материале Кирпотинского участка Конкско-Белозерской зоны установили разный уровень метаморфизма метапелитов конкской и белозерской серий, создающий метаморфическую зональность. Метапелиты белозерской серии, залегающие в ядре Конкской структуры, представлены хлорит-серицитовыми, хлорит-биотитовыми, хлорит-гранатовыми и другими сланцами, относящимися к хлоритовой и биотитовой зонам зеленосланцевой фации. Их метаморфизм оценивается температурой 550°C. Метапелиты конкской серии более высокотемпературные. Они представлены парагенезисами эпидот-амфиболитовой фации умеренного давления: ставролит-биотит-мусковитовыми, ставролит-гранат-андалузитовыми плагиогнейсами, нередко с кордиеритом и силлиманитом. Ставролит с железистостью 70 % замещается кордиеритом. Разложение ставролита осуществляется при  $T=620^{\circ}\text{C}$ ,  $P=4,2$  кбар. Явно прогрессивный характер метаморфизма обусловлен, как считают авторы, гранитизацией, связанной с формированием Новомосковского гранитного купола. В последнем также наблюдается зональность: в контакте с породами конкской серии находятся мусковитовые мигматиты, в которых ближе к центру Новомосковского массива мусковит замещается калишпатом. Таким образом, для Конкской структуры наблюдается не только вертикальная стратиграфическая, но и горизонтальная метаморфическая зональность. Причиной появления этих двух типов зональности является формирование постзеленокаменных гранитных куполов.

В Белозерском районе породы биотитовой субфации также занимают ядерную часть синклинория [238]. Это – хлорит-биотит-серицитовые сланцы, нередко с хлоритоидом и стильпномеланом. Породы альмандиновой субфации развиты на Западном участке. Здесь же встречены магнетитовые кварциты с клинопироксеном и гранатом и метапелиты со ставролитом.

Р.Я.Белевцев показал, что гранитоиды и осадочно-вулканогенные толщи зеленокаменных структур в отношении метаморфизма являются изофациальными [49, 53]. При этом метаморфизм является прогрессивным для синклинальных толщ и регрессивным для гранитоидов. Как для СГЗО, так и для Кривбасса им описаны многочисленные случаи контактирования гранитоидов, вмещающих реликты зеленосланцево-измененных метабазитов, с толщами пород зеленосланцевой фации. В контактах гранитов с синклинальными породами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (последние – в Правобережном районе), метабазиты среди гранитоидов также метаморфизованы в соответствующих фациях. В гранитоидах, контактирующих с толщами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, отмечается, кроме того, микроклиновый порфиروبластез. Известны, однако, случаи, когда метаморфизм ЗС еще ниже – отвечает пренит-пумпелитовой фации, например в типичной гранит-зеленокаменной области Истерн-Голдфилдс, Западная Австралия [384].

Регрессивные метаморфические преобразования гранитоидов, таким образом, полностью вписываются в схему прогрессивного зонального метаморфизма. Для объяснения метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ обычно привлекается механизм воздействия тепловых куполов и гипотеза эта очень правдоподобна. Эту же гипотезу, однако, трудно применить к метаморфизму зеленокаменных структур, для которых зональный метаморфизм является характернейшим признаком. Если степень метаморфизма ЗС возрастает вблизи их контакта с гранитами, то не являются ли гранитоиды источником тепла тем более, что граниты, например, сурского комплекса, оказывают явное тепловое воздействие на зеленокаменные толщи? В таком случае надо выделять два этапа метаморфизма: контактовый метаморфизм толщ в его классическом выражении и последующий регионально-прогрессивный метаморфизм уже купольно-теплого типа. Контактному метаморфизму, очевидно, должна была предшествовать ремобилизация гранитоидов, что, в свою очередь, должно поддерживать гипотезу купольного их генезиса.

## 7.4. Криворожско-Кременчугская зона

Криворожско-Кременчугская зона (ККЗ) делит Среднеприднепровский блок на две неравные и очень разные части. Восточнее ККЗ располагается типичная гранит-зеленокаменная область с ЗС, сложенная низкометаморфизованными породами. Западнее ККЗ синклинальные структуры уже нельзя назвать зеленокаменными, а слагающие их породы метаморфизованы от эпидот-амфиболитовой до почти гранулитовой фации. Общим для этих двух частей является наличие гнейсо-гранитовых куполов. Сама ККЗ не принадлежит к зеленокаменным структурам хотя бы по той причине, что имеет в разрезе коро-мантийную смесь, характерную для рифтогенных структур, а также более молодой возраст. Г.И.Каляев называет ККЗ нижнепротерозойским краевым прогибом, который подстилается Саксаганским зеленокаменным поясом.

ККЗ принято разделять на три структурных элемента: Криворожскую зону, – Правобережный и Кременчугский районы [60].

### 7.4.1. Криворожская зона.

В составе криворожской серии выделяется пять свит, снизу вверх: новокриворожская, скелеватская, саксаганская, гданцевская и глееватская. Криворожская серия – преимущественно хемогенно-осадочная. Магматические породы установлены только в новокриворожской и скелеватской свитах.

Новокриворожская свита (ранее – Ко) залегает на архейском гранитоидном фундаменте и подстилает криворожскую серию практически на всем ее протяжении [467]. В схеме НСК-1999 новокриворожская свита еще отнесена к протерозою. Сейчас преобладает мнение о верхнеархейском возрасте этой свиты. Оно подтверждается и радиоизотопными данными. Так, возраст гранитов, отделяющих Восточно-Анновскую структуру от Кривбасса и содержащих ксенолиты метабазитов, определен в 2815-2615 млн лет [12, 877]. Согласно Sm-Nd методу, возраст метабазальтов 2670 млн лет, а исходная мантия – деплегированная:  $\epsilon_{Nd}(T) = +2,69$  [12].

Слагающие новокриворожскую свиту метабазиты геологами единодушно рассматриваются как метавулканиды. Н.П.Семеновенко относил метабазиты новокриворожской свиты к трапповым образованиям. Ю.Ир.Половинкина и Г.И.Калыев – к спилитовой и спилит-диабазовой формациям. И.С.Усенко также считал их покровными вулканитами. Он впервые доказал, что метабазитовая толща моложе плагиигранитов [752].

В основании разреза новокриворожской свиты находятся белые кварциты, метагравелиты и кварц-серпидитовые сланцы, которые относят к метаморфизованной коре выветривания гранитоидов; наличие коры выветривания отмечают также в кровле метабазитов. В кварцитах коры выветривания, по результатам сверхглубокой скважины, установлены андалузит, дистен, сгавролит, диаспор [272]. Кроме метабазитов и сланцев, в составе свиты указывают [888] покровы тремолитизированных пикритов, прослой метапесчаников и хлоритовых сланцев с биотитом и амфиболом.



Рис. 7.6. Схематическая геологическая карта Криворожского бассейна и зон его обрамления [58].

Архей. Аульская и конкско - верховцевская серии: 1 – метабазиты, железистые кварциты; днепропетровский и сурско - токовский комплекс гранитоидов: 2 – плагииграниты и плагииомигматиты, 3 – они же, реоморфизованные в равнем протерозое (а), аплит-пегматитовые граниты (б). Нижний протерозой: Криворожская серия: 4 – метабазиты (новокриворожская свита), 5 – аркозы, филлиты, метакоупломераты (скелеватская свита), 6 – железистые кварциты, силикатные сланцы, богатые железные руды (саксаганская свита), 7 – кварц-биотитовые, графит-биотитовые сланцы, мраморы, магнетитовые метапесчаники, железистые кварциты, богатые магнетитовые руды, метаультрабазиты (гданская свита), 8 – метапесчаники, метакоупломераты, силикатные сланцы (глевская свита); и н г у л о - и н г у л ецкая серия: 9 – метабазиты, высокопигмезистые сланцы, силлиманитовые кварциты (зеленореченская свита), 10 – железистые кварциты, силикатные сланцы (артемовская свита), 11 – кварцито-песчаники, кальцифиры, биотитовые, амфиболовые, пироксенные, графитовые гнейсы и кристаллические сланцы (родисновская и чечелевская свиты). Верхний протерозой: 12 – диабазовые дайки, 13 – дизъюнктивы региональные (а) и локальные (б); 14 – стратиграфические несогласия; 15 – места отработки богатых руд, 16 – карьеры.

Характеристика метабазитов новокриворожской свиты приведена у И.С.Усенко [752, 754]. Среди метабазитов он выделил следующие разновидности: покровные эпидиабазы, альбитизированные, альбит-эпидотовые, эпидотовые амфиболиты, кварц-роговообманковые и кварц-биотитовые сланцы, эпидозиты.

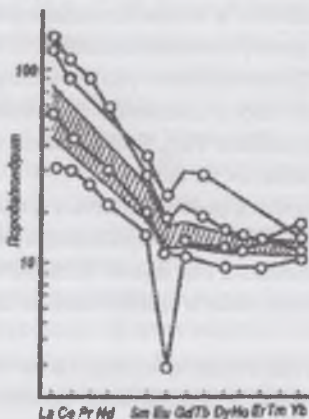


Рис. 7.7. Распределение P3Э в андезибазальтах новокриворожской серии (заштрихованы) в сравнении с вулканитами известково-щелочной серии индийского типа [389].

Альбитизированные, эпидотовые и прочие амфиболиты отличаются от эпидиабазов большей степенью метаморфических преобразований и прежде всего – метаморфическими структурами. Офитовая структура наблюдается местами в виде реликтов. Амфибол представлен спутанно-волоконистым агрегатом актинолита, который замещается синевато-зеленой роговой обманкой. Плагноклаз – альбит № 3. Роговая обманка и биотит частично хлоритизированы. Эпидот и цоизит замещают первичный плагноклаз одновременно с его альбитизацией. Рудный минерал замещен титанитом. В метабазитах есть также миндалины, заполненные альбитом, кварцем, хлоритом. По химическому составу альбитизированные амфиболиты не отличаются от эпидиабазов (см. табл. 7.5). Эпидотизированные амфиболиты заметно более основные, менее железистые и содержат меньше K<sub>2</sub>O. По величине общей железистости в метабазитовой толще выделяется шесть пачек (покровов), в которых периодически повторяются амфиболиты с железистостью 55-60 и 40-45 % [750]. Содержание SiO<sub>2</sub> в них изменяется в пределах 48-55 %. Первичные лавы метабазитов отвечают низкокалиевым толеитам, иногда с отклонениями в сторону железистых базальтов.

Таблица 7.5.

Химический состав метабазитов и метаультрабазитов ново-  
криворожской и талькового горизонта скелеватской свит.

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	56,62	56,17	56,00	53,30	53,09	44,80	39,00	44,53
TiO <sub>2</sub>	1,29	0,99	0,99	0,67	1,22	0,46	0,72	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,68	13,48	12,89	16,47	13,92	8,07	11,21	5,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	4,24	1,69	1,64	2,14	2,22	4,33	1,25
FeO	9,00	8,72	8,86	8,10	9,09	8,25	6,89	10,47
MnO	0,19	0,19	0,09	0,12	0,15	0,16	0,15	0,17
MgO	3,36	3,18	4,98	5,32	6,82	26,06	22,04	23,90
CaO	4,58	4,86	6,69	9,23	4,09	7,20	10,92	5,88
Na <sub>2</sub> O	5,19	4,63	4,87	3,75	1,97	0,42	0,49	0,10
K <sub>2</sub> O	0,54	1,98	0,90	0,59	2,49	0,02	0,1	–
H <sub>2</sub> O+	1,49	1,66	1,34	1,10	3,36	2,65	4,17	6,17
H <sub>2</sub> O–	0,46	0,49	0,45	0,10	0,23	0,02	0,11	0,01
Сумма	100,12	100,59	99,73	100,39		99,33	100,52	99,60
F	78	81	68	65	63	29	32	33
Fo	23	33	16	17	19	21	39	11

Примечание. 1 – эпидиабаз, балка Глсеватая; 2 – эпидиабаз, р.Саксагань; 3 – альбитизированный амфиболит, р.Саксагань; 4 – альбит-эпидотовый амфиболит, р.Саксагань; 5 – среднее по новокриворожской толще; 6 – амфиболовый перидотит, Зеленовский участок, Правобережный район; 7 – серпентинизированный ультрабазит, там же; 8 – тальковый сланец, Западно-Анновская полоса. Анализы 1-4 из [752], 5 – из [750], 6, 7 – из [657], 8 – [359]

новокриворожской серии по [184] дифференцированное, с четким европейским минимумом и очень близко к распределению в известково-щелочных породах андийского типа (рис.7.7).

Скелеватская свита сложена метапесчаниками с прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов, биотит-серпидит-кварцевыми, углисто-кварц-биотитовыми филлитовидными и карбонат-тальк-хлоритовыми сланцами («тальковый горизонт»). По тальковому горизонту обычно проводят границу скелеватской и саксаганской свит.

Тальковый горизонт детально охарактеризован Ю.Ир.Половинкиной. В разрезе Западно-Анновской полосы тальковые сланцы, по описанию В.Н.Кобзаря [358, 359], участвуют не менее четырех раз. Они фациально замещаются углистыми микросланцами, магнетит-амфиболовыми роговиками, джеспилитами. Главные минералы – хлорит, тальк, тремолиты, доломит. Призмы тремолита располагаются грубо-параллельно, а также сноповидно и веерообразно, напоминая структуру спинифекс. В.Н.Кобзарь связывает эту структуру с метасоматическим образованием тремолита. Неоднородность и частая незакономерная перемежаемость тальковых пород обусловлена изменением их минерального состава за счет преобразования миндали. В Западно-Анновской полосе ультрабазиты представлены эффузивами, а на Зеленовском участке Правобережного района – интрузивами (см. ниже). Тальк возникает за счет тремолита и хлоритового базиса. Химический состав пород однозначно определяет их как пикриты (табл.7.5). Кроме того, по отношению CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, близкому к 1,0, низкому содержанию TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и высокому MgO их можно назвать и перидотитовыми коматитами. Впрочем, так их никто из геологов, кажется, не называл.

Саксаганская свита содержит основные запасы руд Кривбасса. В ней выделено семь сланцевых и семь железистых закономерно перемежающихся горизонтов [888]. Сланцевые горизонты сложены кварц-хлорит-грюнеритовыми, кварц-серпидит-графитовыми, кварц-амфибол-хлоритовыми аспидными сланцами с прослоями безрудных и сидеритовых кварцитов. Железистые горизонты представлены куммингтонит-карбонат-магнетитовыми и мартит-гематитовыми кварцитами и джеспилитами. Последние являются богатыми железными рудами.

Гданцевская свита терригенно-кеногенная. Нижняя часть свиты – метаконгломераты, метапесчаники, железистые и безрудные кварциты, хлоритовые сланцы, кварц-карбонатные породы. Верхняя часть – кальцитовые и доломитовые мраморы, графитистые и кварц-хлоритовые сланцы.

Глсеватская свита терригенно-осадочная. Сложена метаконгломератами, метапесчаниками, метаалевролитами и кварц-биотитовыми сланцами.

Породы криворожской серии метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях [49, 53]. Зеленосланцевая фация разделяется на две субфации (зоны): стильномелан-хлорит-биотитовую (биотитовую) и кварц-хлорит-альмандиную (альмандиную). Граница между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями в метапелитах определяется по превращению пиррофиллита, диаспора, хлоритоида и грюнерита в парагенезисы андалузита, ставролита и альмандина. Эпидот-амфиболитовая фация разделяется на ставролитовую и более высокую – силлиманит-мусковитовую субфации. Переход эпидот-амфиболитовой в амфиболитовую фацию обусловлен разложением ставролита, мусковита, биотита с образованием граната, силлиманита, ортоклаза.

Сланцы определяются как метаморфизованные туфогенные породы. От амфиболитов они отличаются тонкозернистой структурой и четко выраженной сланцеватой текстурой. Сланцы сложены темной синевато-зеленой роговой обманкой, биотитом и кварцем. Плагноклаз отмечен только в виде реликтовых полуразрушенных зерен.

Эпидозиты состоят из кварца, эпидота и реликтов роговой обманки.

По данным бурения Первомайского поисково-структурного профиля, толща метабазитов делится на три пачки [750]. Нижняя сложена кварц-биотит-роговообманковыми ортосланцами с прослоями миндалекаменных метабазитов, что свидетельствует о подводных излияниях. Средняя пачка сложена порфириовидными миндалекаменными метабазитами с офиговой структурой, сплитовыми диабазами с прослоями горнблендитов и тремолитов. Верхняя пачка – кварц-биотитовые ортосланцы с прослоями амфиболитов, горнблендитов и силлами габбро-долеритов.

Л.С.Галецкий и др. [192] сравнили состав метабазитов новокриворожской свиты с метабазитами конжской серии Высокопольской структуры. Установлено, что метабазиты новокриворожской свиты относятся преимущественно к известково-щелочной серии, а конжской серии – к толелитам. По нашему мнению, приведенные в статье различия несущественные. Авторы [389] полагают, что метабазиты сформировались в передовом рифтогенном бассейне на континентальной окраине андийского типа. Распределение РЗЭ в андезибазальтах

Метаморфизм Кривбасса зональный. Р.Я.Белевцев [49, 53] в Криворожском бассейне выделил четыре метаморфических зоны, границы которых проходят поперек структуры Криворожского синклиналии. Степень метаморфизма возрастает от центрального района (альмандиновая зона) на юг и на север (ставролитовая зона) и далее на север до мусковит-силлиманитовой зоны Анновской полосы. Силлиманитовая зона, в свою очередь, переходит в высокометаморфизованные породы Правобережного района, где предполагается наличие теплового купола. Прогрессивный метаморфизм осложнен наложением низкотемпературного диафтореза и кислотного выщелачивания.

Наличие вертикальной метаморфической зональности в рудных телах криворожской серии впервые доказали М.А.Ярошук и В.Л.Онеприенко [931]. Путем термодинамических расчетов установлено, что на более глубоких горизонтах вскрываются более высокотемпературные залежи богатых руд – карбонатно-магнетитовые и амфибол-магнетитовые, тогда как на меньших глубинах преобладают тальк-магнетитовые руды. Еще более определенные выводы получены в результате бурения Криворожской сверхглубокой скважины [58, 464]. В кварцитах установлен парагенезис трех полиморфов глинозема – силлиманита, андалузита и дистена, что отвечает тройной точке с параметрами метаморфизма:  $T=505^{\circ}\text{C}$ ,  $P=380\text{ МПа}$ . На материале этой скважины удалось установить наличие вертикальной метаморфической зональности. На основе биотит-гранатового термометра построены изотермы от  $450$  до  $600^{\circ}\text{C}$ . Установлено также, что в метаморфических толщах температура нарастает быстрее, чем на выступах гранитного фундамента. Плагιοграниты фундамента сильно рассланцованы, мусковитизированы, диафторированы и по уровню метаморфизма приведены к эпидиот-амфиболитовой фации.

Криворожская серия считается эталоном раннего протерозоя, однако многие геологи считают, что подрудная толща – новокриворожская свита, – относится к архею. Н.П.Щербак с соавторами [877] определили возраст пород Восточно-Анновской полосы Северного Криворожья. Здесь породы метаморфизованы несколько выше, чем обычно в криворожской серии. Они представлены мусковитовыми кварцитами с диопсидом, диопсидовыми кристаллосланцами, биотит-диопсидовыми кварцитами, карбонатными породами, амфиболитами. Амфиболиты высокомагнезиальные и низкотитанистые:  $\text{MgO}=10,73$ ;  $\text{TiO}_2=0,45$ ;  $\text{K}_2\text{O}=0,40\%$ . Разрез очень напоминает разрез ингуло-ингулецкой серии. Толща интродуцирована пегматитами и аллитами, вероятно, анновского комплекса. Возраст гранитов, содержащих ксенолиты амфиболитов –  $2815$  млн лет [5]. Возраст амфиболитов свинцово-изохронным методом определен в  $2615$  млн лет, мусковитовых кварцитов – в  $2875$  млн лет, пегматитов – в  $1960$  млн лет. Позднее эти даты подтверждены для Желтореченского уранового месторождения [533]. По циркону из метабазитов Sm-Nd методом получен возраст  $2670$  млн лет, изохронным методом –  $2328$  млн лет. Последняя дата предполагается как время метаморфизма базитов. Редкометалльные мусковитовые пегматиты, по K-Ar методу, имеют возраст  $1995$  млн лет. Р.Я.Белевцев и др. [58], изучая разрез метаморфической толщи перебуренной части криворожской серии, также пришли к выводу, что этот разрез приближается к разрезу ингуло-ингулецкой серии Правобережного района. Е.В.Евтехов [253] считает, что разрез Восточно-Анновского района относится к позднему архею, поскольку породные ассоциации метабазитовой свиты подобны такому конкской серии. Ряд авторов относит метабазитовую свиту к металацит-андезит-толеитовой формации и сопоставляют ее с вулканитами низов конкской серии зеленокаменных структур [174].

Дайки Криворожской структуры имеют субширотное или субмеридиональное простирание [753]. Все они содержат кварц, то есть являются конга-диабазы. Н.Г.Ефименко [270] в Саксаганском районе Кривбасса выделяет эпидиобазаы фундамента и оливиновые диабазаы, секущие саксаганскую свиту в широтном направлении.

Дайковые эпидиобазаы в фундаменте сложены актинолитом или сине-зеленой роговой обманкой, реликтовым плаггиоклазом №№ 47-60, который почти полностью замещен поизитом, магнезиальным биотитом, хлоритом, кварцем. Возле контактов дайки рассланцованы (табл. 7.6).

Оливиновые диабазаы рассекают толщу саксаганской свиты. Эти диабазаы свежие, порфиоровые, с офитовой структурой. Плаггиоклаз №№ 64-72, свежий, нередко зональный. Пироксены представлены уралитизированным авгитом.

В северном Криворожье, на пересечении Саксаганского разлома и западного продолжения Девладовского разлома, описана структура, секущая породы криворожской серии [552]. На ее генезис, как это часто бывает, высказаны две диаметрально противоположные точки зрения. Одни авторы [552, 659] называют эту структуру Первомайской вулканогенной постройкой – трубкой взрыва. Другие авторы – А.И.Никольский, А.А.Вальтер [679], Е.П.Гуров, В.Л.Масайтис, Г.К.Еременко и др. [151] рассматривают ее как гигантский ископаемый метеоритный кратер, называя Терновской астроблемой. Сторонники трубки взрыва указывают в составе структуры тектонические и эксплозивные брекчии, лавы и лавобрекчии состава трахибазальтов и трахидолеритов. Предполагается, что эруптивная брекчия является краевой частью более мощного вулканического сооружения. В брекчии встречены обломки гранитов токовского типа. В центральной части субвулканического тела находятся трахибазальты и трахиандезиты, на периферии – андезиты. Породы скрытокристаллические, иногда пемзовидные, с миндалинами, выполненными кальцитом и цеолитом. Основная ткань стекловатая, хлоритизированная. Редкие фенокристы сложены плаггиоклазом, роговой обманкой, пижонитом, биотитом.

Модель трубки взрыва предполагает ее приуроченность к месту пересечения Саксаганского и Девладовского разломов, где происходило накопление вулканических флюидов, затем их взрыв, излияние пузырчатых лав с последующими гидротермальными процессами. Калий-аргоновый возраст пород –  $250$  млн лет. По химическому составу породы явно субщелочные (см. табл. 7.6). Авторы [552, 659] сопоставляют описанные породы с андезит-трахиандезитовым комплексом Донбасса.

Сторонники метеоритного происхождения аргументируют свою точку зрения глубокими исследованиями признаков ударного метаморфизма горных пород и минералов. В щелочно-силикатных импактитах установлены мелкие алмазы, кристаллы которых представляют смесь алмаза и ллонсдейлита, а также стекловатые импактиты по богатым железным рудам. Установлены и другие минеральные признаки: стишовит, коэсит, планарные элементы в минералах, инконгруэнтное плавление циркона. Рассчитанный ими первичный размер кратера –  $15$  км. В пределах кратера полностью расположено Первомайское и южная

Таблица 7.6.

Химический состав дайковых пород Криворожья

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	52,36	53,20	47,74	48,80	59,90	47,70
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,70	0,86	2,46	0,56	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,17	14,30	16,11	14,60	13,94	13,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,69	0,73	2,56	1,34	2,35	1,57
FeO	7,43	7,39	9,94	12,70	3,61	5,42
MnO	0,19	—	0,11	—	0,04	0,12
MgO	8,11	9,76	7,78	6,96	5,85	7,95
CaO	8,50	8,96	10,06	9,13	0,63	6,54
Na <sub>2</sub> O	3,78	2,60	2,22	2,56	0,86	0,70
K <sub>2</sub> O	1,56	0,42	0,49	0,85	7,50	5,62
H <sub>2</sub> O—	—	—	0,32	—	—	—
П.п.п.	2,27	2,49	1,80	0,75	4,20	10,02
Сумма	100,54	100,53	99,99	100,16	99,56	99,56
F	53	45	62	67	51	47
Fo	19	9	20	10	39	22

Примечание. 1 – эпидиабаз, р.Саксагань; 2 – эпидиабаз, там же; 3 – оливиновый диабаз, там же; 4 – амфиболитизированный диабаз; 5 – трахиандезит из трубки взрыва; 6 – базальт из трубки взрыва. Анализы 1-4 из [753], 5,6 – из [552].

200 000 под редакцией М.Н.Доброхотова и Ю.Ю.Юрка (1972) к Правобережному району относятся следующие участки, расположенные западнее Криворожской структуры: Пролетарский, Куколовский, Овнянский, Западно-Желтянский, Олимпиадовский, Ленинский, Каменнопотокский, Ивановский, Марьевский, Зеленореченский, Березневатский, Райпольский, Артемовский и др.

Структура района определяется куполовидными поднятиями, сложенными плагиомигматитами и плагиогранитами саксаганского и ингулецкого комплексов. [779]. Купола обрамляются узкими синклиниорными зонами. Преобладают структуры северо-западного и субмеридионального простирания. Предполагается, что накопление исходных для железорудных толщ пород происходило на размытой поверхности плагиогранитного фундамента.

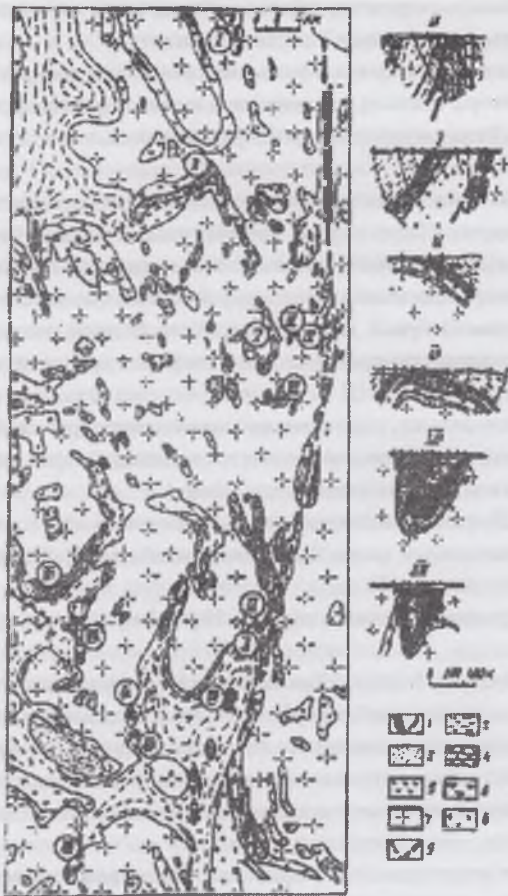
Западно-Ингулецкая зона, как и ее северное продолжение – Правобережный район, – насыщены малыми структурными формами. Гранитные массивы (купола) этой зоны принципиально, на наш взгляд, от среднеприднепровских отличаются тем, что они не облекают, а сами облекаются вулканогенно-осадочными толщами. Последние являются не архейскими, а протерозойскими. Кроме того, купола отличаются беспорядочным расположением, совпадающим с простиранием вмещающих пород, пологим залеганием и малой мощностью осадочно-вулканогенных толщ ингуло-ингулецкой серии (см. рис.7.8). Еще одно существенное отличие от Среднеприднепровского района – более высокий метаморфизм толщ, расположенных западнее Криворожской структуры, достигающий от уровня амфиболитовой до низов гранулитовой [632]. Слагающие железорудную толщу породы этого района относятся к зеленореченской, артемовской и родионовской свитам ингуло-ингулецкой серии и сопоставляются со свитами криворожской серии. Контакт с плагиогранитами обычно тектонический. Возле контактов наблюдается активное воздействие на метаморфические толщи гранитов кировоградско-житомирского типа вплоть до образования артемитовых мигматитов. Наиболее крупная структура этой зоны – Ингулецкий гранитный вал, протягивающийся вдоль западной окраины Криворожской структуры. Вал сложен микроклин-плагиоклазовыми гранитами ингулецкого комплекса. Другой купол – Зеленеватский, сложен плагиогранитами. Среди гранитных куполов Западно-Ингулецкой зоны Г.И.Каляев называет также Верблюжский и Боковнянский массивы, которые мы условно отнесли к Ингульскому району. В отличие от купольных структур Приднепровья, все мелкие купола содержат включения пород ингуло-ингулецкой серии. Значит, не все в порядке и с возрастом. В.И.Орса уверенно определяет возраст гранитоидов Западно-Ингулецкой полосы датами 2800-2830 млн лет, то есть как более древние сравнительно с вмещающими породами раннепротерозойской ингуло-ингулецкой серии. В таком случае – либо это не купола, а выступы более древнего фундамента, либо ингуло-ингулецкая серия более древняя.

Еще одна особенность гранитных куполов Западно-Ингулецкой зоны – разнообразие вещественного состава. Преобладают среди них плагиограниты саксаганского и ингулецкого комплексов, но есть также микроклинитовые граниты и уже упоминавшиеся более глубинные граниты монзонит-гранитовой формации новоукраинского комплекса. Разнообразие гранитов, на наш взгляд, свидетельствует о различии глубинных зон их генерации, или о наличии фундамента разного возраста и состава. Плагиоклазовые гранитоиды являются, возможно, порождением фундамента типа серогнейсового Приднепровского. Эту идею впервые высказал Р.Я.Белевцев, предположив, что гранитоиды кировоградско-житомирского типа формируются за счет переработки плагиогранитоидов архейского основания. Тогда верблюжские и боковнянские гранитоиды можно рассматривать как производные залегающего еще ниже гранулитового фундамента. То, что в месте внедрения этих гранитоидов происходит сочленение Среднеприднепровского и Ингульского блоков, вполне очевидно. Более того, по нашему мнению, высказанному выше, здесь происходит налегание

часть Апиновского железорудных месторождений [151]. Образование астроблемы произошло на границе перми и карбона: ее калий-аргоновый возраст – 280 млн лет. Первомайское железорудное и выработанное урановое месторождения рассматриваются как гигантская ударная брекчия.

#### 7.4.2. Правобережный район.

Правобережный район магнитных аномалий – понятие не геологическое, а скорее горно-экономическое. Он не имеет четких геологических границ: в них чисто территориально объединен целый ряд магнитных аномалий и железорудных месторождений. Основная часть Правобережного района располагается западнее Криворожско-Кременчугского разлома, севернее Кривбасса, в виде полосы шириной около 20 и протяженностью до 75 км (рис.7.8). Эту часть района традиционно делят на северную и южную части. В свою очередь, северную часть Правобережного района разделяют на западную, или Западно-Ингулецкую, и восточную – Криворожско-Кременчугскую. Однако, и Криворожско-Кременчугский разлом не является абсолютной границей, разделяющей высоко- и низкометаморфизованные породы. Так, Николаевский участок, находящийся восточнее него, сложен одновременно низко- и высокометаморфизованными породами. Согласно геологической карте Большого Кривого Рога м-ба 1:



Ингульского блока на Среднеприднепровский. Р.Я.Белевцев и др. [58] по результатам бурения сверхглубокой скважины СГ-8, пробуренной к тому времени до глубины 3000 м, пришли к выводу о поддвижении Среднеприднепровской плиты под Ингульский блок, которое осуществлялось по Криворожско-Кременчугской шарьяжной зоне. Этот процесс рассматривается как взаимодействие субокеанической и субконтинентальной плит, причем происходит погружение первой под вторую.

Рис.7.8. Схема геологического строения Правобережного района Украинского щита [779].

1 – кварциты магнетитовые рудные и силикатные малорудные, железисто-силикатные сланцы; 2 – гнейсы биотитовые, графит-биотитовые (иногда с гранатом), кордиерит-силлиманитсодержащие; 3 – кварциты безрудные белые; 4 – карбонатные породы; 5 – амфиболиты и гнейсы биотит-амфиболовые; 6 – ультрабазиты; 7 – плагно-гранитоиды; 8 – микроклинсодержащие гранитоиды; 9 – разрывные нарушения. Железорудные участки (цифры на рисунке): I – Каменно-Потоцкий, II – Ивановский, III – Ореховский, IV – Николаевский, V – Краснофедоровский, VI – Пролетарский, VII – Овнянский, VIII – Ленинский, IX – Западно-Желтянский, X – Южно-Желтянский, XI – Западно-Зеленореченский, XII – Камчатский, XIII – Артемовский, XIV – Петровский.

Любопытно, что купольные гранитоиды, подобные западно-ингулецким, по-видимому, частично продолжают еще западнее, в пределы Ингульского блока. К ним, возможно, принадлежат Криничеватский, Цыбулевский и Глинский куполы.

В низах разреза Правобережного района находятся силлиманитсодержащие и слоистые кварциты зеленореченской свиты [292], которые рассматриваются как кора выветривания гранитоидов фундамента. Р.Я.Белевцев придает большое значение наличию коры выветривания на древних гранитоидах. Установлено, что кора выветривания имеет двухслойное

строение: нижняя часть сложена серицитизированными и хлоритизированными плагiogранитами, верхняя – кварц-серицитовыми сланцами. Кора выветривания фиксирует формирование эпипархейской платформы. Она развита во всех структурах. В метаморфизованном виде кора выветривания превращена в глиноземистые гнейсы и кварциты.

Выше коры выветривания залегают амфиболиты и амфибол-биотитовые плагногнейсы с телами габброидов и прослоями карбонатных пород. На Артемовском участке выделяются три покрова основных пород с железистостью, соответственно, 46-50; 63-70 и 55-60 %. На амфиболитах также развита кора выветривания в виде биотитовых и силлиманит-биотитовых плагногнейсов. Амфиболиты перекрываются кварц-полевошпат-кумингтонит-биотитовыми сланцами, иногда с гранатом. Средняя часть разреза – легкообогатимые железные руды, представленные железистыми кварцитами и железисто-силикатными сланцами, состоящими из орто- и клинопироксенов, амфиболов (грюнерит, сине-зеленая роговая обманка), граната, магнетита и кварца. Эти породы относятся к артемовской свите и несогласно залегают на породах зеленореченской свиты. Железистые породы подстилаются кордиерит- и силлиманитсодержащими плагногнейсами и перекрываются графитсодержащими гнейсами с телами карбонатных пород и белых безрудных кварцитов. Последние содержат кластогенный циркон. Обычно верхнюю толщу относят к родионовской свите. Подробное описание толщи приведено у авторов [292].

Железистые кварциты массивные или грубополосчатые. По мнению авторов [292], это объясняется тем, что в условиях гранулитовой фации осуществляется собирательная перекристаллизация минералов. Тонкая полосчатость для кварцитов западнее Криворожской структуры вообще не характерна. Если она сохраняется, то скорее всего является реликтовой и возникает в результате превращения гематита в магнетит с переходом через мушкетовит при повышении метаморфизма. Обычно же тонкая полосчатость имеет тектоническую природу и возникает вследствие сплющивания слоев при катаклазе и межслоевом скольжении. По генезису эти породы – бластокатаклазиты. Чаще всего тонкая полосчатость возникает в результате тектонической переработки и гематитизации при низких температурах на более поздних этапах метаморфизма. Характерно, что тонкодисперсный гематит, типичный для железистых пород Криворожья, в железорудных толщах Правобережного района отсутствует: здесь он сравнительно крупный. Наличие гематита свидетельствует о наложении процессов более поздних этапов.

В отличие от традиционных представлений о железистых кварцитах, как хомогенных породах, Р.Я.Белевцев [54, 947] обосновывает магматическое происхождение полосчатых железистых кварцитов. В железисто-кремнистых системах, по его мнению, при ликвидусных температурах порядка 1300-1700°C существует поле двух несмешивающихся составов. В системе  $\text{SiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$  состав такого поля отвечает составу железистых кварцитов. Железистые кварциты УЩ образовались, по его мнению, в результате интрузии железисто-кремнистых магм в серо-гнейсовый тоналит-трондьемитовый комплекс. Источник железисто-кремнистой магмы находится в мантии между местом выплавления толеитовой и пироксенитовой магм, поскольку кварциты связаны с перидотитами, пироксенитами и габброидами. Этим объясняется тот факт, что железистые кварциты чаще всего слагают дайкоподобные тела мощностью, начиная от нескольких сантиметров, и

взаимно пересекающиеся. Согласно его гипотезе, полосчатость возникает в результате ламинарного течения двух несмешивающихся магматических жидкостей с очень разной вязкостью, в сумме отвечающей составу эвлизиту.

Сопоставление разрезов железорудных толщ Правобережного района с разрезами криворожской серии хотя и дискуSSIONно, но особых волнений у геологов не вызывает. В плане стратиграфии авторы считают, что верхняя и нижняя границы криворожской серии и железорудной толщи Правобережного района совпадают. Разрезы также хорошо коррелируются, что позволяет рассматривать эти толщи как аналоги.

Автор настоящей работы хотел бы высказать крамольную мысль, которая буквально лежит на поверхности, а именно: толщи Правобережного района удивительно напоминают разрез бугской серии. Набор пород в правобережных толщах – те же основные вулканы (амфиболиты) с телами габброидов, метаультрабазиты (тальковый горизонт), глиноземистые и карбонатные породы, белые кварциты с таким же кластогенным цирконом, как в кварцитах кошаро-александровской свиты, массивные магнетитовые кварциты. Отличие – несколько более высокий метаморфизм Побужья. Надо учесть также близкое соседство Правобережного района с гранулитовыми породами спасовской свиты, установленными в восточной части Чигиринского массива. Последние вполне официально параллелизуются с бугской серией.

Если высказанные допущения хоть сколько-нибудь верны, можно идти дальше, определяя джеспилиты криворожской серии как переработанные магнетитовые кварциты побужского типа. Наконец, еще дальше: вся толща криворожской серии может быть зоной первично гранулитовых пород, тектонически переработанных вдоль Криворожского разлома.

Петрография пород магнитных аномалий, расположенных западнее Криворожской зоны, детально изложена в фундаментальной монографии «Петрография железисто-кремнистых формаций центральной части Украинского щита» [657]. Описаны следующие разновидности пород.

Магнетитовые кварциты с примесью грюнерита, слюд, доломита, турмалина. Грюнерит ( $f = 75-80\%$ ) замещается голубовато-зеленой роговой обманкой.

Амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты. Пироксены: феррогиперстен с  $f = 80-85\%$  и авгит, амфиболы – актинолит и грюнерит. В зонах ощелачивания наблюдались переходы: куммингтонит – сине-зеленый амфибол – ролузит – рибекит и авгит – эгирин-авгит – эгирин. С уменьшением содержания магнетита породы переходят в магнетитсодержащие кварциты с теми же парагенезисами силикатов. На Зеленовском, Ивановском и других участках встречены гранат-куммингтонит-феррогиперстеновые кварциты, а также фаялитовые кварциты с оливином,  $f = 90\%$ . Известны слюдястые кварциты с биотитом и мусковитом, а также силлиманитовые кварциты.

Амфиболиты в правобережных толщах среднезернистые в отличие от мелкозернистых амфиболитов криворожской серии. Состав амфиболитов: травянисто-зеленая роговая обманка, актинолит, плагиоклаз №№ 28-53.

На Зеленовском участке описаны среднезернистые интрузивные ультрабазиты, залегающие в основании саксаганской свиты и являющиеся аналогом более низко метаморфизованных пород талькового горизонта Кривбасса. По минеральному и химическому составу ультрабазиты отвечают гарцбургитам и лерцолитам. В них ортопироксен ( $f = 20\%$ ) преобладает над клинопироксеном. Оливин ( $f = 20\%$ ) относительно слабо серпентинизирован. Роговая обманка призматическая актинолитового типа. Имеются маломощные зоны оталькования и актинолитизации.

Геология и минеральные парагенезисы северной части Правобережного района подробно охарактеризованы С.П.Лашко [487]. По его описанию, участки, расположенные к западу от Криворожского разлома, сложены сравнительно высоко метаморфизованными породами ингуло-ингулецкой серии (Каменнопотокский, Ивановский, Марьевский участки). В восточной, собственно криворожской части района, находятся слабо метаморфизованные породы криворожской серии (Николаевский, Млынковский, Успенский участки). Высокометаморфизованные породы относятся к артемовской, родионовской и зеленореченской свитам. К числу высокометаморфизованных пород относятся железистые кварциты с куммингтонитом или ортопироксеном, часто с гранатом, гранат-биотитовые и биотит-силлиманитовые плагиогнейсы, иногда с графитом, магнетитсодержащие оливиниты с клинопироксеном (эвлизиты), роговообманковые и куммингтонитовые амфиболиты, мусковитсодержащие кварциты, флогопит-клинопироксеновые, пироксен-скаполитовые и куммингтонит-кальцитовые кальцифиры, кварциты со щелочным амфиболом, маломощные тела ультрабазитов.

В западной части выделяются три рудных поля [488]. В Олимпиадовско-Зеленовском (юго-западное) рудном поле рудоносные структуры обрамляют гранитные купола. В Червонофедоровско-Зыбковском (северное) поле рудные зоны слагают полосовидные структуры. В Николаевско-Камчатском (юго-восточное) поле железистые породы обрамляют субмеридиональный гранитный вал.

Промышленные концентрации железа приурочены к трем стратиграфическим уровням ингуло-ингулецкой серии [489, 490]. В нижнем (зеленореченская свита) руды находятся в ассоциации с метабазами и подстилаются силлиманитсодержащими биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. Средний уровень – артемовская свита. Руды подстилаются амфиболитами и метаультрабазитами. Верхний уровень – в родионовской свите, в ассоциации с метаосадочными породами.

Принципиально важная особенность метаморфизма пород Правобережного района, впервые установленная Р.Я.Белевцевым, – отчетливо прогрессивный характер. Согласно его исследованиям, метаморфизм пород участков, расположенных западнее Криворожского разлома, оценивается условиями эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, а восточнее ничем не отличается от метаморфизма пород криворожской серии [50].

В расположении пород метаморфических фаций западнее ККЗ также установлена зональность: с востока на запад происходит повышение степени метаморфизма пород [50]. Впервые на повышение степени метаморфизма в этом направлении указал Н.П.Семененко. Породы эпидот-амфиболитовой фации располагаются узкой полосой вдоль восточной окраины Криворожско-Кременчугского разлома. Породы амфиболитовой фации занимают северную часть Западно-Ингулецкой зоны. Р.Я.Белевцев



установил здесь еще более сложную зональность. Так, на Родионовском участке в южной части развиты метapelиты ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации, которые к северу сменяются породами мусковит-силлиманитовой субфации той же фации. Для гранитоидов и толщ синклинальных структур, как и для всего Среднеприднепровского блока, установлена изофациальность метаморфизма

В низкой эпидот-амфиболитовой фации (ставролит-андалузит-мусковитовая субфация) метаморфизованы породы, например, Родионовского, Желтореченского и Млынковского участков. Метapelиты представлены гранат-ставролит-мусковитовыми сланцами, иногда с куммингтонитом, metabазиты – эпидотовыми амфиболитами, карбонатные породы – тремолит-диопсидовыми кальцифирами, скарноиды – кварц-плаггиоклаз-диопсидовыми породами, железистые породы – гнейсовыми кварцитами. Для них определены:  $T=530-600^{\circ}\text{C}$ ,  $P=500-600$  МПа.

Породы высокой эпидот-амфиболитовой фации (силлиманит-альмандин-мусковитовая субфация) установлены на Березневатском, Ново-Стародубовском, Петровском участках. Здесь развиты гранат-мусковит-силлиманитовые плаггиогнейсы с кордиеритом, антофиллитом, амфиболиты с синевато-зеленой роговой обманкой, форстерит-диопсидовые кальцифиры, фаялит-куммингтонитовые кварциты. Их метаморфические параметры:  $T=600-640^{\circ}\text{C}$ ,  $P=400-600$  МПа. Любопытно, что Р.Я.Белевцевым для гнейсов Березневатского участка зафиксирован факт «бронирования» ставролита гранатом. В данном случае это – явный признак прогрессивного метаморфизма. Нами такое же бронирование ставролита гранатом, как отмечалось выше, установлено в гнейсах белоцерковской толщи Росинско-Тикичского района [539]. Мы акцентируем внимание на этом факте затем, чтобы подчеркнуть наличие признака прогрессивного метаморфизма в белоцерковской толще, во-первых, и несомненное сходство пород белоцерковской толщи и ингуло-ингулецкой серии, во-вторых.

Породы амфиболитовой фации (биотит-силлиманит-ортоклазовая субфация) известны на Березневатском, Овнянском, Артемовском участках. Они представлены гранат-биотитовыми гнейсами с силлиманитом, кордиеритом, антофиллитом или с железистым ортопироксеном, амфиболитами, иногда с клинопироксеном, диопсид-форстеритовыми кальцифирами, магнетитовыми кварцитами с гранатом и железистым гиперстеном. Параметры метаморфизма:  $T=640-700^{\circ}\text{C}$ ,  $P=500-600$  МПа.

Высокая амфиболитовая фация, переходная к гранулитовой, является, по-видимому, максимумом метаморфизма Правобережного района. Наличие ортопироксена в кварцитах не может служить основанием для отнесения пород к гранулитовой фации, поскольку его железистость превышает 65 % и равна 66-85 % [234]. Двупироксеновые, гиперстен-плаггиоклазовые кристаллосланцы и чарнокитоиды здесь отсутствуют, а куммингтонит повсюду высокожелезистый. Березневатский участок, вероятно, вообще относится к спасовской свите, которая была первоначально выделена И.М.Этинговым под названием березневатско-спасовской.

Р.Я.Белевцев и др. [272] для кордиерит-гранат-биотит-силлиманитового с калишпатом парагенезиса Ново-Стародубовского участка приводит цифры:  $T=680^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\text{общ}}=490$  МПа,  $X_{\text{H}_2\text{O}}=0,5$ , для пироксен-гранат-магнетитового кварцита Березневатского участка:  $T=670^{\circ}\text{C}$ ,  $-lg fO_2=16,2$ ; для Артемовского участка:  $T=660^{\circ}\text{C}$ , для Ивановского:  $T=670^{\circ}\text{C}$ , для Петровского участка:  $T=640^{\circ}\text{C}$ . Напомним, что для типично гранулитовых районов Побужья и Приазовья температуры составляют  $750-860^{\circ}\text{C}$ .

### 7.4.3. Кременчугский район.

Кременчугский район является естественным северным продолжением Криворожской структуры. Он вытягивается субмеридиональной полосой на 45 км к северу от р. Днепр. Осадочно-вулканогенные толщи Кременчугского района аналогичны таковым Криворожского района [271], поэтому среди них выделяются те же свиты: новокриворожская, скелеватская, саксаганская, гданцевская. Установлена поверхность размыва подстилающих свиты гранитов. Структура толщи считается моноклиальной с падением на запад. Мощность толщи от 0,25 до 2,5 км. Она содержит месторождения легкообогатимых железных руд.

Новокриворожская свита, как и в Криворожье, сложена покровами амфиболитизированных диабазов и диабазовых порфиритов. Меланократовые разновидности порфиритов вверх по разрезу сменяются более лейкократовыми, при этом появляются покровы метапикритов. Вулканиды от тонко до среднезернистых, содержат миццалины и реликты офитовых структур. В верхней части свиты известны крупнокристаллические гранат-биотитовые сланцы с марганцовистым гранатом. По составу новокриворожская свита напоминает также низы конкской серии.

Скелеватская свита сложена кластогенными образованиями флишоидной формации – метаграувакками, кварцитовидными песчаниками, филлитовидными кварц-серцит-биотитовыми сланцами. Верхний горизонт (тальковый) сложен карбонат-тальковые породы, образовавшиеся по пикритовым порфиритам. В Галещинской синклинали выделены четыре разновидности пород талькового горизонта. Первая: хлорит-тальковые и карбонат-хлорит-тальковые сланцы, вторая – метапикриты или метаортопироксениты, сложенные клинохлором, брейнеритом и доломитом, третья – флогопит-тремолитовые сланцы, четвертая – прохлоритовые сланцы [750] (табл.7.7).

Саксаганская свита – хомогенно-терригенная. Она содержит Галещинское и другие месторождения богатых руд. В свите выделяются четыре железистых и четыре сланцевых горизонта. Сланцевые горизонты сложены кварц-слюдяными, двуслюдяными, хлоритовыми, куммингтонитовыми и углеродистыми сланцами, метапесчаниками, безрудными и малорудными кварцитами. Руды приурочены к первому железистому горизонту. В нем выделяются три подгоризонта, представленные гематит-магнетитовыми краснополосчатыми и магнетитовыми серополосчатыми кварцитами. В кварцитах постоянно присутствует куммингтонит.

Гданцевская свита сложена метапесчаниками, доломитовыми мраморами, графитсодержащими и высокоглиноземистыми сланцами – кварц-гранат-слюдяными, гранат-куммингтонит-биотитовыми со ставролитом, основными и ультра-

Таблица 7.7. основными вулканитами и содержит две мощных пачки магнетитовых и гематит-магнетитовых кварцитов, составляющих половину запасов руды Кременчугского района.

Химический состав пород талькового горизонта Кременчугского района

Оксиды	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	38,30	46,66	48,64
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,53	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,60	14,09	6,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,06	0,34	0,67
FeO	8,49	8,04	8,47
MnO	0,24	0,06	0,10
MgO	27,00	21,97	27,18
CaO	2,27	6,14	0,19
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,74	0,28
K <sub>2</sub> O	0,02	0,23	0,04
CO <sub>2</sub>	–	0,90	–
H <sub>2</sub> O-	0,57	0,02	0,06
П.п.п.	12,66	6,56	7,58
Сумма	99,92	100,28	99,63
F	29	28	25
Fo	20	4	7

Примечание. 1 – хлорит-тальковый сланец, Галещинская синклираль; 2 – жедрит-хлорит-тальковый сланец, Попельнастовская синклираль; 3 – жедрит-хлорит-тальковый сланец, Успенковская синклираль. Анализы из [750].

Таблица 7.8.

Химический состав пород Варваровского массива

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	34,83	48,00	52,40	38,44
TiO <sub>2</sub>	0,05	–	0,50	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,64	1,22	14,12	0,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,19	8,67	1,90	1,38
FeO	3,23	5,31	7,98	8,02
MnO	0,10	0,09	0,16	0,09
MgO	37,68	22,92	7,82	49,25
CaO	0,45	13,22	6,74	0,32
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,10	3,07	–
K <sub>2</sub> O	0,04	0,05	1,10	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,01	0,03	–
CO <sub>2</sub>	2,71	–	1,73	–
H <sub>2</sub> O-	0,49	–	0,07	0,12
П.п.п.	12,68	–	2,49	2,49
F	18	38	56	16
Fo	62	62	19	15

Примечание. 1 – серпентинизированные дуниты и серпентиниты, ср. из 31 ан.; 2 – пироксениты, ср. из 6 ан.; 3 – апогаббровая порода, ср. из 10 ан.; 4 – дунит, Правдинский массив. Анализы 1-3 – из [750], 4 – из [129].

тально меньше 1,0, то есть не отвечает породам коматитовой серии. Радиологический возраст пород определен по свинцовой жильной минерализации в ультрабазитах и равен 2700 млн лет [750]. По петрохимическим параметрам породы Варваровского массива благоприятны на никелевое оруденение. Среднее содержание никеля довольно высокое – 257 г/т. На массивах развита промышленно никеленосная кора выветривания.

В Сурской ЗС к верховцевскому комплексу относятся, вероятно, Правдинский и Петровский массивы.

Правдинский массив площадью 14,5 кв.км состоит из трех разобщенных залежей, разделенных пачками туфосланцев. Петровский массив имеет мощность до 1300 м. Он сложен серпентинитами и также расчленен на горизонты туфолавовыми

## 7.5. Комплексы магматических пород.

### 7.5.1. Верховцевский комплекс

Верховцевский комплекс ультраосновных пород решением НСК от 1.05.2000 г. размещается в неорархее на уровне нижней части белозерской серии. Б.З.Берзенин и др. [76] предлагают поднять его выше белозерской серии. Все массивы основных и ультраосновных пород относятся к дунит-перидотитовой формации. А.И.Некряч и др. [565] рассматривают комплекс как интрузивный комагмат ультраосновных метавулканитов сурской серии. Предлагается основные интрузивы выделить в качестве сергеевского комплекса, эффузивными комагматами которых служат вулканиты аполлоновской свиты, одновозрастной с чертомлыкской.

Для многих массивов комплекса установлено зональное строение, обусловленное процессами внутрикамерной дифференциации. Центральные части тел занимают серпентиниты, ближе к периферии – актинолититы по пироксенитам, еще дальше – хлорит-актинолитовые сланцы по габброидам.

Локатип комплекса – Варваровский массив, – расположен в центральной части Верховцевской ЗС. По мнению Н.П.Семененко и др. [750], массив представляет собой интрузивное тело, внедренное по глубинному разлому. В работе [654] отмечено, что ультрабазиты образуют согласную субвертикальную залежь, располагающуюся между породами конкской и белозерской серий. Залежь имеет большую протяженность: предполагается, что Варваровский массив является средней частью полосы метаультрабазитов, простирающейся от Домотканского массива на севере до Сухохоторского на юге. Этот факт позволяет усомниться в интрузивном генезисе массива.

Варваровский массив сложен несколькими серпентинитовыми телами, из которых наиболее крупные имеют мощность до 1,0 км и протяженность до 6 км. Общая площадь массива – 20-22 кв.км. Интрузивные залежи Варваровского массива относят к дунит-гарцбургитовой формации.

Варваровское тело имеет зональное строение: ядро массива – аподунитовые лизардитовые, антигорит-лизардитовые и хризогилловые серпентиниты с линзами пироксенитов, краевые части – хлорит-карбонат-тальковые сланцы, актинолититы, листвениты, альбититы и другие вторичные породы [750, 796]. В контактах находятся туфосланцы основного и кислого состава. В строении массива выделяют 8 пачек. Пачки сложены чередованием тальк-карбонатных пород или серпентинитов (ультрабазиты) с зелеными сланцами (метабазиты), пироксенитами, актинолититами, лиственитами. Чередование разнообразных пород может интерпретироваться и как расслоенность, и как чередование интрузий с потоками.

По первичному составу среди пород выделяются дуниты, гарцбургиты, пироксениты (вебстериты и ортопироксениты), габбро-перидотиты. С массивом связаны рудопоявления сульфидной медь-кобальт-никелевой минерализации. Участки промышленной асбестизации достигают мощности 45 м.

По химическому составу (табл.7.8) ультрабазиты представляют собой типичные дуниты. Габброиды сравнительно низко магнезиальные и не могут быть классифицированы как базальтовые коматиты. Пироксениты соответствуют вебстеритам. Отношение CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в дунитах и габброидах значи-

пачками. Среди серпентинитов Петровского массива установлены реликтовые тела серпентинизированных дунитов, в которых оливин имеет железистость 7-9 %. Среди серпентинитов выделяются разновидности хлоритовые, брейнеритовые, хлорит-брейнеритовые. По ультрабазитам образуются тальк-магнезитовые, тальк-доломит-брейнеритовые, тальк-карбонатные и антофиллитовые породы. Карнауховский массив имеет мощность местами до 700 м. Сложен чередованием серпентинитов с карбонатно-актинолитовыми и тальк-карбонатными породами.

Согласно М.М.Ильвицкому и др. [311], по составу хромшпинелидов ультрабазиты Карнауховского и Правдинского массивов отвечают альпинотипным (офиолитовым) ультрамафитам и перидотитовым коматитам. Порфиридные, хлоритизированные, оталькованные и антофиллитизированные перидотиты Петровского массива в соответствии с составом хромшпинелидов авторы считают кумулятами основной магмы.

Если учесть предупреждение А.Б.Боброва, согласно которому каждой наслоенной ультрабазитовой толще отвечает свой интрузивный аналог (см. выше), то выделение варваровского ультрабазитового комплекса представляется дискуссионным. Возможно, многие из массивов представляют собой комагматичные с вулканитами интрузии выделяемой авторами [90, 91, 671] коматит-толеитовой формации.

### 7.5.2. Софиевский комплекс (Софиевская вулcano-плутоническая ассоциация)

Софиевский комплекс в схеме НСК-1999 отсутствует. Мы выделяем его в соответствии с предложением Н.П.Щербака и др. [886]. Возраст плутона определен свинцово-изохронным методом по циркону и равен 3,09 млрд лет [6].

Софиевская структура входит в состав Базавлукского зеленокаменного пояса Среднего Приднепровья и традиционно рассматривалась как синформа, выполненная осадочно-вулканогенными образованиями. В последние годы установлено [115], что эта структура в значительной мере сложена вулcano-плутонической ассоциацией. Впервые эту мысль высказал Н.В.Кушинов [413], определив Софиевскую структуру как палеовулканическую постройку. Вулканическую составляющую образуют преимущественно основные вулканиты при незначительной роли осадочных пород, относимых к конкской серии. До внедрения плутона эти породы были метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Плутоническая составляющая – Софиевский полифазный плутон, прорывающий вулканиты и сложенный в основном метагабброидами, но не регионально метаморфизованными, а сильно переработанными вследствие аутометасоматоза. Частично плутонические породы сохранились в первозданном виде. Одна из загадок плутона – наличие совершенно свежих пород – дупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, известных также под названием «дайки беербахитов» [886]. Мы рассматриваем их как ксенолиты гранулитового фундамента, как свидетелей наличия такового фундамента в СГЗО. Р.Я.Белевцев и др. [57] определяют плутон как серию круто залегающих даек, а Г.В.Артеменко [6] – как единый массив площадью около 200 кв. км. Не исключено, что к плутону им отнесены плагиограниты сурского комплекса, обрамляющие Софиевский плутон с востока.

Софиевская структура изучалась с 1964 г. сначала А.А.Зайцевым, затем В.Д.Кузем, Н.В.Кушиновым и А.М.Бесстужевым. Ими установлена форма структуры, охарактеризованы все главные типы слагающих структуру пород.

Софиевская структура находится в пределах Демурино-Кудашевского антиклинория, на пересечении широтного Девладовского и меридионального Базавлукского глубинных разломов, что, возможно, и определило ее генезис. Дайки девладовского комплекса, по нашим данным, структуру не пересекают. По мнению Н.П.Щербака и др. [886], однако, северную часть Софиевской структуры дайки девладовского комплекса секут. По данным геологической съемки А.М.Бесстужева и В.Д.Кузы – это единый плутон. Контакт Софиевского плутона с вмещающими плагиогранитами тектонический. Размеры плутона по меридиану 8 км, по широте – 14 км. Плутон частично обрамляется верхнеконкскими амфиболитами. Последние выступают в габброидах плутона в виде ксенолитов. Эти амфиболиты не отличаются от таких же пород в других зеленокаменных структурах. Среди них обнаружены редкие проявления железисто-кремнистых пород – гранат-магнетит-амфиболовых кварцито-сланцев и магнетит-куммингтонитовых сланцев. Амфиболиты прорваны жилами гранитов сурского комплекса.

В составе Софиевского плутона решительно преобладают габбро-амфиболиты, образованные по габбро-норитам или уралитовые габбронориты, поскольку однозначно установлен факт образования амфиболов по пироксенам. Кроме этих, несомненно аутометасоматизированных пород, установлены совершенно свежие вебстериты, оливиновые и лейкократовые габбронориты и горнблендиты, по которым можно судить о первичном составе пород плутона. Так, оливиновый габбронорит имеет состав: оливин – 5, ортопироксен – 12, клинопироксен – 18, бурая магматическая роговая обманка – 2, куммингтонит – 2, тремолит – 2, голубовато-зеленая уралитовая роговая обманка – 2, плагиоклаз – 55 %. Структура габбровая. Последовательность кристаллизации темноцветов необычна: оливин - клинопироксен - ортопироксен. Клинопироксен – авгит с диалаговой отдельностью. Замещается тремолитом и далее – голубовато-зеленой роговой обманкой. Ортопироксен сначала замещается куммингтонитом, а последний – такой же голубовато-зеленой роговой обманкой. Бурая роговая обманка – несомненно позднемагматический минерал. Она замещается поздними амфиболами, причем в самую последнюю очередь. Сначала она замещается актинолитом, а последний – сине-зеленой роговой обманкой. Пятна бурой роговой обманки хорошо различимы даже при полном исчезновении других первичных темноцветных минералов. Эти замещения чрезвычайно характерны для пород плутона и позволяют однозначно отделять их от вмещающих амфиболитов. Появление голубовато-зеленой роговой обманки свидетельствует о смене умеренно кислотного аутометасоматоза все более щелочным.

Расслоенность плутона по имеющимся данным достоверно установить не удалось, но то, что элементы расслоенности имеются, можно ожидать исходя из наличия кумулятов. Так, аутометасоматически слабо измененный лейкогаббронорит сложен крупными – 6-7 мм – овальными зернами пироксенов и первичной роговой обманки, которые слагают до 20 % объема породы. Интеркумулюс представлен мелкими зернами пироксенов и плагиоклаза.

В основной массе плутона преобладают меланократовые габбро-амфиболиты вплоть до апопироксенитовых амфиболитов. Меньшую часть составляют лейкократовые породы – габбродиориты и роговообманковые диориты. Для всех пород характерно очень малое количество кварца и биотита. Для каждого вида амфиболсодержащих пород однозначно устанавливается их исходный магматический аналог.

Текстура габбро-амфиболитов всегда массивная. Структура габбровая, иногда близкая к габбро-офитовой, а также панидиоморфнозернистая. Обычны симплектитовые сростания, чаще всего плаггиоклаза с роговой обманкой, эпидота с плаггиоклазом, эпидота с роговой обманкой.

Среди амфиболов преобладает ферричермакит (табл.7.9), тогда как во вмещающих амфиболитах – обыкновенная роговая обманка. Для амфиболов из пород плутона характерна обратная корреляция  $Al_{IV}-Ti$ , а для роговых обманок из амфиболитов конкской свиты эта корреляция – прямая. По амфиболом фиксируются два процесса изменения исходных пород: 1) регрессивного преобразования с возникновением куммингтонита по ортопироксену и актинолиту по клинопироксену и бурой роговой обманке; 2) метасоматическое образование сине-зеленой роговой обманки в условиях повышения щелочности.

Плаггиоклаз габбро-амфиболитов имеет основность №№

Таблица 7.9. 35-45 и частично альбитизирован.

Химический состав минералов «дайковых» габброноритов (двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,99	50,42	51,22	52,54	48,53	50,79	40,21	49,89
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,86	0,16	0,05	0,14	0,20	2,14	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	2,01	1,67	1,27	0,63	1,42	11,66	0,90
FeO	29,91	31,67	12,35	13,70	38,08	18,43	20,93	31,60
MnO	0,55	0,60	0,25	0,24	0,69	0,35	0,18	0,56
MgO	16,49	15,60	11,80	16,03	10,09	8,07	4,92	10,07
CaO	0,79	0,64	21,40	10,81	0,94	20,96	11,03	1,46
Na <sub>2</sub> O	–	0,01	0,39	0,01	0,03	0,37	1,88	0,08
K <sub>2</sub> O	0,01	–	0,03	0,04	0,04	0,00	0,85	0,00
Сумма	99,65	100,03	99,27	94,69	99,13	100,59	92,89	94,61
f	50	53	34	32	68	56	70	64

Примечание. 1-4 – ксенолит двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца. 1 – крупное зерно ортопироксена без структур распада; 2 – ламеллы ортопироксена в клинопироксене; 3 – клинопироксен со структурами распада; 4 – реликтовый пижонит; 5-8 – лейкогаббронорит. 5 – ортопироксен, 6 – клинопироксен, 7 – буровато-зеленая (паргаситовая) роговая обманка, 8 – куммингтонит.

Особого внимания заслуживают ксенолиты двупироксен-плаггиоклазовых кристалло-сланцев («дайковых» габброноритов).

Среди «дайковых» габброноритов выделяются два типа. Наиболее распространенный тип – мелко-среднезернистая порода с ориентированной текстурой. Такие породы в гранулитовом комплексе Побужья, как и во всем мире, именуются двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами. Второй тип – среднезернистая порода с менее четко выраженной полосчатостью. На Побужье их относят к габброноритам. Генезис обеих пород, даже в гранулитовой области, где они хорошо изучены, спорный. На Побужье кристаллосланцы образуют четко очерченные тела небольшой мощности – в первые десятки метров. Традиционно кристаллосланцы рассматриваются в качестве пластов в составе днестровско-бугской серии как метавулканы, иногда как метаосадки или даже как дайки. Эти породы метаморфизованы в гранулитовой фации и слагают древнейший фундамент.

Габбронориты второго типа на Побужье обычно участвуют в составе ультрамафит-мафитовой ассоциации. Первично-интрузивный генезис пород ни у кого не вызывает сомнений.

В составе Софиевского плутона весьма редко, но наблюдались оба описанных типа пород, причем совершенно неизменные их разновидности по всем признакам вещественного состава оказались полностью идентичными таким же породам гранулитового комплекса Среднего Побужья. Не подтвердилось мнение, согласно которому упомянутые пироксенсодержащие породы выступают исключительно в свежем виде, что и было, в сущности, главным основанием для отнесения их к дайковой формации. Оказалось, что оба вида отмеченных пород дают вполне постепенные переходы к габбро-амфиболитам, причем наблюдалась та же последовательность амфиболитации, что и в других основных породах плутона.

«Дайковые» габбронориты (двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы) отличаются от всех пород плутона своеобразной гранобластовой структурой: при равном содержании темной и светлой составляющих зерна пироксенов как бы связаны между собой, чего не наблюдается ни в одном типе дайковых пород. Образуется стебельчатая или сноповидная текстура. Для предположительно интрузивных габброидов более типична структура, близкая к габбровой. Те и другие имеют стабильный качественный состав: ортопироксен, клинопироксен, роговая обманка, плаггиоклаз. Оливин отсутствует совершенно. В них нет также кварца и биотита. Диагеновая отдельность в клинопироксене отсутствует, но структуры распада имеются в обоих пироксенах. Роговая обманка буроватая, типично гранулитовая. Плаггиоклаз имеет основность №№ 45-65; в кристаллосланцах, как и на Побужье, обнаружен реликтовый плаггиоклаз № 75. Химический состав минералов вполне обычен для кристаллосланцев гранулитовой фации (см. табл.7.9). Все минералы резко отличаются от таковых в неизменных габброидах плутона, прежде всего, умеренной железистостью.

Минералы «дайковых» габброноритов изучены на микрозонде В.В.Слипченко [115]. Установлено, что имеются зерна пироксенов как гомогенные, так и со структурами бинодального распада. Изредка встречаются реликтовые зерна пижонита. Минимальная температура стабильности такого пижонита составляет 1150°C. По геотермометру Линдсли для давления 5 кбар температуры образования авгита (рассчитанный интегральный состав) и пижонита оцениваются, соответственно, в 1040°C и 1230°C. Распределение компонентов между матрицей клинопироксена и пластинками ортопироксена, а также между гомогенными сосуществующими орто- и клинопироксенами соответствует температуре равновесия 820-840°C по геотермометру Вуда и Банно. На основании приведенных данных можно предполагать, что исходные породы кристаллизовались из расплава в сухих условиях при температуре порядка 1050-1150°C, то есть их можно квалифицировать как вулканыты, что подтверждается также наличием пижонита. Следующий этап – метаморфизм в условиях гранулитовой фации с небольшим привнесом воды. На этом этапе происходит бинодальный распад, образование метаморфогенных пироксенов и титанистой роговой обманки в интервале температур 820-840°C. Последующие превращения связаны с формированием вторичных амфиболов – куммингтонита, актинолита и сине-зеленой роговой обманки.

Люминесценция салических минералов плутона и вмещающих пород детально изучена Т.А.Рокачук. Установлены четкие отличия минералов основных пород Софиевского массива от вмещающих стратифицированных мафитов и выявлена синхронная направленность в изменении характера и концентрации оптически активных дефектов (ОАД) в структуре плагиоклаза и кварца из последовательных серий пород вулканоплутонического комплекса. На основании изучения термолюминесценции кварца и плагиоклаза сделан вывод, что габбро-амфиболиты плутона – породы более восстановленные и, вероятно, более глубокие, чем ксенолитовые базиты. Последние в этом отношении ближе к дайковым образованиям. Амфиболиты конкской серии, учитывая малую роль центров  $Se^{3+}$ , все являются малоглубинными породами.

Среди плуто尼亚ческих пород, согласно петрохимическим данным (табл. 7.10), выделяются ультрамафиты, мафиты, средние и кислые разновидности, то есть они образуют нормальный гомодромный ряд. Ультрамафиты сопоставимы с вебстеритами. Мафиты образуют плотный рой точек. На диаграмме  $F-SiO_2$  видно, что тенденция обратной связи в габброидах отсутствует. Намечается отчетливая локализация точек в интервале железистости 55-75%. Среди пород плутона преобладают амфиболиты по мафитам. Сравнивая петрохимические особенности метабазитов эффузивного и интрузивного происхождения, необходимо отметить сходство этих пород, свидетельствующее о том, что Софиевская структура является единой полихронной вулканоплутонической ассоциацией. Тем не менее, с помощью кластерного анализа и ряда диаграмм удалось разделить мафиты Софиевского плутона и амфиболитов конкской серии. Установлено, что плуто尼亚ческие породы массива менее калиевые, более мафичные, менее титанистые, более кальциевые, в них значительно больше кварц-нормативных составов, тогда как в конкских эффузивах преобладают оливин-нормативные составы.

Таблица 7.10.

Химический состав пород Софиевского плутона

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	43,70	49,15	47,49	44,09	48,99	50,00	49,84	49,70	48,70	49,07
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,28	2,66	1,47	1,54	0,81	0,72	0,74	0,94	1,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,20	10,46	15,52	15,04	14,95	14,70	16,94	15,20	15,50	14,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	0,43	0,90	3,30	0,83	3,88	1,21	0,10	0,50	1,53
FeO	6,75	10,94	15,84	12,67	10,36	9,12	9,72	12,50	12,10	11,24
MnO	0,20	0,18	0,25	0,22	0,19	0,24	0,17	0,10	0,27	0,26
MgO	17,50	14,97	2,32	7,09	8,48	7,60	8,01	7,68	7,70	6,67
CaO	7,35	7,97	9,24	11,76	10,71	11,00	11,09	10,63	11,00	11,30
Na <sub>2</sub> O	1,10	0,40	3,20	1,30	1,90	2,10	2,10	1,92	4,20	2,07
K <sub>2</sub> O	0,32	0,12	0,20	0,20	0,10	0,18	0,10	0,09	0,14	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,02	0,56	0,08	0,12	0,17	0,16	0,12	0,14	0,16
H <sub>2</sub> O-	0,10	0,19	0,04	0,08	0,02	0,06	–	–	–	–
П.п.п.	4,49	4,34	1,75	2,62	1,35	0,42	1,25	0,80	0,80	1,24
Сумма	98,57	99,35	99,88	100,16	99,55	100,18	100,40	99,71	99,57	
F	33	44	87	70	57	63	58	62	63	66
Fo	20	4	5	21	7	30	11	1	4	12

Примечание. 1 – тремолитит по вебстериту; 2 – актинолитит по горнблендиту; 3 – оливниовый габбронорит, неизмененный; 4 – амфиболит по габбронориту; 5 – актинолитит по габбронориту; 6 – амфиболит по габбро; 7 – габбро; 8 – габбронорит «дайковый»; 9 – то же; 10 – мафиты, ср. из 14 ан. Анализы: 1-7 – из [6], 8-10 – из [57].

Как плуто尼亚ческие породы Софиевки, так и вмещающие амфиболиты обеднены многими примесями. Средние содержания для плуто尼亚итов следующие: Ni – 112, Co – 38, Cr – 110, V – 270, Zr – 90, Nb – 6, Cu – 80, Ba – 50, Li – 4, Rb – 1, Sr – 27 г/т.

Своеобразие Софиевской структуры состоит в пространственном совмещении продуктов двух разновозрастных процессов – вулканического и плуто尼亚ческого. Некоторые черты сходства этих продуктов позволяют предполагать функционирование единого мантийного очага с близкими уровнями дренирования мантии.

Софиевская структура сформировалась как комбинация цепочно-рифтингового вулканизма и локального плуто尼亚зма, которые пришли на смену архейскому ареальному магматизму с его протяженными телами базитов и бескорневыми ультраба-

зитовыми будижаж-плутонами. Еще одна черта своеобразия Софиевской структуры в том, что базитовый локальный магматизм в этой структуре завершился на рубеже 3 млрд лет, тогда как на Балтийском щите линейно-цепочечный и, тем более, точечный магматизм датируется поздним археем, протерозоем, вплоть до палеозоя [812].

Среди вмещающих вулканитов Софиевской структуры не установлены кислые и средние эффузивы, за исключением немногих тел плагиогранит-порфиров, происхождение которых скорее всего дайковое. Это можно рассматривать как показатель слабой контаминации мантийных магм коровым материалом. Что касается пород плутона и «дайковых» габброноритов, то влияние контаминации вообще следует исключить, поскольку для них установлены несомненно мантийные величины отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,700-0,702$  и  $\delta^{18}\text{O}=5,8-7,8\%$ . Распределение РЗЭ характерное для толеитовых базальтов и двупироксеновых кристаллосланцев Побужья и в среднем равно 10 хондритовым уровням [866].

В связи с обнаружением рудопроявления золота, названного Томаковским, принципиальное значение приобретает вопрос генезиса «дайковых» пород Софиевского плутона. Согласно Н.П.Щербаку и др. [886], все весовые содержания золота приурочены к контактам габбро-амфиболитов плутона с неизменными габброидами, вероятно, «дайковыми» габброноритами. Естественно предположить, что «дайки» и являются носителями золота. В таком случае можно ожидать рудных тел значительной протяженности. В случае признания этих пород ксенолитами, рудные тела будут ограничены размерами последних. Золото имеет пробность 88-90%. Примеси – серебро – 9-12%. По генезису золото глубинное и среднеглубинное, по составу близкое к золоту капитановского рудопроявления.

Доводы сторонников «дайковой» гипотезы генезиса неизменных габброноритов акцентируют внимание на том, что Софиевский плутон находится на восточном продолжении Девладовского широтного разлома. Н.В.Кушинов отмечает [473], что в пределах Софиевской структуры встречены дайки диабазов и тальковых сланцев субширотного простирания, которые известны также в Девладовской зоне, за пределами структуры. Приводятся примеры из мировой практики, где золотое оруденение связано с дайками базитов. Р.Я.Белевцев и др. [57] в качестве доказательства дайковой природы базитов указывают на чрезвычайно быструю их кристаллизацию в условиях низких давлений – порядка 150-220 МПа. Они же пишут, что по химическому составу габбронориты не отличаются от мафитов других зеленокаменных массивов. Г.В.Артеменко [6], напротив, считает, что габброиды Софиевки не имеют аналогов в Среднем Приднепровье хотя бы потому, что являются цирконсодержащими, подобно метабазитам Побужья. Возраст габброидов уверенно определен в 3090 млн лет.

Существует мнение о наличии генетической связи между дайками девладовского комплекса и «дайковыми» габброноритами, поскольку и те и другие находятся в зоне Девладовского разлома. Согласно одним геологическим данным, Девладовский разлом упирается в Софиевскую структуру, по другим данным – он ее рассекает в широтном направлении. Однако, дайки девладовского комплекса коренным образом отличаются от габброноритов Софиевской структуры меланократовым составом (в них до 25% плагиоклаза), более высокой магнезиальностью, повсеместным развитием оливина и несомненно магматическими структурами. Кроме того, дайки девладовской зоны значительно моложе, так как секут гранитоиды с возрастом 2,8-2,9 млрд лет. Внешний облик, структура, текстура, минеральный состав, состав и свойства минералов, химический состав двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев ксенолитов полностью соответствуют аналогичным породам гранулитовой области Побужья. Такой знаток основных пород, как В.В.Золотухин, который по нашей просьбе ознакомился со шлифами наших «дайковых» габброноритов, признал за ними метаморфическое происхождение. Важной особенностью габброноритов является доказанное Р.Я.Белевцевым и нами присутствие пижонита – типоморфного минерала эффузивных базитов толеитового состава. Судя по данным термометрии, условия кристаллизации сухой магмы, давшей «дайковые» габбронориты, оцениваются температурами 1040-1230°C, отвечающим, соответственно, кристаллизации авгита и пижонита. Эти условия приемлемы как для эффузивных, так и для дайковых пород. Еще один термальный эпизод в интервале 820-840°C фиксируется по формированию новых экссоллюционных структур в пироксенах. Напрашивается вывод о связи второй температурной ступени с гранулитовым метаморфизмом. Наконец, приведенные выше данные Р.Я.Белевцева о скорости кристаллизации и низких давлениях приложимы как к дайковым, так и к вулканическим породам. Р.Я.Белевцев и др.[57] в конце статьи делают заключение, что «...по составу и петрохимическим особенностям габбронориты Софиевского массива сопоставляются... также с пироксеновыми мафитами Среднего Побужья». Мы приходим к выводу, что ксенолиты метабазитов являются по своему генезису двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами – породами гранулитового фундамента. Это отнюдь не исключает их первично-эффузивного или дайкового происхождения.

Что касается роли ксенолитов габброноритов в формировании золотого оруденения, то можно отметить следующее. Оруденение может быть связано с автометасоматическими процессами в основных породах, как это известно для интрузии Скаергаард [828]. Возрастание щелочности растворов подтверждается кристаллизацией сине-зеленой роговой обманки. В результате активного промывания ощелоченных пород остаточные растворы также должны приобретать щелочной характер. Ксенолиты габброноритов, как породы более восстановленные могли служить геохимическим и физическим барьером для отложения золота.

### 7.5.3. Александровский комплекс.

Комплекс включает Александровский, Малоалександровский, Авдотьевский, Долгинцевский и Сергеевский массивы, которые в виде цепи прослеживаются вдоль восточного контакта Криворожско-Кременчугской структуры и по форме этой цепи полностью повторяют ее контуры.

Александровский массив имеет размеры 8 x 20 км и воронкообразную форму [944]. Согласно карте [868], более половины массива слагают диориты, гранодиориты и плагиограниты. Не исключено, по нашему мнению, что кислые породы принадлежат саксаганскому или сурскому комплексам, поскольку их рубидий-стронциевый возраст – 3040 млн. лет – моложе

возраста минералов из габброидов массива – 3060 млн. лет. Габброиды располагаются в центре массива. Они окружены кислыми породами. Периферия массива находятся тела габброидов, пироксенитов и ультрабазитов. По данным Г.В.Артеменко, среди ультрамафитов преобладают вебстериты, орто- и клинопироксениты. Основные породы – габбро, габбронориты, нориты. Роговообманковые кварцевые диориты связаны переходами с тоналитами, гранодиоритами и лейкогранитами. В субмеридиональном направлении массив сечется дайками диабаз и аплитовидных гранитов, выходящими за пределы массива. Нам удалось ознакомиться с разрезом тела ультраосновных пород по скважине № 23292 глубиной около 390 м. Скважиной перебурены пироксениты, перидотиты и развитые по ним автометасоматические амфиболовые породы.

Пироксениты слагают около 60% разреза. Среди них преобладают вебстериты, реже встречаются ортопироксениты, в единичных случаях – клинопироксениты. Все породы бесплагиоклазовые. Встречается зеленая шпинель в оторочке из черного рудного минерала. Структура пород панидиоморфнозернистая, призматически зернистая. Ортопироксен обычно содержит ламеллы распада, в размещении которых видна зональность: они располагаются в средних частях зерен, а периферийные части зерен – гомогенные. Беспироксеновые амфиболиты, занимающие значительную часть разреза, образуются путем псевдоморфного замещения пироксенов бесцветным амфиболом актинолитового ряда, куммингтонитом и антофиллитом с выделением рудной пыли. Антофиллит также образует шестоватые кристаллы, секущие все минералы.

Перидотиты по составу отвечают гарцбургиту и лерцолиту. По содержанию оливина порода иногда достигает состава дунита. Дуниты приурочены к сложнорасслоенному интервалу, особенно насыщенному прослоями перидотитов. Оливин в перидотитах отчетливо идиоморфный, шестигранный в разрезе. Особенность всего массива – свежие оливины. Редко серпентинизация достигает 25% объема. Наряду с пироксенами, в породе принимает участие позднемагматический бледно-зеленый амфибол. Он занимает межзерновое положение и не обнаруживает реакционных взаимоотношений с минералами главной фазы. Его позднемагматическое происхождение доказывается, в частности, тем, что иногда амфиболовая порода рассекается тонкими прожилками свежего лерцолита. Флогопит высокомагнезиальный, в шлифе очень бледный и встречается довольно редко.

Таблица 7.11.

Химический состав пород александровского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	39,26	51,46	52,44	52,38	51,35	53,88	69,20	48,60	47,85	59,00	65,27
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,47	0,14	0,14	0,59	0,13	0,38	0,41	1,81	0,57	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,05	4,27	2,51	1,56	14,67	23,39	15,06	12,40	12,95	19,76	16,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,81	0,54	2,83	1,22	0,59	0,87	1,31	4,63	3,91	0,84	1,05
FeO	8,11	8,48	8,08	11,66	9,58	4,17	2,16	7,24	11,62	4,67	3,33
MnO	0,28	0,20	0,17	0,19	0,30	0,07	0,03	0,21	0,23	0,12	0,08
MgO	30,27	17,53	23,79	27,12	7,87	3,63	1,52	15,25	7,37	2,23	1,99
CaO	3,46	14,27	6,84	2,53	12,21	8,14	4,29	9,00	8,37	3,47	4,63
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,74	0,20	0,15	1,30	4,40	4,60	1,20	2,68	7,50	4,19
K <sub>2</sub> O	0,20	0,07	0,05	0,10	0,10	0,14	0,40	0,19	0,62	0,10	0,28
S	–	–	0,04	0,02	–	–	0,02	0,18	0,29	0,05	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,06	0,05	0,12	0,09	0,06	0,08	0,03	0,22	0,15	0,15
CO <sub>2</sub>	0,56	–	–	–	–	–	0,14	0,44	0,55	–	–
H <sub>2</sub> O-	0,28	–	0,18	0,06	0,05	0,24	0,08	0,10	0,08	0,11	0,18
П.п.п.	6,84	1,06	2,18	3,10	0,97	0,86	0,34	0,60	1,40	1,01	0,87
Сумма	99,65	99,57	99,48	100,35	99,67	99,99	99,61	100,48	99,95	99,58	99,64
F.	33	34	32	32	57	58	70	44	68	72	69
Fo.	46	6	26	9	6	17	38	39	25	15	24

Примечание. 1-7 – Александровский массив: 1 – лерцолит; 2 – клинопироксенит; 3 – вебстерит; 4 – ортопироксенит; 5 – габбро; 6 – диорит; 7 – тоналит. 8, 9 – Малоалександровский массив: 8 – габбронорит; 9 – габбропегматоид; 10,11 – Авдотьевский массив. 10 – диорит, 11 – кварцевый диорит. Анализы 1-7, 10, 11 – из [ 6. ], 8-9 сз [ 944. ].

Несмотря на скудость материала, в разрезе скважины удалось установить грубую расслоенность. Выделяются ритмы мощностью около 60 м. Главная составляющая ритма – пироксениты. В базальном слое мощностью 10-15 м располагаются перидотиты. В действительности ритмичность, несомненно, более сложная. Это видно в керне по наличию прослоев пород с кумулятивной структурой. Кумуляты крупнозернистые, имеют состав гарцбургитов и вебстеритов. В интеркумуляте значительно чаще, чем обычно, встречается флогопит.

Состав пород Авдотьевского массива почти такой же, как и Александровского – габброиды, диориты и плагиограниты, однако ультрабазиты здесь не встречены. Возраст массива определялся по циркону из кварцевых диоритов [ 6 ]. Кварцевый диорит – крупнозернистая порода состава: клинопироксен, эпидот, амфибол, кварц, плагиоклаз, биотит, гранат, цоизит, сфен, апатит. Пироксен обычно замещен эпидотом и амфиболом, а плагиоклаз – цоизитом. Возраст циркона из этой породы – 3038 млн лет.

По химическому составу породы как Александровского, так и менее изученного Авдотьевского массива образуют полный ряд от ультрабазитов до лейкогранитов (табл. 7.11). Их особенностями являются чрезвычайно низкие содержания K<sub>2</sub>O, обычно 0,05-0,5% и TiO<sub>2</sub> = 0,3-0,6%. Пироксениты сильно обогащены магнием: MgO = 20-25%. Все породы – кислые, средние и основные – имеют одинаковую железистость, что является признаком боуэнского тренда кристаллизации.

Изменения пород имеют автометаморфический характер. Это подтверждается низкими величинами  $\delta^{18}\text{O}$ , которые для плагиоклаза из габбро равны 7,0–6,5%. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для габбро без поправки на радиогенный стронций равно 0,7036.

Перидотиты сильно обеднены тяжелыми РЗЭ (0,7 хондрита) и обогащены ЛРЗЭ – 25 хондритовых уровней [ 6 ]. Такое распределение, как отмечает Г.В.Артеменко, типично для нодулей мантийных ультрамафитов в кимберлитах. Распределение РЗЭ в габброидах по отношению к ультрамафитам имеет комплементарный характер: содержание легких и тяжелых РЗЭ близкое, около 7-9 хондритовых уровней. Имеется слабый европиевый минимум:  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,7$ . Эти характеристики допускают камерную дифференциацию в условиях низкого давления магматического источника, обедненного легкими РЗЭ. Содержание РЗЭ в гранодиоритах массива низкое и распределение их слабо дифференцированное. Это, а также низкое содержание  $\text{K}_2\text{O}$ , свидетельствуют в пользу их принадлежности к интрузиву, а не к вмещающим плагиогранитам.

Г.В.Артеменко полагает, что петрохимические характеристики пород Александровского массива близки к таковым офиолитовых серий. Породы комплекса формировались из деплетированной мантии на небольших глубинах в условиях высокого теплового потока. Массив полифациальный. Предполагается наличие двух ультрамафит-мафитовых ассоциаций – ранней и поздней

Малоалександровский массив находится в юго-западной части Приднепровского блока в 15 км к востоку от Криворожской зоны и сложен двумя телами. Н.Я.Яценко [944] описаны массивы габброидов, которые она сопоставляет с известной интрузией Стиллиутер. Восточный из двух интрузивов вытянут в северо-западном направлении и имеет размеры 6 x 2 км. Геологическая привязка массива не вполне ясна. Учитывая возраст интрузива – 3,08–3,0 млрд. лет (термоизохронный Pb-Pb метод по циркону) и указание автора на его нахождение среди плагиогранитоидов сурского интрузивного комплекса, можно предполагать, по аналогии с Софиевским и Александровским массивами, что Малоалександровский массив (или массивы) также приурочен к зеленокаменной структуре. Если это так, то следует согласиться с автором о возможности выделения особого южнокриворожского комплекса в составе Малоалександровского, Александровского и Софиевского массивов. Правда, два последних массива, в отличие от Малоалександровского, являются фазными, полифациальными и лишь отдельные тела слагающих их основных и ультраосновных пород – расслоенные.

Малоалександровский массив сложен габброноритами и их внутрикамерными производными – биотит-роговообманковыми габбро-пегматитами. Структура габброноритов перфириовидная, с явными признаками кумуляции. Вкрапленники бронзита ( $f = 14\%$ ) вмещают кристаллы оливина и битовнита. Плагиоклаз выступает в виде двух генераций: более крупный и зональный представлен лабрадор-битовнитом, а мелкозернистый незональный – лабрадором. Оливин также в двух генерациях: во включениях в бронзите и более железистый в основной ткани. Авгит ( $f = 26\%$ ) образует гломеробластовые обособления вокруг вкрапленников бронзита и цементируется темно-коричневой роговой обманкой. Автор [ 944 ] отмечает близость состава минералов изученного массива к таковым Стиллиутерского интрузива.

Габбро-пегматиты имеют грубозернистую структуру. Они сложены призмами лабрадора, кристаллами авгита, бурой роговой обманкой, таблицами биотита с небольшой примесью кварца.

Из диаграммы F-SiO<sub>2</sub> следует, что расплав эволюционировал по феннеровской тенденции: железистость пород изменяется от 35 до 68% при почти постоянной кремнискислотности от 47 до 50% SiO<sub>2</sub>. На этой и других диаграммах кривая кристаллизации близка к аналогичной кривой Бушвельдского, но особенно – Стиллиутерского интрузивов.

По мнению автора [ 944 ] габбронориты Малоалександровского массива близки к породам интрузии Стиллиутер по петрографическим и петрохимическим особенностям, типу дифференциации, возрасту, фоновым содержаниям платины (0,012 г/т), хрома (0,13%), никеля, повышенному содержанию ряда рудообразующих элементов, характерных для платиноносных горизонтов. Благоприятным признаком является также наличие обогащенных летучими компонентами участков пегматоидных габброноритов. Автор видит также аналогию со Стиллиутером и в том, что Малоалександровский массив приурочен к разлому, опережающему Криворожско-Кременчугскую структуру. С последним трудно согласиться. Соотношение Криворожско-Кременчугской структуры и зеленокаменных структур Приднепровья – вопрос сам по себе дискуссионный, однако традиционно, а также на основе радиоизотопных данных, принято считать Криворожскую структуру эталоном раннепротерозойских образований, то есть значительно более молодой, чем является, по данным Н.Я.Яценко, Малоалександровский интрузив.

По-видимому, в период 3100–3000 млн. лет, в пределах Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области осуществлялся мощный и разнообразный по петрографическому составу интрузивный магматизм, приуроченный к завершающей стадии формирования рифтогенных зеленокаменных структур.

#### 7.5.4. Девладовский комплекс

Девладовский дайковый пояс простирается вдоль одноименной зоны разломов в широтном направлении к востоку от Криворожской структуры до Софиевской структуры. По некоторым данным, Девладовский разлом сечет ее и доходит до Донбасса. По результатам ГСЗ, западнее Криворожской зоны разлом не трассируется. Однако, Г.И.Каляев считал, что Бутовско-Девладовский разлом прослеживается в широтном направлении до Кировоградской зоны разломов. С.Е.Федюшин и др. [ 778 ] также считают возможным продлить Девладовский разлом до меридиана ст. Долинской, где разлом трассируется дайками габбро-перидотитов и диабазов.

Девладовская зона представляет собой систему разломов шириной 5–10 км, надающих на север. Ширина собственно дайкового пояса 2–3 км, протяженность свыше 50 км. В пределах пояса дайки следуют кулисообразно одна за другой. По состоянию на 1973 г. [Гол ] зафиксировано 11 крупных даек, многие из них имеют собственные названия: Девладовская, Водянская, Красноярская и др. Выделяется также Гуляйпольское дайковое поле. Протяженность даек до 10 км, мощность до 400 м. Дайки



имеют субвертикальное падение на юг и резкие контакты с плаггиомигматитами днепропетровского комплекса. 90 % объема всех даек составляют плагиоклазовые слюдяные перидотиты, 10 % - оливиновые габбронориты и пироксениты. Некоторые дайки – Орлинская и Менжинская, - сложены только основными породами.

В стратиграфической схеме НСК девладовский комплекс выделен на уровне 2800 млн лет, что вряд ли отвечает действительности, поскольку породы его слабо подверглись метаморфизму. Радионуклидных определений возраста нет.

Дайки имеют довольно однородное внутреннее строение. Тем не менее, авторы [217] отмечают слабо выраженную дифференциацию в Девладовской дайке. Там среди лерцолитов и гарцбургитов изредка встречаются дуниты, оливиниты и пироксениты. Кроме того, в верхних частях разреза преобладают лерцолиты, часто плагиоклазовые, а в нижних – гарцбургиты. М.М.Ильвицкий [310] вообще относит тела девладовского комплекса к расслоенным интрузиям. По нашему мнению, выраженная расслоенность в них не доказана. Приконтактные части Девладовской дайки сложены основными породами – норитами и габброноритами. В эндоконтактах дайка метаморфизована: базиты превращены в сланцеватые антофиллит-актинолитовые породы с кварцем. До глубины 100-200 м перидотиты серпентинизированы. По сообщению А.Б.Фомина, водород серпентинитов имеет изотопный состав, характерный для метеорных вод. Следовательно, происхождение серпентина гипергенное. На глубине 150 м перидотиты обычно совершенно не изменены. Некоторые элементы расслоенности выражаются в структурной неоднородности пород: они средне- или крупнозернистые, равномернозернистые или порфирировидные. Последние содержат фенокристы пироксенов в количестве 25-30 % объема, которые включают пойкилитовые выделения оливина и, возможно, являются кумулятами.

Таблица 7.12.

Химический состав пород Девладовского дайкового комплекса.

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	42,13	45,37	40,58	54,21	44,76	46,23
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,21	0,31	0,21	1,79	1,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	5,35	4,45	4,89	8,01	10,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,33	1,76	2,48	1,00	2,99	1,92
FeO	8,26	9,82	8,91	9,35	10,85	9,84
MnO	0,15	0,22	0,19	0,22	0,21	0,33
MgO	30,77	29,92	30,52	24,24	16,57	11,89
CaO	3,58	3,36	3,08	3,92	7,56	11,12
Na <sub>2</sub> O	0,48	0,62	0,69	0,84	1,00	2,00
K <sub>2</sub> O	0,42	0,56	0,34	0,40	1,33	0,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	0,25	0,30	0,35		
NiO	0,20	0,25	0,21	0,10		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,02	0,07	0,03	0,16	0,15
CO <sub>2</sub>	-	0,36	3,29	0,21	0,60	
H <sub>2</sub> O-	-	0,16	0,63	0,05		
П.п.п.	6,03	2,20	4,23	0,40	3,55	
Сумма	99,59	100,43	100,28	100,42	100,09	100,42
F	26	28	28	30	46	50
Fo	22	15	22	10	22	16

Примечание. 1-4 – Девладовская дайка, 5,6 – Гуляйпольское дайковое поле. 1 – плагиоклазосодержащий перидотит, ср. из 17 ан.; 2 – плагиоклазосодержащий лерцолит; 3 – плагиоклазосодержащий гарцбургит; 4 – оливиновый габбронорит; 5 – пироксенит из дайки; 6 – оливиновый габбронорит из дайки. Анализы 1-4 из [217], 5,6 – из [657].

Микроструктура ультраосновных пород гипидиоморфнозернистая: наиболее идиоморфен оливин, менее – пироксены. Роговая обманка и флогопит резко ксеноморфны. Структура основных пород габбровой и габбро-сифитовой [724].

Оливин выступает в двух генерациях: в виде овальных зерен размерами 1-2 мм и пойкилитовых включений, обычно в ортопироксене. Последний окружен келифитовой каймой актинолита. Железистость оливина оценивается в 14-17%. Он содержит NiO в количестве 0,08-0,23%. Во всех видах пород преобладают ортопироксеновые разновидности. Ортопироксен имеет несколько повышенную железистость – 14-21%, клинопироксен – 7-15%. Роговая обманка содержится в небольших количествах. Авторы [217] полагают, что она по внешнему виду близка к баркевикиту. Железистость флогопита 10-15%. Плагиоклаз – андезин-лабрадор. Серпентин определен как лизардит, реже – как бастит и антигорит. В апикальной части интрузива определены кальцит и пренит по плагиоклазу. Рудных мало: это – сульфиды, магнетит, хромшпинелид, шпинель.

Особенностью химического состава ультрабазитов являются повышенные содержания титана (табл.7.12) и общая железистость. Габбронорит краевой фации по составу близок к бониниту.

Содержание никеля во всех разновидностях пород около 0,25%, кобальта – 0,15, хрома не превышает 0,48%. Минералами-носителями никеля являются оливин и серпентин. Содержание сульфидного никеля составляет всего около 0,02%.

И.Н.Бордунов [657] описал дайку мощностью до 30 м, секущую толщину метабазитовой и железисто-кремнистой формаций на Солонянском участке Девладовской зоны. Дайка сложена пироксен- и плагиоклазосодержащими амфиболлизированными пироксенитами и оливиновыми габбро-диабазами. Преобладает моноклинный пироксен. В контакте с кислыми породами габбро-диабазы контаминированы до габбро-диоритов. Породы отличаются повышенными титанистостью, калиевой щелочностью и довольно высокой магниезальностью (см. табл.7.12, №№ 5,6).

Водянская дайка мощностью до 0,1 км субпараллельна Девладовской.

Она сечет толщину Терновской синклинали, а залегает субсогласно среди плаггиогранитов саксаганского типа. Дайка сложена лерцолитами и гарцбургитами, с поверхности также серпентинизированными и выщелоченными. [657]. По периферии дайки развиты хлорит-талковые породы. Такой же состав имеют 8 дайковых тел Гуляйпольского поля. Они залегают в гранитах несогласно.

### 7.5.5. Малотерсянский массив нефелиновых и щелочных сиенитов

Единственный в Приднепровье массив щелочных пород находится в северо-восточном углу Среднеприднепровского блока, в зоне сочленения с ДДВ. Он приурочен к западному контакту Орехово-Павлоградского разлома, который срезает его восточную половину [446]. Вмещающими на западе служат гранитоиды, амфиболиты и диопсидовые гнейсы, что и позволяет относить Малотерсянский массив к Приднепровью. Простираение массива субмеридиональное. Длина массива 12 км, ширина

2,5-4,5 км. К Малотерсянскому массиву обычно относят небольшой Малоалександровский массив аналогичных пород, прилегающий к Малотерсянскому с севера и уходящий под ДДВ. Примечательно, что Малотерсянский массив расположен вблизи гранулитов Орехово-Павлоградской зоны и Славгородского района.

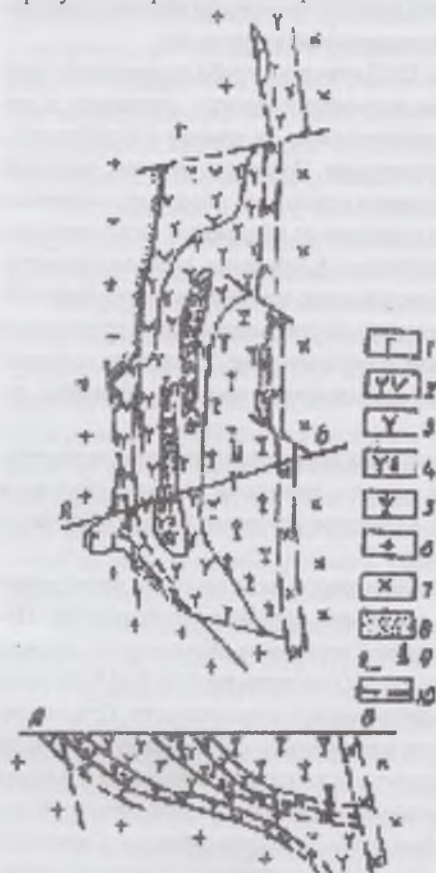


Рис. 7.9. Схема геологического строения Малотерсянского массива и предполагаемый разрез по линии А - В [ 446 ]

1 – габбро-диабазы; 2 – эндоконтактовые оливинсодержащие сиениты; 3 – лейкократовые щелочные сиениты; 4 – трахитоидные мезократовые и меланократовые сиениты с хорошо выраженной магматической листоватостью; 5 – фойяиты, 6 – гранитоиды и метабазиты днс-пропетровского (?) комплекса; 7 – гранитоиды и супракратальные образования приазовской и темрюкской серий Приазовского блока; 8 – ореол фенитизации; 9 – линия разреза.

Возраст Малотерсянского массива 2080 млн лет [884]. Массив открыт и описан О.Д.Тимошенко [ 729, 730]. Его изучали также И.Д.Царовский, Г.К.Еременко, В.Н.Киньшаков, С.Г.Кривдик, В.И.Ткачук В.И.Долгова, М.Е.Стеценко.

Малотерсянский массив представляет собой сложнодифференцированный, возможно, расслоенный интрузив зонально-кольцевого строения [ 446]. Западный контакт интрузива имеет вертикальное падение, которое с глубиной переходит в пологое восточное. Внешняя зона массива сложена габбро и габбро-диабазами, промежуточная – щелочными сиенитами, ядерная – фойяитами. Гранитоиды в западном контакте интенсивно фенитизированы. В фенитах и в теле массива развиты эгирин-альбитовые и другие метасоматиты, а также дайки пикритов, лампрофиров, микрофойяитов, фойяит-порфиров, сиенит-пегматитов.

Габбро-диабазы имеют габбро-диабазовую структуру и субщелочной состав. Состоят из розовато-коричневого в шлифе титанистого и низкожелезистого авгита, который замещается роговой обманкой, плагиоклаза №№ 40-45. Нередко присутствует оливин. Ильменит и магнетит в сумме составляют до 10%; апатита очень мало. По химическому составу габбро-диабазы отвечают щелочному базальту (табл.7.13).

Щелочные сиениты – бесплагиоклазовые и бескварцевые породы. Первичные пироксены представлены эгирин-ферросалитом, амфибол – катафорит-рихтеритом, катафоритом, эденит-катафоритом или кальциевым рибекитом. Установлена наложенная эгиринизация со щелочным амфиболом, биотитом, альбитом, карбонатом, нерешетчатым микроклином. В сиенитах эндоконтакта установлены марганцовистый фаялит и высокое содержание апатита.

Нефелиновые сиениты – фойяиты, - средне- и крупнозернистые, часто трахитоидные. Пироксен – эгирин-ферросалит, амфибол – типа катафорита и эденита. Щелочной полевой шпат в трахитоидных разновидностях образует структуру магматической листоватости. Представлен мезопертитовым ортоклаз-пертитом. Содержание нефелина достигает 40%. Акцессорные минералы фойяитов – ильменит, сфен, флюорит.

В направлении от эндоконтактов к центру массива возрастают агпаитность и общая железистость пород (см.табл.7.13). Фойяиты отличаются высоким коэффициентом агпаитности и высокой железистостью пород и минералов.

В эгирин-альбитовых метасоматитах определены акцессорные минералы: циркон, пирохлор-гатчеттолит, бастнезит, ортит, торит.

Мощность ореола фенитов по плагиогранитам достигает 1000 м. Фениты сложены такими минералами: щелочным полевым шпатом, альбитом, эгиринсодержащим ферросалитом, рихтеритом. В экзоконтактовом ореоле встречаются карбонатные жилы, не сопровождающиеся фенитизацией. Авторы [446] относят их не к карбонатитам, а к гидротермальным образованиям.

Малотерсянский массив по набору пород и общей направленности породообразования от габбро к фойяитам близок к Октябрьскому. Отличается от него значительно меньшей железистостью породообразующих минералов и рядом других особенностей минерального состава. Малотерсянский массив сопоставляется с Ельтеозерским массивом Кольского п-ва, с массивом Игалико (Южн. Гренландия) [241].

Таблица 7.13.

Химический состав пород Малотерсянского массива

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	46,11	57,83	59,82	54,71
TiO <sub>2</sub>	2,48	1,57	0,82	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,81	15,33	17,15	24,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,23	2,83	1,92	1,52
FeO	7,48	6,07	5,10	2,70
MnO	0,13	0,28	0,22	0,12
MgO	4,56	1,43	0,70	0,49
CaO	11,32	2,67	1,76	1,54
Na <sub>2</sub> O	3,90	6,34	6,67	8,26
K <sub>2</sub> O	1,00	3,75	4,70	6,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,42	0,16	0,11
CO <sub>2</sub>	0,36	0,53	0,45	1,17
H <sub>2</sub> O	0,25	0,09	0,01	0,01
П.п.п.	1,54	0,62	0,45	1,17
Сумма	100,30	99,61	99,93	99,63
F	70	87	91	90
Fo	30	32	27	36

Примечание. 1 – мезократовый габбро-диабаз, 2 – оливинсодержащий эндоконтактовый сиенит 3 – трахитоидный сиенит центральной части массива; 4 – фойяит, ср. из 7 ан. Анализы из [446].

## 7.6. Гранитсиды

Первая схема возрастного и формационного расчленения гранитоидов, которая в своей основе сохранилась в действующей стратиграфической схеме УЩ, предложена В.И.Орсой [592, 594]. Исследования А.Б.Боброва, Б.З.Берзенина, А.А.Сиворонова, В.Л.Бойко, В.М.Кичурчака, В.Ф.Китенко, Н.В.Кушинова, А.И.Некряча, К.И.Сведникова и других геологов, часто совместно с В.И.Орсой, подтвердили и уточнили его схему. Для расчленения гранитоидов на радиоизотопной основе много сделала группа Н.П.Щербака и, особенно, Г.В.Артеменко. Они однозначно доказали, что одна из главных особенностей гранитоидов Приднепровья – архейский возраст. Исчерпывающий обзор истории исследования гранитоидов Среднего Приднепровья имеется в работах В.И.Орсы [592, 594].

Наиболее сложная проблема – формационно-возрастное расчленение гранитоидов доконжского этапа. Если исходить из гипотезы о первично-гранулитовом происхождении доконжского фундамента Приднепровья, то следует иметь в виду, что до своего превращения в амфиболитовую область фундамент претерпел несколько эндогенных этапов, как мы это видим на примере гранулитовой области Среднего Побужья. Сложные процессы мигматизации и гранитообразования, в которых мы пытаемся разобраться – это лишь завершающие этапы функционирования гранулитового слоя. При столь сложной истории формирования трудно ожидать хорошей сохранности циркона. Поэтому самых древних дат порядка 3,6 млрд лет здесь до сих пор не получено.

В.И.Орса [ 594 ] выделил в составе слагающего фундамент днепрпетровского комплекса, или мегакомплекса, два возрастных комплекса, предполагая, что днепрпетровский, существенно плагитогранитоидный комплекс, является нижним, а демурицкий, сложенный двуполовшпатовыми гранитоидами, верхним. В действующей стратиграфической схеме эти комплексы разобщены во времени. Демурицкий и вновь выделенный саксаганский комплекс отнесены к числу постзеленокаменных на уровне возраста 2850 млн лет. Среди постзеленокаменных гранитоидов выделены сурский комплекс плагитогранитоидов с субвулканическими гранитоидами, мокромосковский комплекс позднекладчатых микроклин-плагноклазовых гранитов, токовский комплекс субщелочных гранитов и комплекс послескладчатых аллиито-пегматоидных гранитов. Все эти комплексы, кроме последнего, нашли свое место в стратиграфической схеме УЩ. Кроме них, в схеме НСК в Западно-Ингулецкой полосе выделен ингулецкий комплекс разнообразных по составу гранитов, слагающих небольшие купольные структуры в районе Западно-Ингулецкой зоны и севернее нее.

Таким образом, последовательность формирования гранитоидных комплексов следующая (снизу вверх): дозеленокаменные – славгородский, днепрпетровский, постзеленокаменные – сурский, саксаганский, ингулецкий, демурицкий, мокромосковский и токовский.

### 7.6.1. Днепрпетровский комплекс

Таблица 7.14.

Химический состав гранитоидов и кварцевых диоритов днепрпетровского комплекса

Оксиды	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	69,39	71,25	69,13
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,20	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,02	15,62	14,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,71	1,51
FeO	2,29	1,29	2,47
MnO	0,03	0,02	0,07
MgO	0,79	0,76	1,18
CaO	3,71	3,07	3,57
Na <sub>2</sub> O	4,44	4,21	4,21
K <sub>2</sub> O	1,46	1,48	1,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,08	0,12
SO <sub>3</sub>	0,10	0,02	0,05
H <sub>2</sub> O-	–	0,04	0,03
П.п.п.	0,66	0,68	0,54
Сумма	99,94	99,43	99,62
F.	79	73	77
Fo.	22	36	38

Примечание. 1 – плагноклазовые гранито-гнейсы, связанные с днепрпетровской толщей; средневзвешенное по 38 анализам; 2 – гранито-гнейсы, связанные с вольнянской толщей; средневзвешенное по 26 анализам; 3 – плагноклазовые гранито-гнейсы, связанные с базавлукской толщей; средневзвешенное по 26 анализам. Анализы из [ 594 ].

Гранитоиды днепрпетровского комплекса, по определению В.И.Орсы, слагают каркас Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Их вещественный состав контролируется как составом исходного субстрата, так и характером гранитообразующих процессов. Особенность вещественного состава этих гранитоидов – резкое преобладание плагноклазовых пород – от кварцевых диоритов до тоналитов и трондьемитов. В составе днепрпетровского комплекса В.И.Орса выделяет три формации: тоналитовых гранито-гнейсов и мигматитов, палингенных (диатектических) автохтонных и параавтохтонных плагитогранитов, кварцевых диоритов. К настоящему времени в составе днепрпетровского комплекса остается только первая. Две последних формации следует, вероятно, относить к более молодому саксаганскому комплексу. Для пород кварц-диоритовой формации, кроме того, допускается перемещенный механизм формирования. Учитывая наличие явной унаследованности состава гранитоидов от состава исходных пород, В.И.Орса описывает их в зависимости от приуроченности к выделенным им толщам аульской серии: днепрпетровской, вольнянской, базавлукской и рассмотренной выше славгородской толщам.

Кислые породы днепрпетровского комплекса – полостатые гранито-гнейсы тоналит-трондьемитового состава с переходами в гранодиориты и кварцевые диориты. Тоналиты и трондьемиты резко преобладают. Они образуют пластовые тела, перемежающиеся с амфиболовыми кристаллосланцами и взаимопереходами связаны с участками плагноклазовых пород однородного сложения, относящимися, вероятно, к саксаганскому комплексу, а также с двуполовшпатовыми порфиroidными гранитами демурицкого комплекса. Для гнейсов кварц-диоритового состава характерна тесная связь с амфибол-содержащими породами субстрата, тогда как для тоналитов и трондьемитов предполагается, но не доказано, происхождение за счет кислых гнейсов. При достаточной обогащенности тоналит-трондьемитов темными минералами наряду с биотитом нередко присутствует ярко-зеленая роговая обманка.

По величине железистости – 53-57 %, - и глиноземистости роговые обманки амфиболсодержащих гранито-гнейсов занимают промежуточное положение между минералами славгородской и базавлукской толщ. Такую же железистость имеет биотит. Его титанистость несколько повышена – 2,4 – 3,4 %  $TiO_2$ . По соотношению  $Si-Ti-Al_{VI}$  на нашей диаграмме [594]. фигуративные точки биотита располагаются в поле биотитов апобазитовых пород амфиболитовой фации. Отсюда можно сделать вывод, что среди исходных пород не было ни мета-, ни семипелитов.

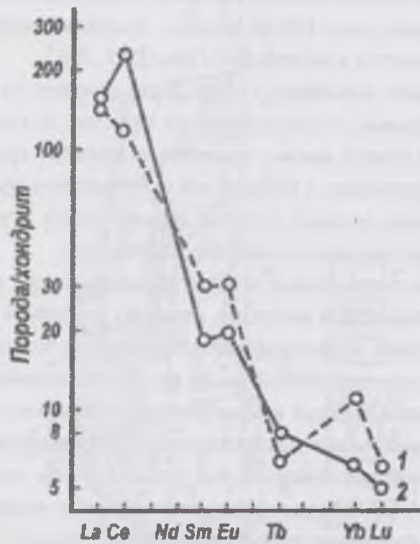


Рис. 7.10. Распределение РЗЭ в днепровских гранитах [219]

Согласно химическим анализам (табл.7.14), тоналиты и трондьемиты составляют непрерывную серию [ 594]. Содержание  $CaO$  находится в пределах 3-4,8 %, что также подтверждает апобазитовый характер пород. Содержание  $K_2O$  почти постоянно находится в пределах 1,1-1,4 %, то есть недостаточно высокое для гранодиоритов и гранитов и, в то же время, свидетельствующее о начале микроклиннизации. В.И.Орса отмечает полное петрохимическое сходство трондьемитов с метаморфизованными плагиорноацитами Конкской зеленокаменной структуры.

Распределение РЗЭ дифференцированное, с четкой положительной Eu аномалией:  $Eu/Eu^* = 1.4-1.7$ . Сумма РЗЭ невысокая – 110-170 г/т.

Плагиоклазовые гранито-гнейсы (запорожский тип по В.И.Орсе) тесно связаны как с гнейсами вольнянской толщи, так и с гомогенными плагиогранитами саксаганского комплекса. Собственно гранитоиды днепровского комплекса представляют собой чередование полос гнейсовидных пород состава тоналитов, трондьемитов, вплоть до гранодиоритов и двуполощатовых гранитов. Плагиоклаз разный: №№ 24-28 ранней генерации и резко преобладающий плагиоклаз №№ 16-20 поздней генерации. Микроклин свежий, с четкой двойниковой решеткой.

Среди аксессуарных минералов гранито-гнейсов наряду с цирконом, апатитом, магнетитом упоминается монацит

Гранитоиды, вмещающие базавлукскую толщу, представлены мигматитами нескольких текстурных разновидностей, а также гнейсовидными плагиогранитами. Последние не содержат никаких теневых текстур и реликтов субстрата, что допускает, по мнению В.И.Орсы их аллохтонное происхождение. Среди гранитоидов выделяются биотитовые и биотит-амфиболовые разновидности, иногда – гранатсодержащие. Амфиболсодержащие породы представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами и мелатоналитами. Роговая обманка густо-зеленая, по свойствам близка к роговой обманке гранатсодержащих амфиболитов. Ее железистость 64-76 %. Некоторые анализы роговой обманки отвечают частому гастингситу. Биотит также высокожелезистый (59-74 %), низкоглиноземистый, содержание  $TiO_2 = 2-3$  %. Плагиоклаз №№ 36-43, калишпат – четко решетчатый микроклин.

Гранитоиды по химическому составу иногда выходят за пределы кислых пород, образуя ряд кремнекислотности от 58 до 75 %. Их средневзвешенный состав ближе к тоналиту или трондьемиту (см. табл.7.14)

## 7.6.2. Сурский комплекс

Гранитоиды сурского комплекса – специфические образования, характерные исключительно для гранит-зеленокаменных областей: все они в той или иной мере связаны с зеленокаменными структурами. К сурскому комплексу традиционно относят все плагиогранитоиды, окружающие зеленокаменные структуры. Сурский комплекс впервые выделен В.И.Орсой в совместной статье 1979 г. под названием « аллохтонных плагиогранитов прибортовых зон зеленокаменных синклиналей» [594]. Одновременно на примере Сурской зеленокаменной структуры сурский комплекс был предложен к выделению Б.З.Березинным, А.Б.Бобровым и В.И.Орсой [ 64 ]. На основании их предложения из доконкского днепровского комплекса был вычленен постконкский комплекс первоначально под названием сурско-токовского.

Б.З.Березин и др. [81] впервые показали, что в Среднем Приднепровье существуют плагиогранитоиды двух возрастов 3-3,3 и 2,8-3,0 млрд. лет. В составе древнейших гранитоидов упоминаются реликты пироксенов, что указывает на первично гранулитовый характер фундамента. Наличие двух групп плагиогранитоидов подтверждается петрохимическими данными: одни из них отвечают модели анатексиса и являются аллохтонными, другие этой модели не подчиняются. Существование анатектических гранитоидов подтверждается высокой температурой гомогенизации расплавных включений – 700-720°C. Редкие включения гомогенизируются при температуре более низкой – 680-690°C. Сделан также вывод о том, что совпадение элементов залегания гранитоидов и ЗС отражает лишь этап последней деформации. Обычно складчатая структура гранитоидов более сложная, чем пород ЗС

А.Б.Бобров и А.А.Сиворонов [ 97 ] обосновывали существование в Среднеприднепровском районе двух генераций тоналитов, одна из которых связана с формированием аульского фундамента, а вторая – с этапом развития зеленокаменных поясов.

Тоналиты ранней генерации представляют собой гнейсовидные породы, по которым развиваются плагиомигматиты и гранито-гнейсы. Они образуют тела округлой формы площадью до 5 км<sup>2</sup>. В гранито-гнейсах встречаются угловатые ксенолиты биотит-роговообманковых кристаллослабцев, подобные таковым аульской серии, что однозначно говорит об аллохтонном происхождении тоналитов, не только более молодых, но и древних. Совместно с гнейсами аульской серии они впоследствии были преобразованы в плагио- и плагиомикроклиновые гранито-гнейсы, которые находятся в тоналитах в виде пятен неправильной формы, не обнаруживая тенденции к образованию полосовидных тел.

Характерной особенностью древнейших тоналитов является мелкозернистая структура, близкая к призматически зернистой благодаря идиоморфизму плагиоклаза, интерстиционному биотиту и изометричным зернам кварца. Удлинение плагиоклаза небольшое. Такую структуру авторы предлагают именовать тоналитовой. Выделены две генерации циркона, одна из которых реликтовая. По химическому составу порода отвечает тоналиту, поскольку для гранодиорита слишком низкие содержания  $K_2O$  и  $CaO$ . Описанные тоналиты являются послеметаморфическими, но доультраметаморфическими.

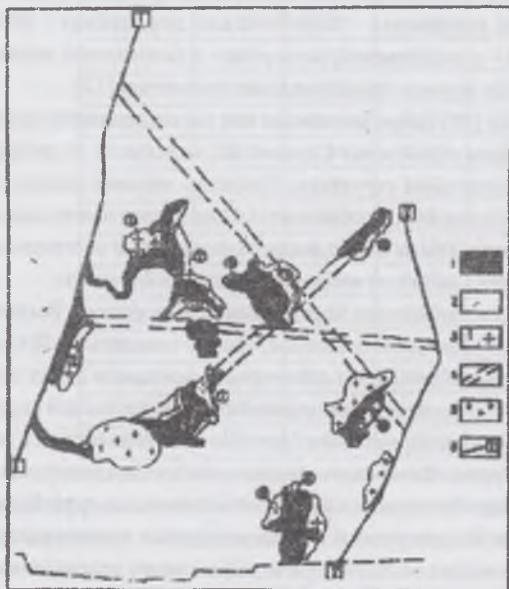


Рис. 7.11. Схема расположения массивов сурского комплекса в пределах Среднеприднепровского мегаблока [770].

1 – метаморфизованные вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные образования конкско-верховцевской и криворожской серий; 2 – суперкрупные формации аульской серии и гранитоиды днепрпетровского комплекса; 3 – массивы гранитоидов сурского комплекса (цифры в кружках: 1 – Вольнохуторской; 2 – Пятихатский; 3 – Александропольский; 4 – Еленовский; 5 – Сурско-Литовский; 6 – Чкаловский; 7 – Каменноватский; 8 – Саксаганский; 9 – Дерезоватский; 10 – Западно-Белозерский; 11 – Северо-Белозерский; 12 – Восточно-Белозерский; 13 – Магдалиновский; 4 – зоны глубинных разломов; 5 – массивы гранитоидов токовского комплекса; 6 – глубинные разломы, ограничивающие Среднеприднепровский мегаблок (цифры в квадратах: 1 – Криворожский; 2 – Орехово-Павлоградский).

Тоналиты поздней генерации представлены в Сурском массиве. Они ассоциируют с плагиогранитами и образуют линейно-вытянутые массивы, приуроченные к краевым частям зеленокаменных структур. Особенность Сурского массива состоит в том, что в контакте с аульским фундаментом он включает ксенолиты пород аульской серии, а вблизи с Сурской зеленокаменной структурой – ксенолиты слагающих ее основных метаэффузивов. Образование аллохтонных тоналитов связывается с переработкой либо древних тоналитов, либо пород гранулитового комплекса типа Славгородского.

Среди массивов сурского комплекса В.И.Орса [594] выделяет два структурных типа: массивы, обрамляющие структуры и массивы, расчленяющие их окончания, определяя конфигурацию массивов. Кроме массивов, непосредственно связанных с зеленокаменными структурами, выделяются массивы, удаленные от них. Подобное расчленение несколько раньше предложил А.Б.Бобров [85] для тоналит-плагиогранитоидной формации. В.И.Орса отмечает наличие многочисленных секущих тел, сложенных тоналитами, трондьемитами и альбитофирами в поле мигматитов днепрпетровского комплекса. А.Б.Бобров также выделяет три типа тоналит-плагиогранитовых массивов: удаленные от зеленокаменных структур, расположенные по их краям и внутри структур. К числу обрамляющих массивов сурского комплекса относятся Пятихатский (Верховцевская ЗС), Еленовский и Сурско-Литовский (Сурская ЗС), Саксаганский, Дерезоватский, Западно-Белозерский, Северо-Белозерский, Восточно-Белозерский и Магдалиновский массивы. Расчленяющие массивы – Вольнохуторской и Александропольский в Верховцевской ЗС. Комбинацией 2 и 3 типов является Еленовский массив.

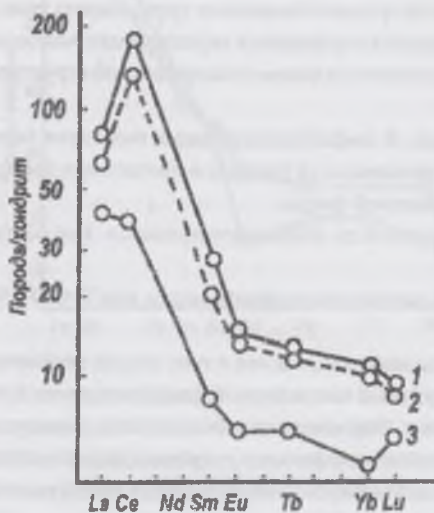


Рис. 7.12. Распределение P3Э в гранитоидах сурского комплекса [219].

В последние годы выяснилось, что практически все массивы плагиогранитоидов выступают как комагматы вулканитов такого же состава, то есть образуют вулcano-плутонические ассоциации. Начало подобным взглядам было положено, вероятно, А.Б.Бобровым, который детально изучил Сурско-Литовский массив и слагающие его Соленовское и Сергеевское вулканические поля. Связанные с ним кислые вулканиты он впервые выделил в соленовскую свиту. А.И.Некряч [561] поддержал идею А.Б.Боброва и предложил плагиогранитоиды сурского типа вместе с комагматичными вулканитами выделять в виде вулcano-плутонических ассоциаций внутренних зон ЗС. Возможно, дело не ограничивается плагиогранитоидами. Так, А.И.Некряч считает, что в центре Вольнохуторского массива имеются диориты и габбро. Он указывает также на массив между Верховцевской и Софиевской структурами, имеющий типичную для ВПА зональность, но центральная часть которого сложена не плагиогранитами, а габбро и диоритами. Возможно, имеется в виду Софиевская ВПА. Во всяком случае, последняя находится в одном возрастном ряду с плагиогранитоидными ВПА. Таким образом, состав плагиогранитоидных ВПА может расширяться до габбро-диорит-плагиогранитоидного состава, охватывая генетически родственные образования. Возникает вопрос: как быть с подобными ассоциациями при их стратиграфическом расчленении?

В.И.Орса и А.Б.Бобров дают следующую схему возрастных соотношений пород в массивах сурского типа, от древних к молодым: тоналиты и трондьемиты биотитовые, ортитсодержащие, иногда с роговой обманкой, мезоабиссальные; кварцевые диориты и тоналиты меланократовые, мезоабиссальные; жильные тела риолитов, риодацитов и плагиогранит-порфиров, субвулканические. А.И.Некряч и др. [564] утверждают, что все ВПА имеют стандартную структуру: от периферии к центру вулканиты сменяются

гипабиссальными голубокварцевыми плаггиогранит-порфирами и в центре – мезоабиссальными плаггиогранитами. А.Б.Бобров считает, однако, что для каждой ВПА свойственны индивидуальные особенности.

Гранитоиды сурского комплекса характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ:  $(La/Yb)_N = 7-9$  (рис. 7.12). Сумма РЗЭ низкая и умеренно низкая – 30-120 г/т, как у древних эндербитов. От последних они отличаются постоянным дефицитом европия:  $Eu/Eu^* = 0,6-0,8$  [219].

Г.В.Артеменко [10] выполнил геохронологическое расчленение сурского комплекса. Он выделил четыре фазы и дал им названия: чкаловская – 3170 млн лет, вольнохутурская – 3110-3080 млн лет, софиевская – 3070-3040 млн лет, сурская – 3000-2950 млн лет. Первая фаза коррелируется с сурской свитой, вторая и третья – с соленовской, четвертая – с белозерской серией. Для тоналитов сурского комплекса им определен  $Nd = -1,7$ , что указывает на коровое происхождение тоналитов [12].

Сурский (Сурско-Литовский) массив А.Б.Бобровым и А.А.Сивороновым [98] подробно описан как риодадит-плаггиогранитоидная вулканоплутоническая ассоциация. Массив располагается в восточном обрамлении Сурской ЗС, отделяя ее от древних плаггиомигматитов днепропетровского комплекса. Форма массива повторяет очертания структуры. Площадь массива свыше 100 кв.км. Гранитоиды и сопутствующие вулканиты имеют секущие контакты с породами конкской свиты. С древними плаггиомигматитами переходы постепенные, как полагают, вследствие близости состава пород. Тем не менее, вопрос о возрастных соотношениях днепропетровских и сурских гранитов решается однозначно: сурские граниты вмещают ксенолиты днепропетровских.

Сурско-Литовский массив имеет асимметрично-зональное строение с постепенными переходами между зонами. Выделяются три зоны. Центральную часть составляют массивные биотитовые и роговообманковые ортитсодержащие тоналиты. В.И.Орса считает роговообманковые тоналиты более ранними. Секущие жильные тела представлены лейкотрондьемитами и дацит-порфирами. В первой краевой зоне внешнего, северо-восточного контакта, широко представлены ксенолиты пород аульской серии. Вторая зона находится вблизи восточного контакта Сурской ЗС. Она сложена мелкозернистыми биотитовыми тоналитами с ксенолитами роговообманковых тоналитов. Вулканогенную составляющую Сурско-Литовского массива составляют метариодациты и кварцевые альбитофиры, образующие два поля: Соленовское и Сергеевское. Вулканиты оказывают контактовое воздействие на зеленокаменные породы. В пределах полей кислые вулканиты нередко ассоциируют с порфирированными плаггиогранитами. Вулканическая составляющая ассоциации предложена к выделению в качестве особого стратиграфического подразделения – соленовской свиты, которая присутствует в действующей схеме НСК-1999 как верхняя свита конкской серии.

Биотитовые ортитсодержащие тоналиты – массивные среднезернистые породы, часто пятнистой текстуры за счет гломеробластов биотита. Они имеют состав: плаггиоклаз №№ 31-35 – 65, кварц – 22, биотит – 7,5, эпидот – 2,5, мусковит – 1%. Роговообманковые тоналиты содержат до 6% роговой обманки. Биотитовые и биотит-роговообманковые трондьемиты, находящиеся в поле вулканических пород, имеют полнокристаллическую структуру, содержат порфиристые вкрапления зонального плаггиоклаза и дымчатого кварца. Плаггиогранит-порфиры и дацитовые порфиры отличаются более мелкозернистой структурой. Характерные акцессоры пород массива – циркон, апатит, ортит, сфен.

Биотит коричнево-бурый. В каждом из видов пород он вполне индивидуален. В амфиболсодержащих тоналитах биотит имеет железистость 53-59%, в биотитовых тоналитах – 45-47%. Самая высокая железистость биотита в биотитовых трондьемитах – 70-80%. По содержанию  $TiO_2$  – 1,7-2,5%, – все биотиты отвечают амфиболитовой фации.

Химический состав пород сурского комплекса изменяется от кварцевых диоритов до лейкоплаггиогранитов. Все составы отчетливо натриевые, редко – кали-натровые (табл.7.15).

Расплавные включения в кварце из биотитовых тоналитов, по данным [95], начали гомогенизироваться при  $T=600-650^\circ C$  и полностью гомогенизировались при  $T=945-980^\circ C$ .

Вольнохутурской массив Верховцевской ЗС относится к числу «расчленяющих» массивов, так как с трех сторон окаймляется зеленокаменными породами. Он также асимметрично-зональный. Гранитоиды центральной части (первой фазы) выступают в виде реликтов и представлены амфиболсодержащими породами от диоритов до тоналитов. Они сменяются биотитовыми тоналитами, трондьемитами и лейкоплаггиогранитами. Краевая зона сложена породами субвулканической фации – голубокварцевыми плаггиогранит-порфирами, ассоциирующими с дацитами лавовой фации. Таким образом, Вольнохутурской массив, следуя представлениям В.И.Орсы и А.Б.Боброва, также является вулканоплутонической ассоциацией. О.М.Струева [712] в обрамлении Верховцевской ЗС выделяет четыре разновидности гранитоидов: биотитовые плаггиограниты, двуслюдяные плаггиограниты, микроклинизированные и микроклиновые граниты и аплиты. Отмечается активное воздействие гранитов на метаморфические толщи. Наличие ксенолитов последних в значительном удалении от контакта позволяет предположить, по мнению О.М.Струевой, первоначально более крупные размеры Верховцевской структуры. Распределение РЗЭ в кварцевом диорите Вольнохутурского массива четко дифференцированное, аномалии отсутствуют (рис.7.13). Характерно низкое содержание тяжелых и умеренно высокое – легких РЗЭ.

Еленовский массив открыт и детально описан А.Б.Бобровым. Массив расположен в северной части Сурской структуры, в пределах Грушевой синклинали [88]. Площадь массива 10 кв.км. Состав пород: биотитовые тоналиты и плаггиогранит (тоналит)-порфиры. Порфиристые вкрапления сложены плаггиоклазом. Массив имеет зональное строение. В центре находятся среднезернистые глубинные плаггиограниты, на периферии – плаггиогранит-порфиры. Ксенолиты представлены как породами аульской серии, так и зеленокаменными породами, в зависимости от состава прилегающих толщ. Отмечаются резкие рвущие контакты с зеленокаменными толщами. В контакте с плаггиогранито-гнейсами аульского фундамента по их периферии выплавляется гранитная эвтектика. Приконтактные зоны пиритизированы и содержат повышенные количества висмута, вольфрама, молибдена. В контакте гранитов с серпентинитами Правдинского массива возникают мощные зоны ослюденения. Плаггиогранитоиды и порфиры выступают совместно, контакты между ними нечеткие. Калишпатизация накладывается на все породы пятнами и чаще всего вблизи секущих гранат-биотитовых пегматитов. Гранитоиды сильно эпидотизированы.

Химический состав пород сурского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	68,20	75,50	64,74	68,60	72,23	65,50	64,20	68,50	64,33	65,43	70,92
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,18	0,46	0,34	0,40	0,53	0,30	0,39	0,15	0,63	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,90	9,60	12,10	14,22	11,80	16,20	17,13	16,00	14,30	15,42	13,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	0,80	1,18	1,06	1,56	2,39	2,07	1,22	0,85	1,57	1,25
FeO	3,30	1,85	4,51	4,00	2,02	2,24	2,14	1,79	2,61	3,76	2,08
MnO	0,10	0,10	—	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,05	0,10	0,16
MgO	1,33	0,46	3,80	2,85	0,73	1,60	1,90	1,31	2,65	1,85	1,17
CaO	2,56	1,50	5,30	2,52	2,60	3,00	4,48	3,73	3,16	4,48	2,82
Na <sub>2</sub> O	4,26	1,56	3,62	4,53	4,58	4,74	4,00	4,81	4,99	4,13	4,10
K <sub>2</sub> O	0,63	0,27	0,45	1,15	1,25	1,55	1,60	0,99	1,66	1,37	1,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,07	0,13	—	0,13	0,57	0,72	0,15	—	0,15	0,14
H <sub>2</sub> O-	0,27	0,30	0,07	0,03	—	0,06	0,22	0,31	0,15	0,06	—
SO <sub>3</sub>	0,28	3,38	0,05	0,27	0,08	1,92	0,34	0,04	0,17	0,04	0,13
П.п.п.	2,87	2,95	4,08	0,53	1,05	1,55	0,66	0,28	5,01	0,94	0,55
Сумма	99,13	98,52	100,49	100,15	98,51		99,66	99,59	100,08	99,87	99,74
F	76	86	60	64	83	75	69	70	57	75	75
Fo	20	30	21	21	44	52	49	41	25	29	38

Примечание. 1-3 – Чкаловский массив. 1 – плагиогранит-порфир, 2 – плагиогранит, 3 – дацит-порфир. 4 – 6 – Еленовский массив. 4 – плагиогранит порфирированный, 5 – биотитовый плагиогранит-порфир, 6 – биотит-роговообманковый тоналит. 7-9 – Сурско-Литовский массив. 7 – тоналит, 8 – трондземит, 9 – метариодацит. 10-11 – Вольнохутурской массив. 10 – тоналит, 11 – трондземит. Анализы 1-3 – из [474], 4-6 – из [88], 7-11 – из [770].

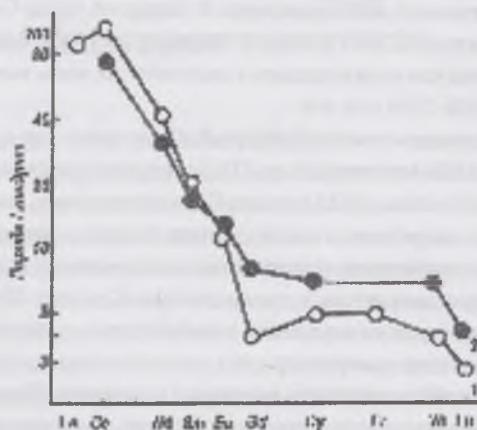


Рис. 7.13. Распределение РЗЭ в кварцевых диоритах [887]. 1 – добропольский комплекс, Западное Приазовье; 2 – Вольнохутурской массив, сурский комплекс, Среднее Приднепровье.

Выделяются две петрохимических группы плагиогранитоидов, отвечающие тоналитам (63-68 SiO<sub>2</sub> %) и плагиогранитам (69-74 % SiO<sub>2</sub>), которые синхронно эволюционируют с уменьшением суммы железа. На петрохимических диаграммах некоторые точки составов еленовских гранитоидов соответствуют некотектическим составам, что, по мнению автора, характерно для высокотемпературных глубинных образований. По геохимическим свойствами гранитоиды очень близки к породам Сурского плагиогранитоидного массива.

Чкаловский гранитный массив в Чертомлыкской ЗС имеет вид дугообразной полосы с размерами 4 x 21 км [474]. На глубину геофизическими методами прослеживается на 4,5 км. Массив сложен пространственно тесно связанными кварцевыми порфирами (дацитами), плагиогранит-порфирами и плагиогранитами. Кварцевые порфиры (дациты) содержат до 40 % вкрапленников голубого кварца, реже – плагиоклаза. Плагиогранит-порфиры – голубовато-серые, порфирированные. Вкрапленники – тоже кварц и плагиоклаз. Основная ткань сложена кварцем, плагиоклазом, серицитом и хлоритом. Плагиограниты имеют состав: плагиоклаз – 50-60, кварц – 30-45, биотит – 1-5, амфибол – 0-3 %. Структура гранитовая, порфирированная. Текстура массивная или гнейсовидная. Имеются постепенные переходы от излившихся кварцевых порфиров (дацитов) к интрузивным плагиогранит-порфирам.

Чкаловский массив расположен среди мтавулканитов толеит-андезит-дацит-липаритовой формации. Гранитоиды массива по составу близки к ним, что свидетельствует о комагматичности гранитоидов и вулканитов. Гранитоиды приурочены, вероятно, к жерлам вулканических аппаратов. Вблизи вулканических центров установлены туфолавы и лавобрекчии андезитов и дацитов с хорошо выраженной обломочной структурой.

Гранитоидные образования, подобные чкаловским, как отмечает автор [88], распространены в других зеленокаменных структурах Верховцевской, Сурской и Белозерской, где они комагматичны с вулканитами верхнеконской подсистемы. Последние сформировались в период кристаллизации пород толеит-липаритовой формации. Предлагается выделить чкаловский вулканоплутонический комплекс кварцевых порфиров, плагиогранит-порфиров и плагиогранитов. Его возраст, согласно данным В.Л.Бойко, составляет 3160 млн. лет.

### 7.6.3. Саксаганский комплекс

Саксаганский комплекс выделен, вероятно, В.Н.Троценко в 1973 г. [748]. В.И.Орса рассматривал его как более поздний компонент днепрпетровского комплекса в составе формации палингенных автохтонных и параавтохтонных гранитоидов.

В геологической литературе фигурируют три названия для гранитов саксаганского типа: собственно саксаганские, кременчугские и галещинские. Кременчугско-Звенигородский тип гранодиорита выделил Н.И.Безбородько. Позже [ 509, 510 ] В.И.Лучицкий описал его как плагิโอгранитный комплекс под тем же названием. Оба автора считали, что аналогичные гранодиориты и плагิโอграниты, кроме локальных обнажений возле г.Кременчуга и Звенигородки, распространены в других районах щита, в частности, по рекам Днепр, Ингул и Ингулец. Традиционно породы комплекса рассматривались в качестве древнейших гранитоидов (Н.И.Безбородько) или ортогнейсов (В.И.Лучицкий). Лишь сравнительно недавно выяснилось, что кременчугско-звенигородский комплекс сложен разновозрастными гранитоидами – архейскими и протерозойскими. М.Н.Доброхотов выделил из состава кременчугских гранитоидов тип галещинских гранитоидов, которые, по его мнению, имеют активные контакты с породами Кременчугской магнитной аномалии. А.С.Войновский [ 176 ], подтверждая точку зрения М.Н.Доброхотова, считал посткриворожскими все гранитоиды, слагающие антиклинальные структуры западнее Главного разлома.

Гранитоиды саксаганского комплекса различаются как составом, так и геолого-структурным положением. Все они представляют собой, по-видимому, продукт палингенезиса днепровских гранитоидов – в качестве одного из этапов преобразования гранулитового субстрата. В.И.Орса отмечает, что на гранитоиды саксаганского комплекса на обширной территории накладывается микроклинизация, вследствие чего они переходят в разряд демуринских гранитов.

Как указывает В.И.Орса, гранитоиды саксаганского типа залегают в виде значительных масс, связанных постепенными переходами с вмещающими тоналито-гнейсами и это один из признаков, отделяющих их от сурских гранитов. Главное же их отличие в том, что они не имеют вулканогенной составляющей. Кроме того, эти гранитоиды залегают вне зеленокаменных структур, хотя в соседстве с последними нередко образуют куполовидные структуры. Важная особенность гранитоидов, которая и послужила одним из оснований для их выделения в более молодой, чем днепровский комплекс, заключается в отсутствии признаков участия этих гранитоидов в складчатых движениях: гранитоиды саксаганского комплекса гомогенные. Соотношение саксаганских гранитоидов с зеленокаменными структурами решается однозначно на основе радиоизотопных методов: они моложе зеленокаменных структур.

Саксаганские гранитоиды – массивные породы тоналит-трондьемитового ряда. Наибольшим распространением они пользуются в Запорожско-Томаковском районе, где слагают Запорожский массив. Субстратом для них послужили гнейсы вольнянской толщи. Поля тоналитов и трондьемитов установлены также южнее Каховского водохранилища. В западной части Саксаганского купола вдоль восточного борта Криворожской структуры известна полоса этих гранитов шириной до 15 км. Здесь саксаганские граниты несомненно являются докриворожскими образованиями, что подтверждается наличием их коры выветривания в подстилающем Криворожье горизонте и изотопным возрастом – 2850-3100 млн лет.

Проблема соотношения саксаганских плагิโอгранитов и Криворожской структуры решена В.И.Орсой. Он получил для гранитов надежные даты - 2800-2830 млн лет. Еще более древний возраст получен Г.В.Артемко и др. [15] для гранатсодержащего субщелочного кварцевого диорита из Ореховского участка Правобережного района - 3135 млн лет. Судя по описанию, кварцевый диорит сечет амфиболиты зеленореченской свиты – нижней

Таблица 7.16.

Химический состав гранитоидов саксаганского и ингулецкого комплексов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	69,04	70,47	71,13	70,89	55,81	68,69	70,90
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,24	0,35	0,26	0,51	0,30	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,43	15,83	12,88	15,13	19,76	15,81	14,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	0,64	1,03	0,63	2,25	1,65	1,40
FeO	2,32	2,29	2,29	2,07	2,84	2,63	1,61
MnO	0,05	0,05	0,05	0,03	0,06	0,05	0,04
MgO	0,48	0,61	1,75	1,11	2,58	1,00	0,94
CaO	3,04	2,92	2,56	2,82	5,61	3,71	2,24
Na <sub>2</sub> O	5,05	4,71	3,95	4,49	4,44	4,30	4,01
K <sub>2</sub> O	1,78	1,73	1,83	1,55	1,43	1,14	1,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,07	0,18	0,08	0,20	0,11	0,08
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,19	0,02	0,02		
H <sub>2</sub> O	0,05	0,18	-	0,09	0,12		
П.п.п.	0,42	0,41	1,57	0,66	0,75		
Сумма	99,67	99,99	99,76		99,08		
F	87	83	66	71	67	81	39
Fo	24	22	31	23	44	76	47

Примечание. 1 – Кременчугский район, Чикаловский карьер № 3; 2 – Кременчугский район, Крюковский карьер; 3 – р.Саксагань, ниже КРЭС; 4 – средневзвешенное по 60 анализам; 5 – кварцевые диориты и тоналиты, средневзвешенное по 30 анализам; 6,7 – ингулецкий комплекс. 6 – натровый гранодиорит, 7 – плагิโอгранит. Анализы 1-5 из [594], 6,7 – из [748].

свиты ингуло-ингулецкой серии. Авторы считают возможным сопоставлять эту породу с диоритами и трондьемитами Среднего Приднепровья, вероятно, сурского комплекса, а амфиболиты – с породами конкской свиты. Одна единственная эта дата позволяет сделать целый ряд выводов или же поставить вопросы: 1) структуры Правобережного района являются возрастными и, вероятно, генетическими аналогами зеленокаменных структур Приднепровья; 2) зеленореченская свита не может сопоставляться с новокриворожской свитой криворожской серии; 3) ингуло-ингулецкая серия, по крайней мере, ее низы, является не протерозойской, а архейской; 4) границы СГЗО расширяются на запад до Западно-Ингулецкого разлома; 5) ставится под сомнение протерозойский возраст Криворожской структуры. Эти вопросы и выводы не возникают, если остановиться на возрастных данных В.И.Орсы – 2800-2830 млн лет.

Состав гранитоидов саксаганского комплекса изменяется в зависимости от состава исходных пород. Так, в районе развития вольнянской толщи (Запорожский массив, Южно-Каховский район) развиты исключительно биотитовые тоналиты и трондьемиты. В Кременчугском, частью в Саксаганском районах, развиты амфиболсодержащие породы. Темноцветные минералы, как и в днепровском комплексе, также отражают состав гранитоидов.

Амфиболовые плагิโอгранитоиды Кременчугского района содержат сравнительно высокотемпературную густо-зеленую роговую обманку гастингситового типа повышенной железистости (63-66 %) с высоким содержанием глинозема (11-14 %) и умеренным TiO<sub>2</sub> = 1-2,5 %. Биотит в кременчугских плагิโอгранитоидах также имеет повышенную железистость 57-63 %, сравнительно



низкую глиноземистость и несколько повышенную титанистость -  $TiO_2=2,5-3,1\%$ . Наибольшей железистостью отличаются биотиты саксаганских плагиогранитов, наименьшей – биотиты Запорожского и Южно-Каховского районов. Кременчутские гранитоиды являются апобазитовыми, Запорожского массива – апопелитовыми.

Содержание некоторых элементов-примесей следующее: Ni – 31, Cr – 13, V – 27, Sn – 4,5, Nb – 100, Zr – 188, Sc – 4, Y – 11, U – 1, Th – 11, Rb – 44, Sr – 255, Ba – 615 [ 266 ].

Саксаганские плагиограниты характеризуются своеобразным распределением и составом РЗЭ. Распределение РЗЭ дифференцированное, со слабым европиевым максимумом:

$Eu/Eu^*=1,16$  (рис.7.14). Содержание РЗЭ очень низкое, особенно ТРЗЭ. Содержание ЛРЗЭ - 25 хондритовых уровней. Сумма РЗЭ также незначительная - 33 г/т. Саксаганский биотитовый плагиогранит, перебурунный Криворожской сверхглубокой скважиной, также характеризуется дифференцированным распределением РЗЭ. Отношение  $(Ce/Yb)_n$  равно 19 [887]. Близкое к хондритовому содержание ТРЗЭ является, вероятно, особенностью гранитоидов саксаганского комплекса. Эти характеристики вполне сопоставимы с таковыми для архейских эндрбитов и вообще типичны для архейских гранитоидов. Н.П.Щербак и др. [882] определяют саксаганские гранитоиды как образования больших глубин.

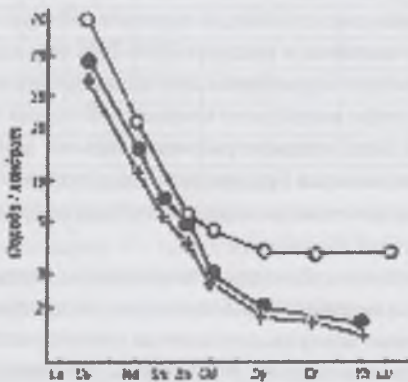


Рис. 7.14. Распределение РЗЭ в гранитоидах Среднего Приднпровья [887].

1 – трондjemит, Высокопольский участок; 2 – биотитовый плагиогранит, Саксаганский массив, Криворожская СГС; 3 – биотитовый плагиогранит, Восточно-Анновская полоса.

Набор аксессуарных минералов обычный для гранитоидов амфиболитовой фации: циркон, апатит, сфен, магнетит, ильменит, монацит. Последний зафиксирован только в Запорожском блоке – в вольнянской толще, что позволяет подозревать ее аногранулитовое происхождение.

К саксаганскому комплексу следует, по-видимому, относить породы, выделенные В.И.Орсой в качестве формации диоритов и тоналитов и локалитетически представленные в Лоцкаменском массиве южнее г.Днепропетровск. Согласно структурным исследованиям В.И.Орсы, эти породы определяются как складчатые или позднекладчатые аллохтонные образования, становление которых осуществлялось путем переработки инфракрупного фундамента в связи с раз-

витием зеленокаменных структур. Это подтверждается и возрастом – около 3 млрд лет [885].

Лоцкаменский массив обнажается в междуречье Днепр-Мокрая Сура. Он удален от зеленокаменных структур и представляет собой совокупность сближенных конформных тел, вписанных в структуру гранито-гнейсовой толщи. Местами устанавливаются активные контакты гранитоидов с вмещающими породами. Гранитоиды массивные, разной зернистости, обычно образуют постепенные переходы к вмещающим породам. К разрывам растяжения приурочены дайки диабазы.

В составе пород Лоцкаменского массива преобладают кварцевые диориты, менее развиты биотит-амфиболовые тоналиты. Структура пород в основном гипидиоморфнозернистая. Зерна роговой обманки имеют призматическую форму и идиоморфные очертания, что, по мнению В.И.Орсы, предполагает ее первично-магматическое происхождение. Окраска роговой обманки травяно-зеленая с голубоватым оттенком. Железистость роговой обманки невысокая – 45-48 %. По химическому составу она близка к амфиболом днепрпетровской толщи. Биотит зеленовато-бурый, железистость 42-45 %. От биотита гранитоидов, связанных с днепрпетровской толщей, этот биотит отличается низкой железистостью при довольно высокой глиноземистости. Содержание  $TiO_2$  не превышает 2,6 %. Плагиоклаз обычно таблитчатый, №№ 27-42, нередко зональный. По химическому составу большинство пород отвечает кварцевому диориту с отклонениями до тоналитов и диоритов. К зонам катаклаза и милонитизации приурочено слабое сульфидное оруденение, представленное пиритом, халькопиритом, ковеллином, молибденитом [595].

Возможно, к саксаганскому комплексу следует относить и единственное на УЦ проявление оригинальных образований - орбикулярные гранитоиды района г.Запорожье, впервые обнаруженные Н.П.Семеновым и более детально описанные В.И.Орсой [593]. Орбикулярные граниты слагают тело размерами 5x10 м с отчетливыми контактами с вмещающими плагиогранитами. Размеры орбикул 10x25 см, количество – до 80 % объема. Строение орбикул концентрически зональное, скорлуповатое. Чередуются темные и светлые зоны. Темные зоны - роговообманково-биотитовые с призмами травяно-зеленой роговой обманки (f=55 %). Светлые зоны и ядра орбикул – существенно плагиоклазовые с плагиоклазом №№ 30-38. Химический состав плагиоклазовой части близок к анортозиту:  $SiO_2=60,0$ ;  $Al_2O_3=22,25$ ;  $FeO=1,70$ ;  $MgO=1,37$ ;  $CaO=5,24$ ;  $Na_2O=6,23\%$ .

Подобные гранитоиды известны на Балтийском щите. Среди многочисленных гипотез происхождения орбикул отсутствует попытка объяснения с позиций кумуляции, которое мы и предлагаем как равновероятное. По нашему мнению, орбикулы можно рассматривать как сложные кумуляты по анортозитовой схеме. Этим объясняется повышенная основность плагиоклаза, призматический облик и высокая железистость роговой обманки. Приняв кумулятивный генезис этих орбикул, необходимо принимать и интрузивный генезис вмещающих плагиогранитов, по отношению к которым орбикулярные тела могли выступать как автолиты.

#### 7.6.4. Ингулецкий комплекс

Ингулецкий комплекс выделил В.Н.Трошенко в 1973 г, отчленив его от саксаганского комплекса как более молодого на основе радиоизотопных датировок, ныне устаревших.

Плагиигранитоиды ингулецкого комплекса приурочены к узкой меридиональной полосе между Криворожско-Кременчугской структурой на востоке и Западно-Ингулецким разломом на западе. Согласно официально принятому районированию УЩ, эта полоса относится к Ингульскому району. К ингулецкому комплексу следует, вероятно, относить только гранитоиды, развитые в пределах Ингулецкого вала, поскольку гранитоиды Кременчугского и Правобережного районов, как полагают, относятся к саксаганскому комплексу. Впрочем, четких различий между ними не установлено. В соответствии со своим промежуточным положением, Западно-Ингулецкая зона имеет переходный характер. Подобно Среднеприднепровскому району, плагиигранитоиды образуют здесь овалы куполовидные поднятия, но значительно меньших, чем в Приднепровье, размеров [ 594]. Не исключено, что купольные структуры распространяются далее на запад в виде хорошо известных куполов Криничеватского, Цыбулевского и других. Последние, однако, имеют явно выраженную калиевую направленность, что объясняется, возможно, иным составом гранитогенерирующего фундамента.

В.И.Орса называет ряд массивов ингулецкого комплекса: Кахновский, Зеленевский, Петровский и другие. Чаще граниты выступают в виде жильного материала мигматитов. Купольные поднятия обрамляются очень узкими синклиналиями, сложенными горизонтально залегавшими метасадочными породами ингуло-ингулецкой серии. Ассоциация с более молодыми метаморфическими породами отличает гранитоиды ингулецкого комплекса от аналогичных гранитоидов саксаганского комплекса.

В стратиграфической схеме НСК ингулецкий комплекс находится на одном уровне с саксаганским, но помещен в Ингульском районе. По сообщению Я.П.Билынской, возраст гранитоидов ингулецкого комплекса находится в пределах 2800-2840 млн лет, то есть такой же, как саксаганских плагиигранитов Правобережного района. Учитывая геолого-структурное положение гранитоидов и своеобразную ассоциацию с метаморфическими породами, мы поддерживаем выделение ингулецкого комплекса. Вопрос в другом: следует ли в состав ингулецкого комплекса вводить плагиигранитоиды Право- и Левобережного районов, учитывая мнение В.Н.Трошенко, что границей между ареалами ингулецкого и саксаганского комплексов является Криворожская зона разломов.

Ингулецкие плагиигранитоиды и плагииомигматиты отличаются разнообразием включений различных гнейсов, амфиболитов, кварцитов, карбонатных и железистых пород.

В.Н.Трошенко [ 748 ] выделяет следующие разновидности плагиигранитоидов в порядке убывания: плагииграниты, натровые гранодиориты, лейкоплагииграниты, тоналиты, натровые аляскиты, натровые сиениты, плагииоплиты. Отмечается, что по многим внешним признакам породы имеют аналогов в саксаганском комплексе. Особенности минерального состава плагиигранитоидов, отличающих их от саксаганских, являются малая роль роговой обманки и отсутствие эпидота. Установлены две генерации плагииоклаза: №№ 30-35 и №№ 17-20. Роговая обманка сине-зеленая. В аксессуарных количествах встречается гранат.

По химическому составу (см.табл.7.16) породы ингулецкого комплекса не отличаются от плагиигранитоидов Среднего Приднепровья.

### 7.6.5. Демури́нский комплекс

Комплекс выделен В.И.Орсой в 1976 г. Принимается, что гранитоиды этого комплекса сформировались в результате переработки как древнего метаморфического субстрата, так и плагиигранитоидов днепропетровского и саксаганского комплексов, главным образом, в результате наложенной порфирибластической микроклинизации. Все гранитоиды комплекса двуполевошпатовые. Структурно-текстурные особенности предшествовавших гранитов, по-видимому, послужили основой для выделения в составе демури́нского комплекса в ранге формаций двух типов гранитоидов: 1) порфириовидных гранодиоритов и гранитов; 2) двуполевошпатовых гранито-гнейсов и полимигматитов. Возраст гранитоидов определяется датами 3000-2800 млн лет, то есть они являются несомненно постзеленокаменными. Вероятно, это те массивы, которые вместе с массивами саксаганского комплекса обусловили форму зеленокаменных структур и прогрессивный метаморфизм их окраин.

В.И.Орса называет следующие массивы порфириовидных гранитов: Демури́нский (Савровский), Кудашевский, Саксаганский (Сергеевский), Петриковский, Софиевский, Вишневецкий, Южно-Каховский. Все массивы имеют крайне неоднородное строение, нечеткие границы и главное – склонность к куполообразованию. Отмечены и активные контакты: гранитоиды содержат включения пород аульской серии и днепропетровского комплекса – амфиболитов, кварцевых диоритов, тоналитов и др.

Кудашевский массив занимает центральную часть одноименного купола. Он расположен вблизи Верховцевской структуры и обрамляется слагающими ее породами со всех сторон, кроме юго-запада. Массив имеет изометричную форму и размеры вместе с вмещающими плагиигранитами около 20х20 км. Кудашевский массив определяется как гранитный диапир, наложенный на плагииграниты. Более молодой возраст этих гранитов подтверждается также наложением калиевого порфириобластеза на конкские вулканиты.

В составе Кудашевского массива преобладают серые и розовато-серые порфириовидные биотитовые граниты и гранодиориты, реже встречаются роговообманковые гранодиориты. Текстура пород шлоскопараллельная с таблицами белого микроклина. Структура гетерогранобластовая. Среди порфириовидных гранитов встречаются тела и жилы серых равномернозернистых гранитов, которые рассматриваются как более молодые палингенные выплавки. Очень характерны для этого, как и для других массивов, многочисленные тела аплитов-пегматоидных гранитов. Вдоль зон катаклаза развиты эпидозиты, альбититы и специфические барийсодержащие амфибол-плагииоклазовые породы – базавулкиты.

Демури́нский (Савровский) массив приурочен к Демури́нской глыбово-купольной структуре. Преобладают порфирибластические мигматиты с таблицами розового микроклина и лишь местами породы приобретают однородное строение. Переход от двуполевошпатовых мигматитов к вмещающим плагиигранитам обозначен уменьшением количества и размера порфириобластов микроклина.

Таблица 7.17.

Химический состав гранитов демуринского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	67,00	68,40	71,91	68,21	70,30	70,65	70,33
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,40	0,32	0,54	0,46	0,34	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,84	15,70	13,68	14,86	14,30	15,04	14,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	1,30	0,70	1,11	1,27	0,59	0,71
FeO	3,02	3,14	1,92	2,93	2,00	2,17	2,27
MnO	0,08	0,07	0,04	0,06	0,01	0,04	0,04
MgO	1,58	1,77	0,93	1,10	0,90	0,75	0,88
CaO	3,63	2,11	2,09	3,10	1,69	2,93	2,16
Na <sub>2</sub> O	3,47	3,58	3,30	3,77	3,40	2,94	3,75
K <sub>2</sub> O	3,32	3,66	4,10	3,32	4,50	3,22	3,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,15	0,09	0,12	0,08	0,07	0,07
H <sub>2</sub> O-	--	0,18	0,11	0,06	0,10	0,10	--
П.п.п.	0,59	0,79	0,78	0,46	0,74	0,47	0,62
Сумма	99,51	101,25	99,97	99,64	99,75	99,31	98,92
F	73	72	74	79	78	79	77
Fo	29	29	27	27	39	21	24

Примечание. 1 – гранодиорит, савровский тип, р.Саксагань, балка Демурина; 2, 3 – гранит, савровский тип, р.Саксагань, Савровский карьер; 4 – гранит, Кудашевский карьер; 5 – каховский гранит; 6 – вишневецкий гранит, среднее из 60 ан.; 7 – полосчатый гранито-гнейс, среднее из 16 ан. Анализ из [594].

граниты следует считать наиболее высокотемпературными гранитами комплекса, возможно, всего Приднестровья.

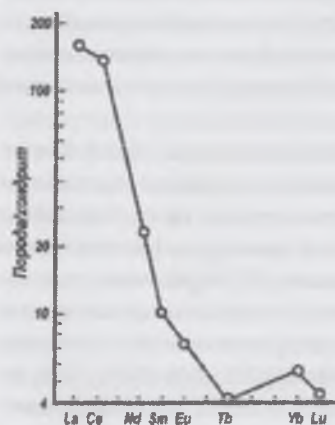


Рис.7.15. Распределение РЗЭ в демуринском граните [266].

Согласно химическому составу (табл.7.17), гранитоиды демуринского комплекса характеризуются умеренной щелочностью и большей частью апопелитовым составом, что согласуется с отсутствием в них, кроме кудашевских гранодиоритов, роговой обманки.

Распределение РЗЭ в демуринских гранитах четко дифференцированное:  $(La/Yb)_N=29$  (рис. 7.15). Содержание РЗЭ невысокое - 147 г/т, причем особенно низкое - содержание ТРЗЭ, что, видимо, характерно для всех постзеленокаменных гранитов СГЗО. Европейская аномалия отсутствует.

Породы второго типа демуринского комплекса – это преимущественно мигматиты, занимающие большие площади в южной части СГЗО. Они служат хорошим примером преобразования древних плаггиомигматитов днепропетровского комплекса в результате наложенной микроклинизации.

## 7.6.6. Мокромосковский комплекс

Мокромосковский комплекс выделен В.И.Орсой [594] на основании геологических исследований и радиозотопных данных – 2700-2600 млн лет. Ранее этот комплекс относился к житомирскому. К настоящему времени описаны два массива: локально-типический Мокромосковский и установленный позже Скельновский массив.

Мокромосковский массив расположен к востоку от г.Запорожье в пределах развития вольнянской толщи. На юго-востоке он контактирует с Конкской ЗС. Массив вытянут в северо-восточном направлении на 18 км. В.И.Орса подчеркивает чужеродность Мокромосковского массива относительно вмещающих пород – гнейсов вольнянской толщи, - и отмечает целый ряд обнажений с активными контактами этих гранитов. В пределах массива установлены также останцы мигматитов, выступающих, вероятно, в качестве провесов кровли. К ним приурочены пегматоидные граниты, которые активно замещают мигматиты. Мокромосковский массив отнесен к позднекинетиическим образованиям, хотя в целом является конформным.

Мокромосковский массив имеет концентрически зональное строение. В центре находятся светло-серые, иногда неясно-порфиновые граниты и темно-серые, обогащенные биотитом средне- мелкозернистые граниты. Вторая зона на западе сложена серо-розовыми равномернотернистыми гранитами, на востоке – двуслюдяными гранитами. Эндоконтактовую зону слагают гнейсовидные двуслюдяные граниты.

Б.З.Берзенин и В.М.Кичурчак [73], используя результаты глубинного геологического картирования, подтвердили выводы В.И.Орсы о структуре Мокромосковского массива. Согласно их данным, центральную часть массива слагают серые равномернотернистые граниты. Розово-серые граниты следующей зоны отличаются наличием мусковита. Третья зона – гнейсовидные

Таблица 7.18.

## Химический состав гранитов мокромосковского и токовского комплексов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	72,00	76,67	73,08	72,02	73,83	73,49	76,81	72,70
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,09	0,14	0,32	0,33	0,25	0,20	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,74	12,51	13,99	14,72	12,54	13,70	11,22	13,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,17	0,76	3,14	1,14	0,91	1,08	1,13
FeO	1,37	0,72	1,30	0,65	1,47	0,72	0,86	1,11
MnO	—	0,022	0,06	0,03	—	0,02	0,02	0,58
MgO	0,42	0,22	0,63	0,28	0,44	0,20	0,76	0,58
CaO	3,10	1,09	1,42	1,25	1,02	1,13	0,88	1,26
Na <sub>2</sub> O	2,80	3,84	3,62	3,66	2,89	2,94	2,76	3,37
K <sub>2</sub> O	4,18	3,87	4,05	5,08	4,72	5,36	4,63	5,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,04	0,11	0,03	0,02	0,10
H <sub>2</sub> O-	—	—	0,04	0,05	—	—	—	0,15
П.п.п.	—	0,36	0,46	0,38	0,59	1,07	0,32	0,61
Сумма	100,58	99,58	99,56	100,38	99,60	99,81	99,53	100,29
F	78	81	77	93	86	89	72	80
F <sub>0</sub>	7	19	37	83	44	56	56	50

Примечание. 1,2 – граниты Мокромосковского массива; 3 – среднее по мокромосковским гранитам из 52 анализов; 4 – Токовский массив, Токовский карьер; 5 – там же; 6 – Щербаковский массив; там же; 8 – среднее по гранитам Щербаковского массива из 98 анализов. Анализы из [594].

ты сопоставимы с токовскими, демуринскими и кудашевскими гранитами. Средний состав микроклина  $Or_{91}Ab_8An_1$ . Плаггиоклаз относится к альбит-олигоклазу. В форме мирмекита он активно замещается калишпатом. Сравнительно поздним является и биотит, количество которого в гранитах невелико. При умеренной титанистости ( $TiO_2=2,0-3,2\%$ ) биотит является самым высокожелезистым среди биотитов постзеленокаменных комплексов ( $f=72-77\%$ ), самым низкоглиноземистым и относится к минералам, сформировавшимся в условиях относительно низкой щелочности [594]. Мусковит развивается по биотиту. В восточной части Мокромосковского массива он ассоциирует с гранатом.

Химический состав мокромосковских гранитов (табл.7.18) по величине и сумме цветных оксидов, общей железности характеризует их как лейкограниты. Низкие величины CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отражают низкую основность плаггиоклаза. На тройных диаграммах составы гранитов компактно располагаются в пределах анхизвтектического трога. Эти данные позволяют относить мокромосковские граниты к магматическим образованиям. Коровый характер первичной магмы подтверждается величиной первичного отношения  $^{86}Sr/^{87}Sr=0,710$ . А.Б.Бобров и Б.З.Берзенин [95] определили, что температура гомогенизации расплавных включений в кварце мокромосковских гранитов составляет 760-800°C. Температуры, полученные по двуполевошпатовой термометрии значительно ниже – от 540-620°C до 650-670°C. Эти, казалось бы, плохо совместимые цифры следует объяснять позднематематической кристаллизацией микроклина. Высокоупорядоченная структура и низкая микроструктурная дефектность характеризуют его как весьма низкотемпературный минерал. По мнению В.И.Орсы это объясняется тем, что микроклин возник на поздней стадии становления массива, после кристаллизации плаггиоклаза. По-видимому, дело не в этом или не только в этом. Обращает внимание тот факт, что все аллохтонные гранитоиды Приднепровья сложены низкотемпературными минералами, в том числе вторичными, наложенными. Вероятно, все они испытали какое-то выравнивающее термальное воздействие или внедрились в приповерхностную среду, подобно гранитоидам фанерозоя. Факт остается непонятным и требует объяснения.

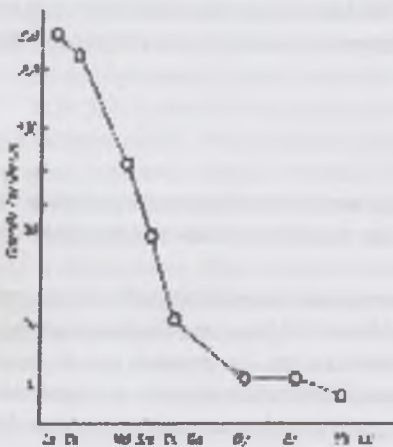


Рис. 7.16. Распределение P3Э в мокромосковских гранитах [887].

Мокромосковские граниты отличаются низкими содержаниями большинства элементов-примесей, особенно V, Cu, Zr, Y. Содержания некоторых из них следующие: Sc – 4, V – 5, Cr – 280, Co – 3, Ni – 5, Cu – 22, Zn – 38, Pb – 40, Li – 26, Rb – 160, Sc – 124, Ba – 1400, Zr – 128, Nb – 17, Y – 11 г/т.

Распределение P3Э в мокромосковских гранитах дифференцированное, без каких-либо аномалий. Низкое содержание TP3Э позволяет отнести их к типу FI (рис.7.16). Подобное распределение характерно для гранитоидов гранит-зеленокаменных областей.

### 7.6.7. Токовский комплекс

Токовский комплекс включает постзеленокаменные субщелочные аллохтонные граниты возрастом 2600-2800 млн лет [594]. Предполагается, что большую роль в формировании этих гранитов играли метасоматические процессы, давшие породы граносиенитового состава и многочисленные зоны, заполненные низкотемпературными продуктами.

К настоящему времени изучены два массива: Токовский и Щербаковский.

Токовский массив имеет форму овала, вытянутого в субширотном направлении на 32 км. Он расположен между восточным окончанием Высокопольской и Чертомлыкской ЗС [653]. Зеленокаменные толщи Высокопольской структуры, по мнению В.И.Орсы, токовскими гранитами прорываются. Основные обнажения токовских гранитов находятся по р.Каменке, левому притоку р.Ингулец.

Токовский массив не цельный: он представляет собой совокупность сближенных крупных тел, разобленных плагитогранитоидами и плагимиогматитами. Эти тела приурочены к зонам разломов и к узлам их пересечений. В.И.Орса подчеркивает, что токовские граниты – массивные, по отношению к вмещающим толщам дисгармоничные и имеют явно аллохтонный, послескладчатый характер. Мигматиты в связи с этими гранитами не образуются. В структуре тел гранитов улавливается некоторая зональность: центральные части сложены средне- и крупнозернистыми порфиroidными гранитами, ближе к периферии количество порфиробластов уменьшается, а в эндоконтакте порода становится похожей на обычные аплито-пегматоидные граниты. Тела гранитов пересечены зонами хрупких деформаций, по которым развиты разнообразные метасоматиты: микроклиниты, альбититы, сульфидные зоны, бариносные амфибол-альбитовые породы – базавлукиты. В ортогональном направлении граниты пронизаны дайками диабазов, нередко рассланцованных.

Щербаковский массив расположен в 8 км западнее г.Орехов между Орехово-Павлоградской полосой и Конокской ЗС. Массив вытянут в меридиональном направлении на 18 км при ширине до 7 км [340]. Контакты с вмещающими породами резкие, крутопадающие. В зоне экзоконтакта породы интенсивно микроклинизированы, развиты альбититы, сиениты, грейзенизированные породы.

Токовские граниты – розовые, с сиреневым оттенком, среднезернистые, порфиroidные. Выделяются участки, сложенные серыми гранитами. В одних участках цвет обусловлен наличием белого микроклина, другие – сложены плагитогранитами. Пегматитовые жилы мало характерны. Структура гранитов порфиroidная, основная ткань гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав стабильный и типично гранитовый: плагноклаз – 30-33, микроклин – 28-36, кварц – 25-30, биотит – 2-4 %. В метасоматизированных зонах породы приобретают состав граносиенита и сиенита. Развиты вторичные минералы: кальцит, хлорит, эпидот, серицит. Аксессуары: апатит, циркон, сфен, магнетит, ортит, флюорит, гранат, пирит, молибденит.

Граниты Щербаковского массива серовато-розовые, нечеткопорфиroidные, средне- и крупнозернистые. В метасоматизированных зонах, как и в Токовском массиве, развиты граносиениты и сиениты, альбититы, грейзенизированные породы, кварц-эпидот-хлоритовые породы. Состав пород также типично гранитовый, структура порфиroidная и гипидиоморфнозернистая. Биотит часто замещен хлоритом. Вторичные и акцессорные те же, что и в токовских гранитах.

Характеризуя калийные минералы токовских гранитов, В.И.Орса отмечает их сложные взаимоотношения. Так, выделяются две генерации микроклина, три генерации плагноклаза. Микроклин решетчатый, решетка несовершенная. По нашим наблюдениям, это характерно не только для высокотемпературных, но также и особо низкотемпературных калишпатов. Состав и свойства калишпата такие же, как у мокромосковских гранитов: характерно низкое содержание альбитовой молекулы и малая роль пертитов:  $Or_{89}Ab_{10}An_1$ , максимальная упорядоченность, а также очень низкая  $I_{рТД}$ , но при этом простая однопиковая кривая термовысвечивания. Последняя характерна для прогрессивных аллохтонных гранитов. Плагноклаз №№ 18-24. Биотит четко отличается от биотита всех гранитов Приднепровья низкой железистостью – 38-52 %, среднее – 40 %. Если в биотитах токовских гранитов содержание  $TiO_2$  умеренное – 1,4-2,4 %, то в биотитах щербаковских гранитов оно предельно низкое – 0,9-1,9 %. Биотит отличается также высокой степенью окисленности 20-30 %, что характерно для перемещенных гранитов. Состав биотита на диаграмме А.А.Маракушева и И.А.Тарарина отвечает породам среднего и высокого уровня щелочности. Особенности биотита, наличие магнетита и высокая щелочность пород позволяют определить токовские граниты как сформировавшиеся в условиях высокой активности кислорода.

По химическому составу граниты токовского комплекса соответствуют субщелочным гранитам и лейкогранитам (табл.7.18). Их особенность – сочетание необычно высокой железистости (72-93 %) с очень высокой степенью окисления железа. Ясно, что такие показатели прежде всего обусловлены высоким содержанием магнетита, причиной чего послужила высокая фугитивность кислорода в исходной магме, что, в свою очередь, связано, вероятно, с высокой концентрацией калия. Диаграммы плавкости гранитов подтверждают их соответствие законам эвтектической кристаллизации расплава [594].

По омогенизации расплавных включений в кварце получены необычно высокие температуры – 820-929°C, отвечающие условиям гранулитовой фации. Авторы [95] объясняют столь высокие температуры сухостью магмы. Однако, сухость магмы не согласуется с высокой окисленностью магмы этих гранитов. По двуполевошпатовым термометрам получены обычные для гранитоидов температуры – 650°C. Надо заметить также, что в современном эрозионном срезе граниты токовского комплекса изофациальны с вмещающими породами.

Возможно, с токовскими гранитами связаны процессы барий-железо-кальций-натриевого метасоматоза, которые привели к образованию своеобразных альбит-роговообманковых метасоматитов – базавлукитов [113, 655, 656, 679]. Базавлукиты (или бузулукиты), названные так Н.П.Семеновым, представляют собой светло-серые средне- или крупнозернистые породы, состоящие из призматически зернистой роговой обманки, гиалофана, реже – целзиана, в количестве до 20 %, альбита, ортита, эпидота, хлорита. Базавлукиты слагают зоны мощностью до 30 м, причем не только в токовских гранитах, но также в мигматитах фундамента, пегматитах и амфиболитах р.Базавлук.

## Глава 8. Приазовский район

Приазовский район (блок) занимает крайнюю юго-восточную часть Украинского щита (рис.8.1). В миниатюре район представляет Украинский щит, т.к. содержит почти все магма-гические и ультраметаморфические комплексы, известные в других районах щита. Неплохая обнаженность и близость теплого моря всегда привлекали внимание исследователей. Проблемам Приазовья посвящены работы многих известных геологов: В.И.Луцицкого, Н.И. Безбородько, И.Г.Сагайдака, А.И.Милая, И.А.Морозевича, Л.Ф.Айнберг, Н.Т.Вадимова, В.Н. Гладкого, Ю.Ю.Юрка, Н.П.Семеново, И.С.Усенко, И.Д.Царовского, Г.Л.Кравченко, Д.П. Сердюченко, Б.И.Горошников, К.А.Поправко, Л.Я.Ходюш, Н.А.Доморацкого, В.И. Кузьменко, В.А.Слипченко, К.Н.Савич-Заблоцкого, С.П.Родионова, А.А.Гойжевского, Л.Г.Бер-надской, С.Т.Борисенко, В.В.Байракова, А.Б.Фомина, Б.Г.Яковлева, О.Л.Эйнора, В.А.Цука-нова, К.Е.Есипчука, Г.Г.Конькова, Р.И.Полуновского, Г.В.Жукова, Т.С.Лебедева, Г.Т.Собакаря, Н.В. Бутурлинова, Ю.С.Лебедева, А.И. Зарицкого, Н.А.Елиссеева, Д.П.Виноградова, Т.Г.Хмарук, Е.Б.Глевасского, А.Н.Донского, С.Г.Кривдик, А.Б.Боброва, А.А.Сиворонова, Б.И.Малюка, З.М.Ляшкевич и многих других. Огромный вклад в геологию Приазовья внесли геологи-съемщики: это отмечено в последующих разделах. История исследования подробно изложена в работах известного знатока Приазовья Г.Л.Кравченко.

### 8.1. Геологическое строение

Западной границей района служит Орехово-Павлоградский разлом Орехово-Павлоградской зоны разломов, восточной – Грузско-Еланчикская зона разломов, а по Н.В.Бутурлинову [132] – Кальмиус–Джигинский разлом, который разделяет Приазовский массив на Бердянский и Ростовский блоки. Южную границу района, по А.В.Чекунову [823], следует проводить по региональному разлому, отделяющему Азовский вал от Северо-Азовских прогибов. На севере по системе субширотных разломов Приазовский блок ступенчато погружается в Днепровско-Донецкую впадину. Иногда зона сочленения с Донбассом рассматривается как самостоятельная структурно-фациальная зона.

В пределах района обычно выделяют следующие крупные структурные элементы.

Орехово-Павлоградская структурно-фациальная зона, расположенная между Орехово-Павлоградским и Западно-Приазовским разломами. Недавно высказано предложение зоны типа Орехово-Павлоградской выделять в качестве самостоятельных структурных элементов Украинского щита. В таком случае западным ограничением Приазовского блока должен быть Западно-Приазовский разлом.

Конкско-Ялынская впадина, выполненная меловыми и третичными осадками с Волчанским выступом кристаллических пород на севере. Впадина рассматривается как часть северного борта Причерноморской впадины, отчлененная от нее Приазовским горстом [402, 673].

Приазовский массив, который обычно делят на три части: Западное, Центральное и Восточное Приазовье. Граница между Центральным и Восточным Приазовьем проходит по линии: ст. Розовка – с. Кременевка (Черцаклы) – г. Мариуполь, а между Центральным и Западным Приазовьем – примерно по меридиану среднего течения р. Берда. В пределах Приазовского кристаллического массива выделяются четыре складчатых структуры первого порядка: антиклинории Салтычанский и Кальчик-Кальмиусский, синклинии – Корсакский и Мангушский (Центрально-Приазовский) (рис. 8.1). В Западном Приазовье преобладают толщи западноприазовской, в Центральном и Восточном – центральноприазовской серии. Е.Б.Глевасский [200] выделяет в фундаменте Конкско-Ялынской впадины еще одну антиклинорную структуру – Гайчурский блок (овал).

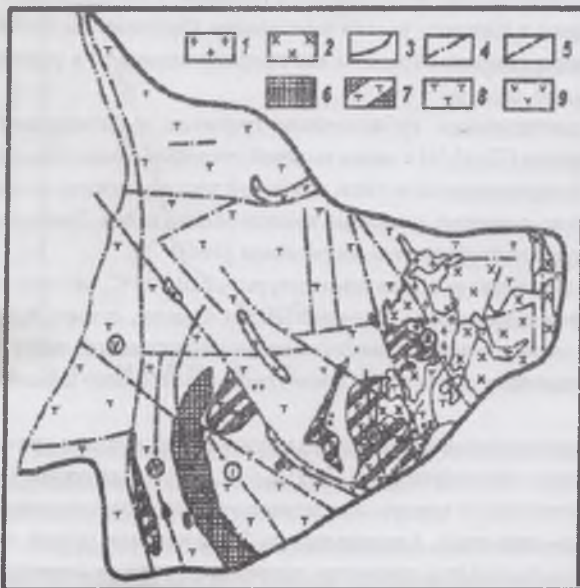
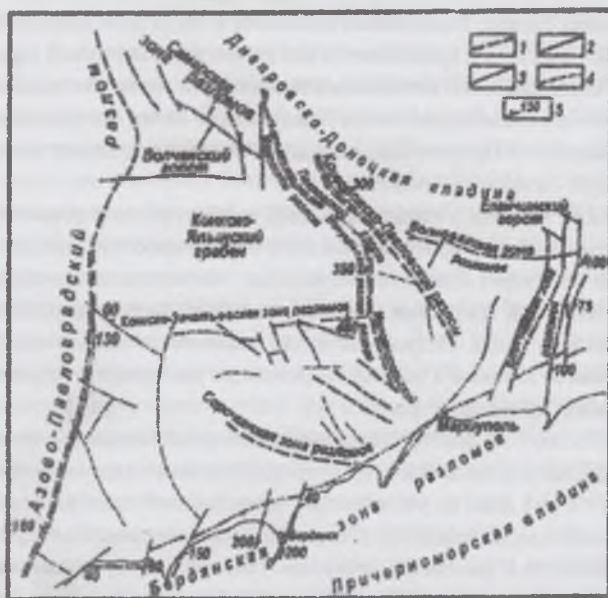


Рис.8.1. Структурно-метаморфическая схема Приазовского района [770]. I – Салтычанский антиклинорий, II – Кальчик-Кальмиусский антиклинорий, III – Мангушский синклинорий, IV – Корсакский синклинорий, V – Орехово-Павлоградская структурно-фациальная зона. ! – анадольские граниты; 2 – восточно-приазовский граносенит; 3 – границы фаций метаморфизма; 4 – тектонические нарушения; 5 – оси складчатых структур первого порядка. Метаморфические фации: 6 – гранулитовая, 7 – гранулитовая, с наложенной амфиболитовой, 8 – амфиболитовая, 9 – эпидот-амфиболитовая.

Пликвативные структуры первого порядка осложняются структурами более высокого порядка. Так, крылья Корсакского синклинория, согласно Г.Л. Кравченко [403], осложнены Стульневской и Юрьевско-Партизанской антиклинальными складками и Черниговско-Нельговской синклиналью. В ядре Салтычанского антиклинория выделяются Обиточненская брахисинклиналь, а на северном крыле – Верхнебердянская антиклиналь. Западное крыло Мангушского синклинория осложнено Белоцерковской антиклиналью. Крупные синклинальные структуры сложены породами центральноприазовской и западноприазовской серий.

Наиболее сложно построена Орехово-Павлоградская зона. Она расположена между двумя глубинными разломами – Орехово-Павлоградским и Западно-Приазовским (Азовско-Павлоградским). В пределах кристаллического фундамента щита она протягивается в субмеридиональном направлении почти на 200 км и продолжается далеко на север за его пределы почти на 1200 км. На юг разлом простирается до Турции. Зона нарушена и утонена против Гайчурского овала, который изгибает ее, внедряясь в тело Приднепровского блока [320]. Орехово-Павлоградская зона состоит из многочисленных, зачастую тектонически раздавленных чешуй-блоков с неравномерно проявленными метаморфизмом, ультраметаморфизмом и магматизмом. Ширина зоны вместе с Азово-Павлоградским разломом от 10 до 40 км. Орехово-Павлоградская зона – шов на столкновении двух плит. При этом считается, что более тяжелая океаническая кора Среднеприднепровского блока поддвинута под Приазовский блок [204, 578, 973]. На севере структуры, по данным В.А.Шпыльчака [849], установлены дистенсодержащие метapelиты, которые могут рассматриваться как реликты сохранившегося высокобарического метаморфизма. В Орехово-Павлоградской зоне частично объединены структуры смежных блоков – Приднепровского и Приазовского. Так, по данным Н.П.Щербака и др. [880], южные продолжения Белозерской и Конкской структур с перерывами переходят в Приазовский блок в виде Новогородской и Северотерсянской чешуй. На поверхности Мохо Орехово-Павлоградской зоне соответствует желоб глубиной в разных частях зоны от 46 до 54 км, однако, коро-мантийная смесь, в отличие от других шовных зон УЩ, отсутствует [975]. Простирание желоба совпадает с простиранием зоны. В северной части Орехово-Павлоградской полосы Приазовский блок взброшен на 8 км: там находится Волчанский выступ.



и Северотерсянской чешуй. На поверхности Мохо Орехово-Павлоградской зоне соответствует желоб глубиной в разных частях зоны от 46 до 54 км, однако, коро-мантийная смесь, в отличие от других шовных зон УЩ, отсутствует [975]. Простирание желоба совпадает с простиранием зоны. В северной части Орехово-Павлоградской полосы Приазовский блок взброшен на 8 км: там находится Волчанский выступ.

Главные разломы Приазовья имеют северо-западное или северо-восточное простирание. К ним относятся Орехово-Павлоградский, Западно-Приазовский, Сорокинский, Малоянисольский, Мануильский, Криворожско-Павловский, Кальмиусский и Еланчикский разломы. Субширотное простирание имеют Конкско-Зачатьевская, Волновахская и Бердянская зоны разломов [277] (рис. 8.2).

Рис. 8.2. Схема главных разрывных нарушений Приазовского блока [323]. Разломы: 1 – докембрийские, 2 – палеозойские, 3 – мезокайнозойские, 4 – неуставленного возраста; 5 – штрих в сторону опущенного крыла, цифра – величина смещения.

Глубинная структура земной коры Приазовского блока своеобразна.

Керченско-Славянской зоной разломов субмеридионального простирания Приазовский блок делится на две части с разным строением земной коры и рельефом поверхности Мохо (рис. 8.3) [132]. Земная кора западной части Приазовья имеет обычное для УЩ слоисто-блоковое строение. В ней отчетливо выделяется горизонт К2 – поверхность базальтового (гранулитового) слоя. Мощность гранитного и базальтового слоев около 20 км каждый. Мощность гранитного слоя несколько уменьшается к югу, в сторону Скифской платформы, и возрастает в сторону ДДВ. Поверхность Мохо сильно дифференцирована.

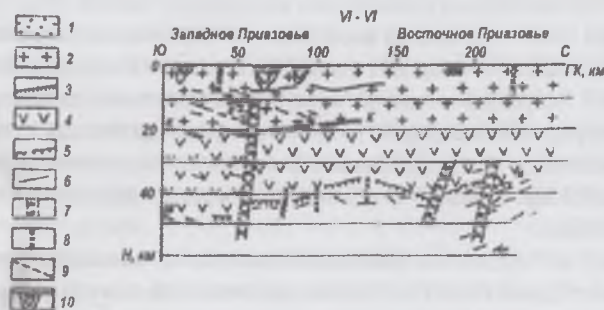


Рис. 8.3. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ по линии Таганрог-Новониколаевка [132]. Отношение масштабов 1: 2. 1 – осадочный слой, 2 – “гранитный” слой, 3 – раздел Коирада, 4 – “базальтовый” слой, 5 – раздел Мохоревича, 6 – отдельные отражающие площадки, 7 – глубинные разломы, 8 – крупные разломы, 9 – разломы по геологическим данным, 10 – приповерхностные геологические структуры.

Тектоника Восточного Приазовья существенно отличается от тектоники Западного Приазовья [493].

Глубинная структура Восточного Приазовья отличается тем, что там не установлен раздел К<sub>2</sub>: разделение на гранитный и базальтовый слои невозможно. Это связано с тем, что Восточное Приазовье насыщено интрузиями разного состава и возраста, причем некоторые из них имеют явно мантийное происхождение. А.Г.Насад и др. [558] определили, что под щелочными массивами – Октябрьским и Южнокальчикским, – поверхность Мохо поднята на 36 км: ситуация близка к таковой у зеленокаменных структур Приднепровья. Е.Б.Глевасский определяет Восточное Приазовье как вулканоплутонический пояс.

А.Г.Насад и др. [558] на примере Приднепровского и Приазовского блоков доказали, как уже отмечалось выше, наличие взаимосвязи морфологии поверхности Мохо и поверхностных структур докембрийского фундамента. Взаимосвязь подтверждается хорошим совпадением контуров поверхности Мохо и наземных структур. Для Приазовского блок глубины залегания Мохо установлены в пределах 46-34 км. Под гранулитовыми полосами наблюдаются опускания Мохо. Под зеленокаменными структурами, как это доказано для Приднепровья, должны существовать поднятия Мохо. На Приазовье, под структурами, от-

носимыми к зеленокаменным, таких поднятий не установлено. Мощность коры возрастает также под мигматит-гранитовыми анти-формами. Так, под Салтычанским блоком поверхность Мохо залегает на глубине 44 км, под Волчанским блоком – на глубине 48-40 км. Значительные смещения Мохо установлены вдоль крупных разломов. Например, вдоль Малоянисольского разлома определено опускание Мохо до 42-44 км. С глубинными разломами совпадают дайковые пояса. Так, Г.Л. Кравченко, вероятно впервые, выделил 7 дайковых поясов, Н.Н.Шаталов – 5 поясов [403, 831].

Геодинамическая модель взаимоотношений Приазовского и Приднепровского блоков с позиций плитовой тектоники разработана Г.И.Каляевым и Е.Б.Глевасским [320]. Система их доказательств базируется главным образом на интерпретации геодинамической роли Орехово-Павлоградской зоны. Приднепровский блок определяется как пассивный, а Приазовский – как активная континентальная окраина андийского типа. Орехово-Павлоградскую полосу авторы определяют как границу поглощения океанической коры, как шов, объединяющий два микроконтинента, а в целом – как зону сгущивания отложений континентальных склонов и океанической коры между литосферными блоками. Е.М.Шеремет и др. [963] обосновывают поддвижение Приднепровского блока под Приазовский на основе геоэлектрических расчетов.

Главные доказательства предложенной модели следующие.

Резко различный, по мнению авторов, структурный план соседних блоков. Увеличенная мощность земной коры в пределах Орехово-Павлоградской зоны; при этом пластины базит-ультрабазитовых пород принимаются как реликты океанической коры. Пассивная роль Приднепровского блока, по их мнению, является следствием его неглубокого эрозионного среза, что доказывалось хорошей сохранностью зеленокаменных структур. О приподнятости западной части Приазовского блока относительно восточной части Приднепровского свидетельствуют проявления гранулитов Орехово-Павлоградской полосы, а признаки высокотемпературного метаморфизма и тектонического раздавливания чешуй – о высоком давлении.

Наиболее убедительны из приведенных доказательств три факта: наличие утолщения земной коры в пределах зоны сочленения Приднепровского и Приазовского блоков, базит-ультрабазитовый породный состав зоны и приподнятость западной части Приазовья. Об активном характере Приазовского блока свидетельствует относительно молодая магматическая деятельность – начиная с 2 млрд лет. Важным доказательством в пользу плитовой тектоники является, по нашему мнению, реально существующая латеральная петрологическая зональность Приазовского блока. Петрохимическая зональность заключается в возрастании с запада на восток щелочности магматических комплексов и явном в том же направлении уменьшении возраста магматических пород. Такая зональность – один из главных признаков молодых островных дуг.

Таким образом, в структуре Приднепровского и Приазовского блоков есть некоторые элементы плитовой тектоники, а именно: гипотетическая зона поглощения, латеральная зональность в континентальном блоке и внутренний вулcano-плутонический пояс. Нет ряда прочих островодужных элементов: зоны субдукции – о ней даже не упоминается, аккреционной призмы, самой островной дуги и других. Впрочем, требовать наличия всех этих элементов, не всегда присутствующих даже в молодых островных дугах, было бы чрезмерным. Не вдаваясь в обычную для мобилистов и фиксистеров дискуссию, следует подчеркнуть лишь одно принципиально важное обстоятельство: океанические плиты являются литосферными и способны перемещаться только по поверхности астеносферы. К началу протерозоя уже существовала мощная континентальная кора, о чем свидетельствуют породы гранулитовой фации, на которой формировалась вторичная по отношению к ней океаническая кора и еще больше утолщала континентальную кору. С учетом последней мощность литосферных блоков достигала 100-200 км, что вполне соизмеримо с горизонтальными размерами блоков. Следовательно, взаимодействовали тела литосферы в форме кубов и параллелепипедов, поддвижение которых один под другой вряд ли возможно. Это делает нереальным значительное поддвижение одного блока под другой. Мы считаем более правдоподобным определение авторов Орехово-Павлоградской зоны как зоны сгущивания.

Отрицать подвижность блоков было бы просто неразумно. Всё дело в том, каковы масштабы этой подвижности. О реальности вертикальных подвижек вплоть до настоящего времени свидетельствуют морские отложения на щите и его эрозионный срез. С вертикальными движениями, как справедливо указывал А.В.Чекунов, неразрывно связаны горизонтальные движения. Если амплитуда вертикальных движений, исходя из расчета метаморфических реакций гранулитовой фации, достигала 30 км, то и горизонтальные движения вряд ли намного превышали эту величину. Амплитуда движения блоков вдоль разломов редко превышает 10 км. Вообще мощность докембрийских щитов по всей Земле довольно выдержанная. Ее средняя величина – 43,5 км [746], а перепады мощности порядка 5 км уже считаются заметными.

Принимая Орехово-Павлоградскую зону как зону сгущивания, мы предлагаем для Приазовского блока «качельную» модель (см. выше). Согласно этой модели на рубеже около 2000 млн лет Приазовский блок испытал качание: западная его граница поднялась, а восточная – опустилась. Западное поднятие блока уже обсуждалось. Восточное опускание документируется утонением земной коры, доказанным А.Г.Насадом и др. [558], активным раннепротерозойским щелочным и столь же активным фанерозойским дайковым магматизмом. Ситуация аналогична таковой для Волюно-Подольского блока, и в чем-то подобная рифтовому магматизму в Приднепровье. Отличие от последнего в том, что молодой раннепротерозойский магматизм Восточного Приазовья значительно более разнообразный и по генезису является как мантийным, так и коровым.

## 8.2. Стратиграфия

Стратиграфия Приазовского блока одна из самых сложных, если не самая сложная на УЩ. Она постоянно совершенствуется в сторону усложнения. Приазовский блок – первично-гранулитовая область. Он испытал два крупных этапа метаморфизма: прогрессивный гранулитовый и регрессивный амфиболитовый. К.Е.Есипчук и Е.Б.Глеваский [265] обосновывают также наличие двух этапов гранитизации. В архейский этап сформировались породы чарнокитового ряда, а в протерозое – биотито-



вые и амфибол-биотитовые мигматиты и граниты. В действительности таких этапов было больше. Первично-гранулитовые образования сохранились в виде отдельных наибольших структур или просто скиацитов в мигматитах. Породы, слагающие эти реликтовые структуры, за небольшими исключениями, также подверглись регрессивному метаморфизму вплоть до зеленокаменного и тогда возникает вопрос: какие из структур являются реликтовыми гранулитовыми и какие наложенными?

По мнению Н.П.Щербака и др. [884], наиболее крупными геологическими событиями Приазовского блока являются: формирование пород гранулитовой фации, гранитоидов и щелочных комплексов. Время метаморфизма гранулитовой фации достоверно не определено. Поскольку главные серии ареального развития – западноприазовская и центральноприазовская, – предполагаются на разных стратиграфических уровнях, то надо признать по крайней мере два этапа гранулитового метаморфизма.

Главными этапами формирования земной коры Приазовского блока Н.П.Щербак и др. [884] предполагают формирование коры основного и ультраосновного состава (3800-3600 млн лет), гранулитовый метаморфизм и формирование древнейших эндробитов (3600-3400 млн лет), заложение отдельных зеленокаменных структур и осадочно-вулканогенных толщ западноприазовской серии (3300-2900 млн лет), тектоническую дифференциацию Приазовского блока и формирование разных по глубинности гранитоидов (2900-2600 млн лет), формирование вулканогенно-осадочных толщ центральноприазовской серии (2600-2150 млн лет), гранитоидный, основной и карбонатитовый магматизм (2150-2000 млн лет), щелочной и субщелочной магматизм (1850-1750 млн лет).

В настоящее время сложилось мнение о трехъярусном строении Приазовского блока. Самый нижний, инфраструктурный ярус, представляют собой толщи западноприазовской серии. Следующий, супраструктурный ярус, слагают толщи центральноприазовской серии. Верхний супраструктурный ярус составляют наложенные структуры типа Сорокинской. Одними авторами эти структуры рассматриваются как грабен-синклинали, другими – как зеленокаменные структуры. Обе точки зрения являются спорными (см. ниже). К третьему ярусу безусловно относится, по нашему мнению, единственная структура – Гуляйпольская. Трехъярусное строение – геологическая особенность Приазовского блока; в других районах оно так четко не выражено.

За основу геологического разреза Приазовья до недавнего времени принималась западноприазовская серия, которая сопоставлялась с коньско-верховцевской серией Приднепровья. После того, как в пределах Орехово-Павлоградской зоны были обнаружены древнейшие на УЩ породы с возрастом 3,65 млрд лет [881], в низы разреза была помещена новопавловская толща (свиты). По мнению Н.П.Щербака и др. [884], состав пород новопавловский гранулитовой толщи вполне сопоставим с низами западноприазовской серии и новопавловскую толщу следует относить к этой серии. Тогда дату 3700 млн лет можно принять за время формирования инфраструктурного яруса Приазовья – западноприазовской серии. Других радиоизотопных определений, подтверждающих древний возраст западноприазовской серии к настоящему времени не имеется. По мнению Г.В.Артеменко, Приазовье в геохронологическом отношении вообще изучено слабо [13]. В качестве косвенных доказательств древнего возраста западноприазовской серии он приводит данные о самых древних породах Земли. По петрографическим описаниям можно судить, что большая часть датированных пород, даже с возрастом 4200 млн лет не являются первично-магматическими, но имеющими длительную предысторию, которая включает магматизм, осадочный цикл и гранулитовый метаморфизм. Ко времени 4200 млн лет уже существовала мощная кора, которая могла обеспечить гранулитовый метаморфизм. Н.П.Щербак и др. [882] указывают, что древний возраст западноприазовской серии подтверждается значениями Sm-Nd модельного возраста – 4,24-3,62 млрд лет. Эти породы существенно переработаны при образовании чарнокитоидов шевченковского комплекса (2,8 млрд лет). На фундаменте пород западноприазовской серии заложены, по их мнению, зеленокаменные структуры.

По Приазовскому району имеются следующие даты, усиленные определениями модельного Sm-Nd метода [13].

Для амфибол-биотитовых гнейсов верхнетокмакской толщи – останцов инфраструктурного яруса, обнаженных по рекам Мокрой и Сухой Конке, по метаморфогенному циркону получен возраст 2790 млн лет;  $T_{Nd} (DM) = 4245$  млн лет. Метаморфогенный циркон из биотитовых гнейсов Волчанского выступа (западноприазовская серия) имеет возраст 2720 млн лет,  $T_{Nd} (DM) = 3-770$  млн лет. Для гранат-биотитовых гнейсов Васильковского участка  $T_{Nd} (DM) = 4100$  млн лет. Среди других аналогичных данных обращает внимание возраст циркона из биотитовых гнейсов обнажения по р.Буртичия напротив хут.Сороки. Возможно, это тот реликт гранулитов, который некоторые исследователи рассматривают как тектонически преобразованный фрагмент раннеархейского фундамента, а другие – как более высоко метаморфизованные породы осипенковской свиты. Если это реликт, то возраст циркона, равный 3350 млн лет, можно рассматривать как верхний возраст центральноприазовской серии. Г.В.Артеменко считает, однако, что эта цифра датирует фундамент Сорокинской структуры. Возраст самой осипенковской свиты определяется по циркону из плагио-рио-дацитов и равен 3160 млн лет. На основании приведенных датировок и соображений Г.В.Артеменко делает вывод о формировании западноприазовской серии в интервале 4250-3800 млн лет. Дата 2700 млн лет, по его мнению, определяет время наложенного амфиболитового метаморфизма пород западно-приазовской и центральноприазовской серий. Остается неясным, почему не подверглись амфиболитовому метаморфизму породы зеленокаменных структур?

Стратиграфия Приазовья, согласно опубликованной схеме ИСК-1999 и принятой в ней номенклатуре, кратко изложена ниже. Надо учесть при этом, что на совещании «Геология и магматизм УЩ» в 2000 г. были произведены значительные изменения в стратиграфической схеме, но никаких публикаций об этом, к сожалению, не было.

В основании разреза Приазовья находится новопавловская толща. Вероятно, ее следует относить к западноприазовской серии [883]. Следующая, западноприазовская серия расчленена на две толщи (свиты).

Нижняя – верхнетокмакская толща, – сложена пироксенсодержащими кристаллосланцами и плагиогнейсами, амфиболитами, амфиболовыми плагиогнейсами и мигматитами по ним.

В верхней – кайинкулакской толще, – преобладают плагиогнейсы – амфиболовые, биотит-амфиболовые с редкими прослоями основных (пироксенсодержащих и амфиболовых) кристаллосланцев и амфиболитов. В отличие от днестровско-бугской, в разрезах западноприазовской серии (кроме новопавловской толщи) не указаны породы базит-ультрабазитовой формации [888].

Породы западноприазовской серии вскрываются в наиболее пригодных блоках – в Салтычанском антиклинории Западного и в Кальчик-Кальмиусском антиклинории Восточного Приазовья. Все породы серии мигматизированы. Первоначальный метаморфизм западноприазовской серии определяется гранулитовой фацией, что впервые доказали Б.Г.Яковлев и Т.Г.Хмарук [919].

Центральноприазовская серия – вторая гранулитовая серия ареального распространения. В эрозионном срезе породы серии выступают преимущественно в виде разобщенных реликтовых структур. По набору пород и радиоизотопным определениям центральноприазовская серия вполне сопоставима с бутской серией Днестровско-Бутского района. Иногда толщю пород центральноприазовской серии в целом определяют как кондалитовую формацию [491]. Считается, что центральноприазовская серия со структурным несогласием залегает на породах западноприазовской серии. Она также разделена на две свиты.

Нижняя – темрюкская свита, – сложена биотитовыми, гранатовыми, графитовыми, вы-сокоглиноземистыми, амфиболовыми и амфибел-пироксен-биотитовыми, плагиогнейсами и кристаллосланцами, безрудными кварцитами, мраморами и кальцифирами с маломощными прослоями гранат-пироксен-магнетитовых кварцитов, метагравелитов и метаконгломератов [888]. Породы обычно в разной степени мигматизированы.

В составе верхней – дьяновской (сачкинской) свита, – железорудные месторождения, представленные пироксен-, гранат- и дупироксеновыми магнетитовыми кварцитами в ассоциации с маломощными базит-ультрабазитовыми интрузиями. Состав пород пестрый: био-титовые, гранатовые, глиноземистые, амфиболовые, дупироксеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы, эвлизиты, кальцифиры, мраморы, безрудные кварциты.

Максимум метаморфизма пород центральноприазовской серии также достигал гранулитовой фации. Регрессивный метаморфизм осуществлялся в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Наиболее представительные разрезы серии – в Мангушском и Корсакском синклинориях.

Между западноприазовской и центральноприазовской сериями выделены толщи (свиты): косивцевская (3,5 млрд лет), новгородская (3,2-3,1 млрд лет) и осипенковская (3,0-2,8 млрд лет). Венчают разрез Приазовья палеопротерозойские толщи (свиты): дибровская (2,6-2,5 млрд лет), гуляйпольская и садовая (2,4-2,3 млрд лет). Стратиграфическое положение трех последних свит в соответствии с новыми радиоизотопными данными, вероятно, вскоре будет изменено.

Вопросы по поводу схемы НСК-1999 возникают сразу и первый из них такой: почему свиты, считающиеся наложенными, в частности, косивцевская и осипенковская, располагаются стратиграфически ниже гранулитовой центральноприазовской серии? И почему более поздний гранулитовый метаморфизм не охватил эти толщи?

На целый ряд нерешенных вопросов стратиграфии Приазовья указывает К.Е.Есипчук с соавторами [269]. К ним относятся: положение новопавловской толщи и ее соотношение с верхнеюкмакской, кайинкулакской и волчанской толщами; геологическая позиция зеленокаменных структур и садовой толщи; соотношение центральноприазовской серии с дибровской свитой; положение гуляйпольской свиты; соотношение новопавловских мафит-ультра-мафитового и тоналит-эндербитового комплексов; объем обиточненского, шевченковского и анадольского комплексов [492].

## 8.3. Петрография метаморфических пород

### 8.3.1. Новопавловская ассоциация

Новопавловская структура, в которой установлены древнейшие образования Евро-азиатского континента, находится в средней части Орехово-Павлоградской зоны [881]. Впоследствии были установлены другие районы развития древних пород – на Васильковском участке, а также в блоках Гайчур и Волчья [16, 868].

Новопавловская структура сложная. В ее составе преобладают ультраосновные и основные породы (60%) – перидотиты, пироксениты, серпентиниты, горнблендиты, метабазиты с прослоями железистых пород и кристаллосланцев [881]. Эту часть ассоциации и примерно в таком же объеме В.Ф.Киктенко [339], затем Б.З.Берзенин и др. [72] еще раньше предлагали выделить в качестве новопавловской свиты. Меньшую часть составляют эндербиты, тоналиты, трондьемиты и мигматиты. В стратиграфической схеме новопавловская ассоциация разделена на два комплекса: новопавловский базит-ультрабазитовый с возрастом около 3600 млн лет и более молодой новопавловский эндербит-тоналитовый с возрастом около 3500 млн лет. Слагающие ассоциацию породы представляют собой останцы мощностью до 5 км и протяженностью до 15 км. Общая длина Новопавловской структуры 15 км. Вмещающими для древнейших пород служат гнейсы и амфиболиты, метаморфизованные в гранулитовой фации, а также трондьемиты шевченковского комплекса. Последние являются, по нашему мнению, диафорритами по эндербитам токмакского комплекса.

Поскольку данных по слагающим Новопавловской структуру комплексам и толщам очень мало, мы ограничимся краткой обобщенной совместной характеристикой слагающих ее пород.

Перидотиты представлены гарцбургитами. Серпентиниты имеют антигорит-хризотило-вый состав, содержат реликты пироксенов, флогопита, а в аксессуарном количестве – магнетит и циркон.

Пироксениты – массивные крупнозернистые вебстериты, по-видимому, кумуляты. Состав наименее измененных пород такой: ортопироксен ( $f=32\%$ ) – 70-75%, клинопироксен ( $f=17\%$ ) – 5-7%, оливин – 0-10%, роговая обманка и тремолит – 5-10%, флогопит – 10-20%, плагиоклаз №№ 32-34 – 1-2%, апатит, циркон, рутил. Роговая обманка бурая, флогопит красновато-бурый,  $TiO_2=0,88-2,90\%$ . Гиперстен замещается куммингтонитом и актинолит-тремолитовым амфиболом,  $f=10-22\%$  [881].

Эндербиты – средне-крупнозернистые породы с массивной, реже – гнейсовидной текстурой. Их состав: ортопироксен – 3-5, клинопироксен – 1-2, гранат – 0-5, биотит, плагиоклаз №№ 26-32 – 65-75, кварц – 10-20, калишпат – 1-3%. Судя по

описанию Н.П.Щербака и др. [881] эндробиты напоминают чарнокитоиды ятрянского типа Среднего Побужья. Кроме таких, по нашим наблюдениям в шлифах, есть эндробиты и гайворонского типа, которые распознаются только по характерной гранобластовой структуре, поскольку пироксен в них замещен биотитом и амфиболами. Плаггиограниты и апотоналитовые плаггиомигматиты тоналит-грандземитового ряда преимущественно биотитовые, реже – амфибол- или гранат-биотитовые. Их состав: плаггиоклаз №№ 18-20 – 60-70, кварц – 16-18, ортопироксен ( $f=45\%$ ) – 2-5, роговая обманка – 1-8, биотит – 5-7, микроклин – 3-6%.

К новопавловской толще авторы [881] относят также следующие метаморфические породы, которые, скорее всего входят в состав западноприазовской серии.

Амфиболиты – мелко- и среднезернистые породы, сложенные плаггиоклазом №№ 27-41, роговой обманкой, биотитом, реликтами пироксенов. Гиперстен-плаггиоклазовые кристаллосланцы состоят из гиперстена,  $f=34-47\%$ , плаггиоклаза №№ 20-36, красно-бурого биотита. Клинопироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы сложены клинопироксеном,  $f=31\%$ , плаггиоклазом №№ 28-37, зеленой роговой обманкой,  $f=31-38\%$ , ферропаргаситовой роговой обманкой,  $f=50-53\%$ , а также биотитом и пироп-альмандиновым гранатом. Сквжинами вскрыты и типичные двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы. Магнетит-гиперстен-гранатовые кварциты этой структуры имеют не характерную для гранулитовых пород тонкополосчатую и даже сланцеватую текстуру. Кроме перечисленных пород установлены также силлиманитовые, силлиманит-кордиеритовые, графит-биотитовые, гранат-биотитовые плаггиогнейсы.

Таблица 8.1.

Химический состав пород новопавловской ассоциации

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	48,00	53,57	46,37	68,10	72,00	66,76
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,47	0,24	0,48	0,20	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,07	3,08	8,57	14,36	14,45	14,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	1,60	3,15	1,00	0,18	0,72
FeO	10,27	11,06	4,02	2,94	2,51	2,80
MnO	0,32	0,31	0,10	0,15	0,08	0,05
MgO	18,10	23,83	23,12	2,80	1,10	1,36
CaO	4,70	3,02	3,08	2,92	2,98	4,95
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,40	0,16	4,02	4,26	4,70
K <sub>2</sub> O	3,30	1,80	3,49	2,08	0,64	1,90
F	0,02	0,02	0,36	0,03	–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,08	0,04	0,14	0,08	0,18
CO <sub>2</sub>	0,94	0,21	0,77	0,32	0,43	
H <sub>2</sub> O	0,06	–	1,26	–	–	0,01
П.п.п.	2,74	1,00	4,95	0,50	1,15	0,76
Сумма	100,31	99,94	99,50	99,82	100,06	99,70
F	42	35	24	59	72	72
Fo	19	13	44	37	7	20

Примечание. 1, 2 – пироксениты; 3 – пироксенит измененный, с реликтами пироксенов; 4 – тоналитовый гнейс, среднезернистый, полосчатый; 5 – эндробит среднезернистый, массивный; 6 – тоналит, Васильковский участок. Анализы 1-5 из [83], 6 – из [16].

Гнейсы эндробитового состава имеют повышенные значения  $\delta^{18}O$  (+8,6), что немного превышает пределы характерные для мантийных пород, но совпадает со значениями, определенными для гнейсов серии Исуа. По данным изотопно-кислородной термометрии, в тоналитах Новопавловской структуры установлены «реликтовые» температуры 750-800°C [881].

Результаты радиоизотопных исследований следующие. Для тоналитов получена дата 3,56, для пироксенитов – 3,65, для эндробита – 3,4 млрд лет [881]. Метаморфизм гранулитовой фации осуществлялся при 2,9 млрд лет. Данные, полученные на ионном микрозонде, подтверждают результаты классического метода: циркон из тоналита – 3,67, циркон из ультрабазитов – 3,68-3,65, циркон из эндробитов – 3,4 млрд лет [83]. Для ультрабазитов также получен Sm-Nd модельный возраст 4,08 млрд лет (Chur). Величина  $\epsilon_{Nd}$  равная +1,4, свидетельствует об отделении исходных пород от деплетированной мантии. Если это так, то еще до висдрения ультрабазитов новопавловского комплекса происходил активный мантийный магматизм, который привел к истощению мантии.

В последние годы установлено, что гранитоиды новопавловского тоналитового комплекса занимают преобладающую часть Орехово-Павлоградской зоны. Тоналиты имеют активные контакты с пироксенитами. Обычно считают, что тоналитовые гнейсы во всех известных случаях прорывают базит-гипербазитовые породы, оказывая на них контактовое воздействие. Так, в тоналитовом комплексе Амтсок с возрастом 3,75 млрд лет заключены многочисленные ксенолиты и останцы коматиит-толеитовых вулкаников и железистых кварцитов.

Химический состав пород новопавловской ассоциации отчетливо бимо-дальный (табл. 8.1). Пироксениты отличаются высокой железистостью и высоким содержанием K<sub>2</sub>O и являются, по сути, субщелочными породами. Последнее объясняется высоким содержанием флогопита. На диаграмме AFM фигуративные точки основных и ультраосновных пород располагаются вдоль тренда современных океанических пород. Б.З.Берзин [72] определяет основные породы как метатолиты.

Метаморфическая эволюция пород новопавловской толщи заключается в преобразовании высокотемпературных парагенезисов минералов в менее высокотемпературные, при этом первые наблюдаются в виде реликтов среди вторых. В двупироксеновом парагенезисе metabазитов бурая роговая обманка замещается по периферии зерен бледным эднитовым амфиболом, клинопироксен замещается зеленой роговой обманкой и порода превращается в типичный амфиболит с реликтами пироксенов. В кристаллах граната из метатолитов возникает регрессивная зональность, в биотитах понижается содержание TiO<sub>2</sub> с 5 до 2-3%. Температура метаморфизма, рассчитанная по двупироксеновому и биотит-гранат-кордиеритовому термометрам понижается с 750 до 680°C. Давление при максимуме метаморфизма оценивается в 770 МПа против 800-900 МПа для пород днепровско-бугской серии Побужья. Согласно этим данным, тренд эволюции РТ-условий метаморфизма, начинаясь в поле силлиманита, с понижением температуры частично переходит в поле дистена [881].

Распределение РЗЭ в мафит-ультрамафитах отличается недифференцированным (от 10 до 40 хондритовых уровней), а в эндробитах – слабо дифференцированным (от 1 до 40 хондритовых уровней) характером. Мафит-ультрамафиты заметно обогащены тяжелыми РЗЭ. Отношение  $(La/Yb)_N$  в обоих типах пород изменяется от 2 до 4. Мафит-ультрамафиты, как типично мантийные образования, не несут европиевой аномалии, тогда как для эндробитов установлен четкий европиевый максимум.

Васильковский участок находится на северной оконечности Орехово-Павлоградской зоны [16]. Метаморфические породы на Васильковском участке расчленены на две толщи: нижнюю, метабазит-ультрабазитовую (новопавловская), и верхнюю – осадочно-метаморфическую (волчанскую). Волчанская толща является стратиграфическим аналогом драгунской толщи Западного Приазовья. Метаморфические породы обеих толщ, как и на Новопавловском участке, встречаются в виде ксенолитов среди тоналитов.

Новопавловскую толщу на Васильковском участке слагают главным образом метабазиты с телами перидотитов, серпентинитов, актинолититов и прослоями магнетит-пироксеновых кварцитов, биотит-амфиболовых, биотит-гранатовых плагиогнейсов. Волчанскую толщу слагают двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, глиноземистые гнейсы, магнетитовые и безрудные кварциты.

По циркону из тоналитов Васильковского участка определен возраст 3400 млн лет. По циркону из биотит-гранатового плагиогнейса волчанской толщи получена дата 3085 млн лет при том, что их Sm-Nd модельный возраст  $T_{Nd} (DM)$  равен 4100 млн лет. Авторы [16] считают, что эти даты отражают минимальный возраст формирования пород. Для его уточнения необходимы определения на ионном микрозонде.

Основываясь на результатах изучения Новопавловской структуры, авторы [881] делают вывод о пироксенит-толеит-тоналитовом, с примесью высокоглиноземистых и железистых пород, составе дозеленокаменной коры Украинского щита.

### 8.3.2. Западноприазовская серия

Серия сложена амфибол-, реже пироксенсодержащими кристаллосланцами и плагиогнейсами в переслаивании с биотитовыми плагиогнейсами. Пироксены обычно в той или иной степени замещены зеленой или синевато-зеленой обыкновенной роговой обманкой. Такая же роговая обманка развита в беспироксеновых амфиболитах и биотит-амфиболовых плагиогнейсах. Гранатсодержащие кристаллосланцы редки.

В Салтычанском антиклинории породы западноприазовской серии слагают Лозоватскую антиклиналь, обрамляющую антиклинорий с запада, и ряд более мелких складок [770].

Двупироксеновые кристаллосланцы выступают в виде реликтов. Судя по широкому развитию основных пород, – метаморфических производных по этим кристаллосланцам, первоначально гранулиты были распространены повсеместно [919]. Особенность приазовских основных гранулитов – высокая железистость в парагенезисе с гранатом как орто- (до 64%), так и клинопироксена (до 50%). Гранат ( $f=86\%$ ) содержит до 11% пироба и до 18% гроссуляра (табл. 8.2). В безгранатовых породах железистость пироксенов значительно ниже, соответственно, 38 и 26%.

К западноприазовской серии относятся, возможно, реликты основных кристаллосланцев в гнейсо-энтербитах «надрудной толщи» Мариупольского рудного поля [290].

Таблица 8.2.

Химический состав минералов и пород западноприазовской серии

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	48,28	38,34	34,93	37,87	41,47	43,95	39,30	35,48	45,73	35,12	44,88	49,42
TiO <sub>2</sub>	–	0,05	4,77	1,01	1,01	1,78	0,04	4,78	45,73	35,12	0,51	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,24	21,09	17,90	20,41	10,58	10,40	21,40	18,18	4,55	9,48	16,82	12,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	1,39	2,18	0,57	4,77	3,38	0,29	2,70	2,67	17,83	2,53	2,67
FeO	6,03	29,49	15,44	27,36	18,00	9,19	3,02	15,50	20,26	6,91	9,17	6,10
MnO	0,05	0,79	0,01	2,61	0,32	0,11	0,57	0,06	0,33	0,55	0,23	0,15
MgO	9,56	6,77	10,98	2,78	7,21	15,09	6,00	9,77	3,15	0,14	8,35	12,47
CaO	0,14	1,05	0,42	6,64	11,42	11,76	2,00	0,56	21,63	28,84	12,92	11,64
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,09	0,30	0,16	1,44	1,46	0,50	0,16	0,41	0,14	1,32	1,48
K <sub>2</sub> O	0,09	0,07	9,24	0,12	1,19	0,85	0,20	8,50	–	0,04	0,85	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,23	0,23								0,05	0,16
SO <sub>3</sub>	0,10	0,12	0,06								0,14	0,01
S											–	0,07
CO <sub>2</sub>											0,14	–
H <sub>2</sub> O–	0,12	–	0,15	0,04	0,03	0,22		0,32			0,13	0,10
П.п.п.	3,01	0,95	3,14	0,40	1,82	1,90	0,10	3,85	1,12	0,52	1,76	1,89
Сумма	100,25	100,43	99,75	99,97	100,32	100,09	100,42	100,21	100,20	100,11	99,80	99,66
F, f	28	72	47	86	61	29	26	49	80	98	59	42
Fo, fo	4	2	6	1	11	14	4	7	6	54	22	30

Примечание. 1 – кордиерит из биотит-гранат-кордиеритового гнейса, р. Токмак; 2 – гранат, там же; 3 – биотит, там же; 4 – гранат из гранат-двупироксенового кристаллосланца, р. Кайинкулак; 5 – роговая обманка, там же; 6 – роговая обманка из двупироксен-плагиоклазового кристаллосланца, р. Токмак; 7 – гранат из биотит-гранат-кордиерит-силлиманитового сланца, б. Вали-Тарама, р. Кальчик; 8 – биотит из биотит-гранат-кордиерит-силлиманитового плагиогнейса, р. Кальчик; 9 – клинопироксен из скарноида, х. Сачки; 10 – гранат, там же; 11 – габбро-амфиболит, мелкозернистый, р. Токмак; 12 – амфиболит, р. Чокрак, с. Елисеевка. Анализы 1-3 из [798], 4-8 – из [770], 11-12 – из [757]

Б.Г.Яковлев и др. [272] к наиболее ранним парагенезисам кристаллосланцев относят такие:  $OPx_{38-51} + CPx_{25-47} + Hbl_{28-50} + Pl_{40-75} + Gr$  и  $OPx_{55-60} + CPx_{43-48} + Gr_{78-86} + Pl_{36-55}$ . Эти авторы допускают существование еще более раннего гранулитового метаморфизма, реликты которого прослеживаются в виде плагиоклаза – лабрадора и зональных пироксенов.

В Кальчик-Кальмиусском антиклинории основные кристаллосланцы такие же, как в Салтычанском антиклинории. Ортопироксен, помимо роговой обманки, замещается также высокотитанистым биотитом ( $TiO_2=4,9\%$ ). Процессы эндербитизации основных пород проявлены здесь более четко [770]. При чарнокитизации основных пород этого антиклинория появляется более магниальный гранат состава:  $Alm_{12} Py_{22} Sps_2 Gs_2 Anr_2$ . При регрессивном метаморфизме пироксеносодержащих пород последовательно возникают сначала кристаллосланцы с клинопироксеном, затем беспироксеновые амфиболиты.

Метапелиты представлены гранат-биотитовыми гнейсами:  $Gr_{79} + Bt_{40} + Fsp + Qu$ . Согласно этому парагенезису,  $T=660^\circ C$ ,  $P=600$  МПа следовательно, метаморфизм не превышал высокой амфиболитовой субфации. Однако, установлены реликты сапфиринов-кордиерит-биотитовых сланцев, а это – несомненные образования гранулитовой фации [638]. Для железисто-кремнистых пород Верхнетокмакского участка получена цифра  $760^\circ C$  и очень высокая активность кислорода:  $-lg fO_2=10,4$

К западноприазовской серии относятся, по видимому, глиноземистые гнейсы бассейна р. Токмак, изученные Т.Г.Хмарук [798]. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы имеют состав: биотит – 1-30, гранат – 0,3-16, плагиоклаз – 43-2, кварц – 7-70, микроклин – 0-52, кордиерит – 0-39, силлиманит – 0-6%, графит. Аксессуары: монацит, шпинель, рутил. Биотит красноватый (первичный) и зеленоватый (вторичный).  $TiO_2=2,7-4,8\%$ ,  $f=32-68\%$ . Гранат:  $Alm_{59-70} Py_{21-37} Gs_{3-5} Sps_{0,7-1,7}$ ; кордиерит:  $f=22-30\%$ ; плагиоклаз №№ 24-41; калишпат – решетчатый микроклин. Температуры, рассчитанные по гранат-биотит-кордиеритовому термометру, который из всех геотермометров считается самым надежным, находятся в пределах  $700-775^\circ C$ .

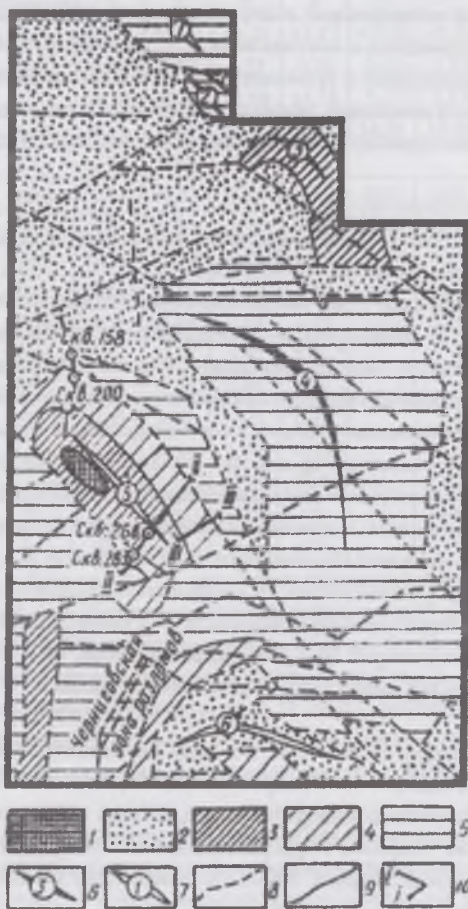


Рис. 8.4. Схема геологического строения Западноприазовского района [606].

Образования: 1 – нижнепротерозойской гуляйпольской свиты, 2 – верхнеархейские центральноприазовской серии, 3 – нижнеархейские кайинкулакской толщи, 4 – нижнеархейские косивцевской толщи, 5 – нижнеархейские токмакской толщи; пликативные структуры: 6 – антиклинали и купола (цифры в кружочках): 1 – Владимировский купол, 3 – Ивановская антиклиналь, 4 – Ремовская антиклиналь; 7 – синклинали (цифры в кружочках): 1 – Кунинская, 5 – Косивцевская, 6 – Белоцерковская; 8 – тектонические нарушения; 9 – стратиграфические контакты; 10 – структурные профили: 1-1 – Западно-Гайчурский, II-II – Новоселковский, III-III – Шевченковский.

В ядре Салтычанского антиклинория, вблизи контакта с диоритовым массивом обиточненского комплекса Г.Л. Кравченко установил цельзиан-анортит-эпидотовые метасоматиты и эпидозиты, сходные базавлукитами Приднестровья [433]. Наиболее изменены амфиболиты. Метасоматиты сложены анортитом №№ 90-97, цельзианом (Cs 83-88), низкожелезистым эпидотом ( $f=16-21$ ), светло-зеленой роговой обманкой, пироп-альмандиновым гранатом, клинопироксеном, обычно с кварцем и кальцитом. Никакой зональности в метасоматитах не наблюдается.

Известково-силикатные кристаллосланцы известны по всему Приазовью. Они описаны неоднократно по рекам Токмак, Токмачка, Юшанлы, Кайинкула и др. и входят, по-видимому, в состав западноприазовской серии. Среди этих пород выделяются кристаллосланцы, которые имеют минеральный состав и свойства силикатов такие же, как в кальцифирах, но отличаются от последних почти полным отсутствием карбонатов. Такие кристаллосланцы обычно чередуются с кальцифирами и мраморами [430]. Породы с высокожелезистыми силикатами Г.Л.Кравченко называет железисто-известково-силикатными сланцами и отмечает, что они никогда не встречаются совместно с кальцифирами [404]. Мы относим эти породы к скарноидам регионального метаморфизма. Скарноиды слагают линзы

и пласты мощностью до десятков метров среди мигматитов. По минеральному составу и особенностям минералов скарноиды такие же, как в других районах УЩ, например, на Среднем Побужье, хотя есть и некоторые отличия. В частности, клинопироксен в шлифах густо-зеленый, отчетливо плеохроирует и по составу более железистый:  $f=53-80\%$  (см. табл. 8.2). Характерная особенность клинопироксена – высокое содержание  $Al_2O_3=3,2-4,4\%$  и наличие эгиринового компонента ( $Na_2O=0,4-0,5\%$ ). По периферии зерна клинопироксена обрамляются гроссуляр-андрадитовым гранатом состава:  $Anr_{52-65} Gs_{25-30} Alm_{8-15} Py_1 Sps_1$ . Плагиоклаз менее основной, чем обычно: №№ 45-60. Роговая обманка сине-зеленая,  $f=63\%$ . Прочие минералы: скаполит, эпидот, титанил, магнетит, титаномгнетит. Предполагается, что скарноиды образовались за счет мергелистых осадков. Они служат хорошими индикаторами гранулитовой фации метаморфизма.

### 8.3.3. Косивцевская толща

Косивцевская толща (под таким названием) выделена по предложению Е.З.Берзенина в 1988 г. в составе западноприазовской серии. Стратиграфическое положение толщи неоднократно менялось. В схеме НСК-1999 косивцевская толща располагается выше западно-приазовской серии.

О геологическом положении толщи высказывались диаметрально противоположные взгляды. Так, С.И.Переверзев и др. [612] традиционно рассматривают Косивцевскую структуру как синклинали, выполненную первично гранулитовыми породами западноприазовской серии. Н.П.Щербак и др. [879] считают, что косивцевская толща представляет собой фрагмент раннеархейских зеленокаменных поясов. А.Б.Бобров и др. [96] убедительно показали, что в Косивцевской структуре имеются расслоенные потоки метакоматиитов, аналогичные таковым зеленокаменных структур Приднепровья. Е.Б.Глевасский [200] высказывается осторожно. По его мнению Косивцевская структура представляет собой сложный комплекс, выполненный как гранулитами западноприазовской серии, так и породами собственно зеленокаменных структур осипенковской серии (рис. 8.4, 8.5).

Доводы каждой из сторон убедительные, однако однозначного ответа на вопрос о генезисе Косивцевской структуры не дают.

По данным С.И.Переверзева и др. [612], косивцевская толща сложена преимущественно породами основного состава, расположенными на крыльях Косивцевской синклинали, ось которой простирается в северо-западном направлении. Северо-западное замыкание структуры с несогласием перекрывается толщами центральноприазовской серии. Подстилается Косивцевская структура относительно однообразными породами верхнетокмакской толщи, сложенной пироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами, гнейсами и амфиболитами. Породы верхнетокмакской толщи дислоцированы сложнее, чем косивцевской толщи, а также образуют купола. Между ними и породами кайинкулакской и косивцевской толщ установлено структурное несогласие. Состав косивцевской толщи более разнообразный: кроме пород, известных в составе верхнетокмакской толщи, в ней участвуют железисто-кремнистые и ультраосновные породы состава актинолититов и тремолититов. Косивцевская толща сечется, по определению авторов [612], диоритами и тоналитами обиточненского комплекса, которые они сравнивают с аналогичными породами сурского комплекса. Как выяснилось позднее, эти тоналиты принадлежат к значительно более древнему добропольскому комплексу [883].

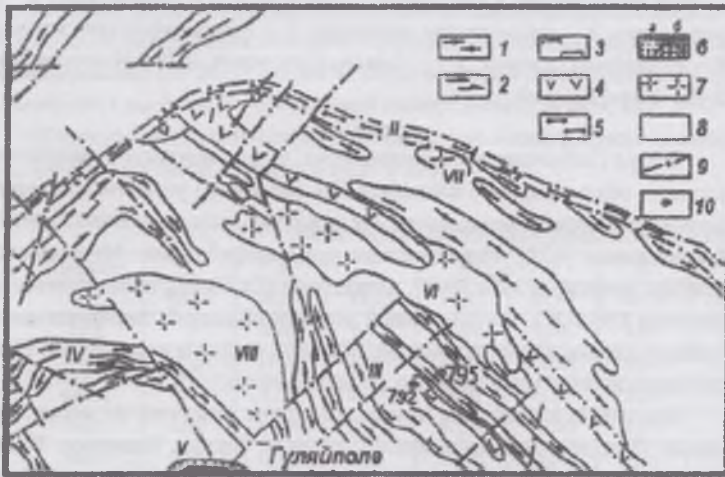


Рис. 8.5. Схематическая геологическая карта Косивцевского района [21].

Петровская толща западноприазовской свиты: 1 – гнейсы, 2 – амфиболиты, 3 – метультрабазиты; косивцевская толща: 4 – метаморфизованные базальты и коматииты; терноватская толща: 5 – амфиболиты, сланцы и гнейсы. Гуляйпольская свита: 6, а – метатерригенные породы, б, б – железисто-кремнистые породы; 7 – плаггиогранитоиды добропольского и шевченковского комплексов; 8 – мигматиты и гранитоиды шенченковского комплекса; 9 – разломы; 10 – скважины; I – Косивцевская ЗС; II – Терноватская полоса; III – Зеленовская синклинали; IV – Верхнетерсянская синклинали; V – Гуляйпольская брахисинклинали; VI – Добропольский массив; VII – Ризвянский массив; VIII – Воздвиженский массив.

Гранулитовые породы в Косивцевской синклинали встречаются в виде останцов, но они есть, и с этим фактом необходимо считаться. Средний минеральный состав metabазитов такой: амфибол – 10-75, плаггиоклаз – 15-40, пироксены – 0-35, биотит – 0-7%.

Вторичные минералы: кварц, хлорит, эпидот, альбит. Амфибол в гранулитовых metabазитах – бурая роговая обманка,  $f=48-58\%$ ; замещается актинолитом. Плаггиоклаз №№ 45-50.

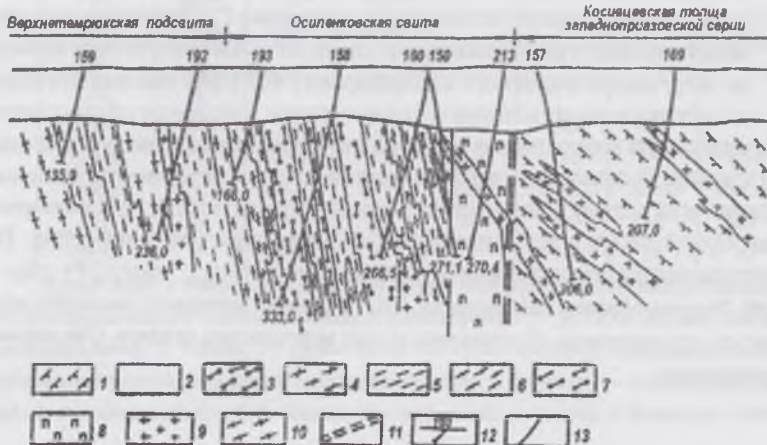


Рис. 8.6. Фрагмент геологического разреза Западно-Гайчурского структурного профиля [605].

1 – амфиболиты; 2 – вторичные кварциты; гнейсы; 3 – биотит-гранат-силлиманитовые, 4 – двуслюдяные, 5 – биотитовые, 6 – амфиболовые, 7 – гранат-биотитовые, иногда с кордиеритом; 8 – серпентиниты; 9 – плаггиограниты каратюкского комплекса; 10 – биотитовые мигматиты, 11 – глубинпроекция буровых скважин; 13 – граница литный разлом; 12 – геологических разностей пород.

Химический состав метабазитов – двуокисельных кристаллосланцев и амфиболитов, – одинаковый. Они характеризуются пониженной кремнекислотностью ( $SiO_2=45-49\%$ ) и повышенной титанистостью ( $TiO_2=0,8-1,2\%$ ) (табл. 8.3). Содержание  $MgO$  изменяется в широких пределах – от 6 до 11%. Заметим, что эти характеристики, особенно низкая кремнекислотность, вполне приемлемы для метабазитов гранулитовой фации, например, Среднего Побужья. Более того, средние составы метабазитов верхнетокмакской, косивцевской и кайинкулакской толщ, как нетрудно заметить, похожи как близнецы-братья. Авторы [612], однако, отмечают геохимическое сходство косивцевских метабазитов и метабазитов конкской серии Приднепровья. Для метаультрабазитов, по аналогии с Приднепровьем, они допускают коматитовый генезис. Прочие породы толщи – биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, амфибол-магнетитовые и гранат-амфибол-магнетитовые кварциты. Амфибол-биотитовые гнейсы косивцевской толщи отвечают по химическому составу кислым андезитам. Все породы подверглись гранитизации и мигматизации, а также диафорическим изменениям – окварцеванию, эпидотизации, хлоритизации, альбитизации.

Приведены данные по циркону из диоритизированных амфиболитов – 3280 млн лет (ИГФМ). В другой работе [606] имеется еще более древняя дата – 3320 млн лет и высказано допущение о возрасте косивцевской толщи около 3600 млн лет.

В пользу первично-гранулитового генезиса косивцевской толщи свидетельствуют два фундаментальных факта: наличие реликтов гранулитовых метабазитов, аналогичных по химическому составу побужским, и явная мигматизация всей толщи. Тем не менее, авторы [879, 884] считают возможным сравнивать косивцевскую толщу с толщами зеленокаменных структур Приднепровья.

Таблица 8.3

Химический состав пород Косивцевской структуры

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
$SiO_2$	48,33	47,70	48,18	61,27	45,50	45,91	43,22
$TiO_2$	0,80	0,89	0,71	0,70	0,42	0,33	0,22
$Al_2O_3$	14,86	12,64	12,99	14,73	5,57	5,14	0,34
$Fe_2O_3$	4,01	5,46	5,77	4,78	14,01	12,47	10,85
$FeO$	8,23	8,81	7,30	4,11			
$MnO$	0,17	0,20	0,25	0,10	0,23	0,23	0,20
$MgO$	6,86	6,59	8,94	3,50	26,29	30,42	38,12
$CaO$	10,38	10,88	9,48	4,20	7,23	5,09	2,74
$Na_2O$	2,40	2,50	2,24	3,57	0,36	0,29	0,23
$K_2O$	0,72	0,49	0,84	1,94	0,09	0,12	0,08
$P_2O_5$	0,14	0,12	0,27	0,20			
$SO_3$	0,27	0,23	0,40	0,30			
$CO_2$	0,64	1,12	0,22	0,36			
П.п.п.	1,78	2,54	1,70	0,95			
Сумма	99,68	100,17	99,29	100,71	100,0	100,0	100,0
F	64	69	60	72	35	29	22
Fo	33	38	44	54			

Примечание. 1 – метабазиты токмакской толщи, ср. из 24 ан.; 2 – метабазиты косивцевской толщи, ср. из 33 ан.; 3 – метабазиты кайинкулакской толщи, ср. из 16 ан.; 4 – биотит-амфиболовые гнейсы ко-сивцевской толщи, ср. из 7 ан.; 5 – коматиты зоны спинифекс-структур, ср. из 19 ан.; 6 – коматиты зоны массивных пород, ср. из 6 ан.; 7 – коматиты базальной кумулятивной зоны, ср. из 4 ан. Анализы 1-4 – из [606], 5-7 – из [100].

Структурные признаки, характерные для расслоенных потоков коматитов. Разрезы потоков классические. Выделяются три зоны: А – спинифекс-структур, Б – порфировых массивных пород или переходная, В – базальная кумулятивная зона. Определены также смешанные потоки, в которых чередование зон стратиграфически закономерно. Распределение потоков в пределах лавовой толщи симметрично-зональное. Маломощные потоки находятся в средней части парагенерации, наиболее мощные – в нижней и верхней частях.

В наиболее полно дифференцированных потоках выделяются все три зоны: А, Б и В. В смешанных потоках иногда фиксируется впрыскивание лавы в затвердевшие потоки. Есть также потоки, в которых отсутствуют спинифекс-структурные зоны; это объясняется либо срезанием очередной порцией лавы, либо внедрением комагматичных коматитам перидотитов.

В спинифекс-структурной зоне устанавливается несколько морфологических типов структур. В нижней части зоны наблюдаются сочетания хаотически ориентированных лейстовидных выделений хлоритизированного и серпентинизированного оливина, иногда с сохранением его реликтов. Длина игл оливинового скелета 5-8 мм, толщина – 1-3 мм. Основная ткань выполнена актинолитовым агрегатом. Выше по разрезу иглы укорачиваются и появляются разноориентированные пакеты таблиц замещенного пироксена. Еще выше иглы серпентина исчезают и состав породы становится метапироксенитовым. Вверху потока фиксируется резкая граница подошвы вышележащего потока. Статья иллюстрирована фотографиями, которые не позволяют усомниться в подлинности спинифекс-структур.

А.Б.Бобров с соавторами [100], по результатам несколько более поздних геологосъемочных работ, приводят принципиально иные данные о структуре Косивцевской син-клинали и составе косивцевской толщи (рис.8.7). Судя по геологическому разрезу, Косивцевская структура представляет собой синклираль с глубиной залегания всего около 380 м. Впервые для Приазовья и, быть может, для всего Украинского щита, авторами убедительно аргументировано наличие потоков метакоматитов. Косивцевская структура ими классифицируется как вещественный и возрастной аналог конкской серии. Структура интродуцирована гранитоидами диорит-тоналит-трондьемитового состава, которые принимаются как аналог сурского комплекса СГЗО. По-видимому, авторам [100] еще не была известна дата, полученная Н.П.Щербаком и др. [879] для гранодиоритов, секущих косивцевскую толщу. Установлено, что их возраст – 3310 млн лет; то есть, они значительно древнее гранитоидов сурского комплекса и сопоставляться с ними не могут.

Зеленокаменные толщи, по мнению А.Б.Боброва и др. [99, 100], контролируются разломами и фиксируют узкие щелевидные трюги, в которых и происходят лавовые излияния. В работе детально охарактеризованы только породы метакоматит-толситовой формации, причем для верхней части синклинали указаны только амфиболиты и зеленые сланцы. О породах, описанных в составе косивцевской толщи С.И.Переверзевым и др. [612], не упоминается.

В разрезе метакоматит-толситовой формации принимают участие те же парагенерации КТ1, КТ2 и КТ3, которые описаны авторами в конкской серии Приднепровья [99, 100]. Рассматривается парагенерация КТ2, наиболее полно представленная в Косивцевской структуре. В нижней части синклинали установлено 16 лавовых потоков, несущих все вещественные и структурно-тек-

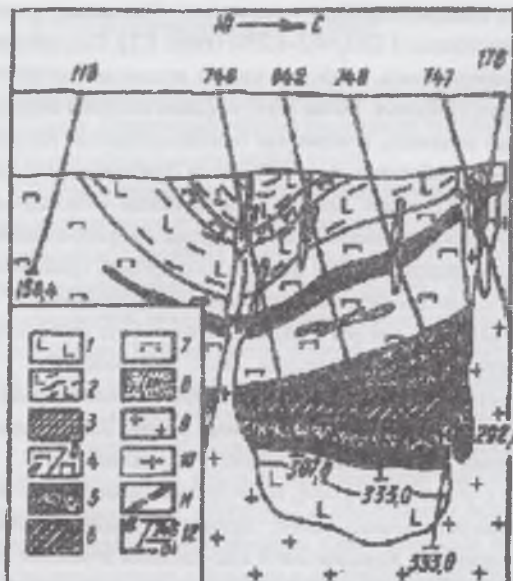


Рис. 8.7. Геологический разрез Косивцевской зеленокаменной структуры [ 90 ].

1 – амфиболиты; 2 – зеленые сланцы и амфиболиты; 3 – силлы метаперидотитов; 4 – силлы комагматических комагмитов метаперидотитов – в разрезе (а) и секущие массивы серпентинитов (б) – на схеме; 5 – мощные потоки верхней и нижней частей; 6 – маломощные потоки средней части; 7 – массивные лавы комагмитовых метабазальтов; 8 – гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-слюдястые гнейсы и кристаллические сланцы в ассоциации с амфиболитами; 9 – тоналиты, плагиограниты в разной степени калишпатизированные; 10 – гранито-гнейсы, мигматиты; 11 – разрывные нарушения; 12 – буровые скважины в плане (а) и в разрезе (б).

Кумулятивная зона сложена зернами серпентинизированного оливинового размера 5-8 мм. Интеркумулюсной ткани, состоящей из серпентин-актинолитового агрегата, очень мало – не более 10-15%.

Переходная зона в своей нижней части содержит 20-50% кумулюса, в верхней части – слабо удлиненные псевдоморфозы по оливину, окруженные связующей хлорит-серпентиновой массой.

По химическому составу ультрабазиты спинифекс-структурной зоны и зоны массивных пород – типичные пироксенитовые и перидотитовые комагмиты с отношением  $CaO/Al_2O_3$ , соответственно, 1,30 и 0,99 (табл. 8.3).

Магнезиальность комагмитов возрастает от верхней к нижней части потоков. Сравнение, проведенное авторами [ 90 ], показало, что изученные ими комагмиты по составу занимают промежуточное положение между комагмитами пояса Барбертон и комагмитами других районов.

Автору настоящей книги удалось ознакомиться со шлифами и аналитикой описанных в статье комагмитов и он убедился, что эти породы действительно являются комагмитами.

Таким образом, существуют две взаимоисключающие, причем обе хорошо аргументированные точки зрения на генезис Косивцевской структуры. Неясны пространственные соотношения Косивцевской и Гуляйпольской структур. Косивцевская структура находится в 12 км северо-западнее г. Гуляйполе [ 612 ], а Гуляйпольская – в 7 км к юго-западу от него [ 842 ]. На схеме С.И.Переверзева и др. [ 612 ] Косивцевская структура облекает Гуляйпольскую, а на схеме А.Б.Боброва и др. [ 90 ] Косивцевская структура показана обособленно. Кроме того, Гуляйпольская структура значительно глубже – до 2,5 км. К сожалению, других публикаций об этих структурах нет. Создается впечатление, что описаны два разных объекта. Так, на схеме Западно-Гайчурского профиля, приведенного в работе С.И.Переверзева [605], видно, что осипенковская и косивцевская толщи образуют единый разрез, но сложенный петрографически разными составляющими: осипенковская – глиноземистыми плагиогнейсами, косивцевская – метабазами (рис. 8.6).

### 8.3.4. Новогоровская толща

Новогоровская структура находится восточнее Орехово-Павлоградского разлома и определяется как продолжение Молочанской ветви Белозерской ЗС. Простирается полоса субмеридиональная; протяженность 20 км, ширина 3 км. Фактический материал по структуре, кроме кратких сведений в статье Н.П.Щербака и др. [ 880 ], не опубликован.

Толща сложена метавулканитами ультраосновного, основного, кислого и среднего состава.

Н.П.Щербаком и др. [ 880 ] датирован рассланцованный апоандезитовый сланец состава: роговая обманка – 1-12, биотит – 8-25, кварц – 25-32, плагиоклаз – 48-53%, эпидот, пироксен, скаполит, цеолит, пренит.

Химический состав породы близок к субщелочному ряду:  $SiO_2$  – 63,31;  $TiO_2$  – 0,84;  $Al_2O_3$  – 14,76;  $Fe_2O_3$  – 1,11;  $FeO$  – 5,10;  $MnO$  – 0,13;  $MgO$  – 2,69;  $CaO$  – 5,19;  $Na_2O$  – 2,44;  $K_2O$  – 1,82;  $S$  – 0,07;  $P_2O_5$  – 0,26;  $CO_2$  – 0,53;  $H_2O$  – 0,14; п.п.п. – 1,33; сумма – 99,62%.

Циркон сложного строения. Дата 3095 млн лет определяет время кислого и среднего вулканизма Новогоровской структуры. Вся толща коррелируется с конкской серией. Авторы определяют Новогоровскую и другие структуры Приазовья как внутрикратонные рифты, залегающие на гранулит-гнейсовом основании.

Ознакомившись со шлифами по Новогоровской структуре (материалы В.Л.Бойко), мы пришли к выводу, что новогоровская толща метаморфизована в амфиболитовой фации. Не установлено ни реликтов гранулитовой фации, ни широкого развития более низкотемпературных ассоциаций. С породами конкской серии также нет ничего общего. Ближе всего, пожалуй, новогоровская толща к породам западноприазовской серии.

### 8.3.5. Осипенковская толща

Наиболее представительным и хорошо изученным является стратотип осипенковской толщи – Сорокинский пояс. Осипенковская толща, по крайней мере до последних изменений в стратиграфической схеме, выделялась также в Куйбышевской, Федоровской и других структурах. Осипенковская свита, ввиду слабого метаморфизма слагающих ее пород, всегда считалась протерозойской и лишь недавно перенесена в неогархей. Надо заметить, что Г.Л.Кравченко, характеризуя эту свиту как первично-гранулитовую ассоциацию, предвидел тем самым ее древний возраст [409, 410].



Сорокинская структура выделена В.В.Чернышевым в 1945 г. как зона смятия при разломе глубокого заложения. Позже структура определялась как тектоническая зона или пояс [414], долгое время – как грабен-синклипаль, локальный зеленокаменный пояс и лишь недавно – как зеленокаменная структура. Сорокинская зона является реперным объектом, вокруг которого вращается дискуссия на тему: есть ли в Приазовском блоке зеленокаменные структуры? Позицию сторонников зеленокаменных структур обосновал Е.Б.Глевасский [200].

Сорокинская зона обрамляет с северо-востока Салгычанский мигматит-гранитовый овал, а по [103] – субизометричный блок. Протяженность Сорокинской зоны около 40 км, максимальная ширина 2-2,5 км (рис. 8.8). Тектонический тип структуры определяется Е.Б.Глевасским [200] как ундулирующая складка, ограниченная с двух сторон разломами. Предполагается, что она является лишь частью сохранившейся от эрозии килевидной складки.

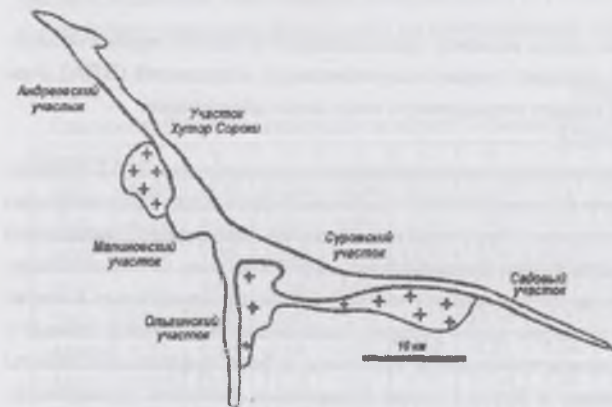


Рис. 8.8. Схема Сорокинской зоны [103].

А.Б.Бобров с соавторами [103], в соответствии с разработанной ими классификацией тектонотипов зеленокаменных структур, относят Сорокинскую и Косивцевскую структуры к линейному (коцкскому) тектонотипу. Этот тектонотип характеризуется шовным приразломным положением, удлинённостью и упрощенным формационным строением разреза. Совокупность прямолинейных отрезков разломов, ограничивающих отдельные блоки Сорокинской структуры, создает прямо-угольные очертания сложной системы дуг. Разломы, ограничивающие структуру; служили магмоподводящими каналами для излияния лав. Соотношение Сорокинской структуры с породами фундамента несогласное. Структура имеет симметрично-зональное

строение: образования, расположенные в боргах структуры идентичны. Первичное залегание пород предполагается горизонтальным. Её пликативная форма возникла после формирования осадочно-вулканогенных и интрузивных пород под влиянием интрузивно-гранитоидного диапризма. Убедительно показано, что охарактеризованные для Сорокинской зоны базит-ультрабазитовые формации полностью сопоставимы с таковыми зеленокаменных структур Приднепровья, однако сравнительно с последними значительно редуцированы по мощности.

Разрез Сорокинской толщи, по А.Б.Боброву и др. [103], состоит из нижней (собственно зеленокаменной) и верхней (осадочно-терригенной) частей. В глиноземистых гнейсах отмечены реликты (?) (вопрос у Е.Б.Глевасского) обломочных структур. Еще в 1968 г. Г.В.Жуков и Е.Б.Глевасский [278] определили в слюдяных сланцах р. Берды blastsаммитовые, по их мнению, структуры и даже предложили весь комплекс именовать бердянской метапсаммитовой толщей. Они же подтвердили приуроченность к Сорокинской зоне мощной зоны разломов.

На Садовом, самом южном, участке вскрыта маломощная толща мраморов, метаконгломератов и графитсодержащих гнейсов, в которой определены микрофитофоссилии, характерные для гданцевской свиты Кривого Рога. Эта толща выделена под названием «садовой» на одном уровне с гуляйпольской свитой. Отмечается незначительное проявление ультраметаморфизма. Осипенковская толща прорвана гранодиоритами осипенковского комплекса возрастом 2760 млн лет. По мнению Е.Б.Глевасского, в северном и западном обрамлении Салгычанского овала породы осипенковской серии продолжают гранулиты западноприазовской серии. Геологические соотношения осипенковской свиты и западноприазовской серии однозначно не установлены. Важно подчеркнуть, что Е.Б.Глевасский [200] допускает тектоническое переслаивание пластин Сорокинского пояса и рамы: это выражается в широком развитии в его пределах blastотектонитов, в том числе и диафоритов. Метаморфизм пород пояса определяется им как прогрессивный и зональный на том основании, что в средней части пояса метаморфизм оценивается эпидот-амфиболитовой и даже зеленосланцевой фациями, а в северном его выклинивании преобладает метаморфизм амфиболитовой фации. Учитывая значительное уменьшение мощности свит Сорокинской зоны к северу, Е.Б.Глевасский предполагает воздымание шарниров килевидных складок, вследствие чего на уровень эрозионного среза и выходят высокометаморфизованные породы. Таким образом, для Сорокинской структуры допускается вертикальная метаморфическая зональность от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций. Иными словами, Е.Б.Глевасский, вероятно, обосновывает модель, согласно которой зеленокаменные структуры являются слабо эродированными вершинами гранулитовых структур. Следовательно, принципиальной разницы между гранулитовыми и зеленокаменными структурами нет. Подобная модель предлагалась некоторыми, ныне зарубежными учеными. В частности, А.В.Самсонов и др. [646] зеленокаменные структуры и ксенолиты основных пород в аульской серии Среднего Приднепровья считают одновозрастными.

Новейшее и наиболее полное исследование Сорокинской структуры выполнено А.Б.Бобровым с коллегами [103, 104]. Работа коллектива авторов имеет геолого-формационную направленность, изобилует геологическими материалами. Используя, согласно сообщению авторов, весь имеющийся к настоящему времени фактический материал по Сорокинской зоне, кроме ее крайнего южного участка – Садового. Главное внимание уделено нижней части разреза, сложенного основными и ультраосновными породами.

Судя по приведенным разрезам, фундамент вскрыт скважинами только в прибортовых частях структуры. Непосредственно в подошве структуры фундамент нигде не перебурен и это странно, так как с учетом геологических профилей глубина структуры не может быть глубже 600-700 м. Это позволяет допустить, что Сорокинская структура представляет собой моноклиналь большой глубины залегания.

В тектоническом плане Сорокинская зона рассматривается авторами [ 103 ] как единая структура и на этом основании производится корреляция разрезов на всех ее участках, с севера на юг: Андреевском, Хутор Сороки, Малиновском, Сурожском, Садовом (рис. 8.8). Весь район определяется авторами как гранулит-зеленокаменная область, а сама Сорокинская структура, соответственно, как зеленокаменная, залегающая на более древнем фундаменте. Структуру слагают метабазиты, метасульфиды, глиноземистые гнейсы, метаосадочные породы с отдельными телами кварцевых порфиров. В ней выделяются две породных ассоциации: более древняя – базит-ультрабазитовая и более молодая – метаосадочно-глиноземисто-сланцевая. Напомним, что ранее Сорокинская зона рассматривалась как относительно молодая грабен-синклиналь. В настоящее время на генезис структуры, как отмечают авторы, существуют три точки зрения: 1) моноклинально постросная тектоническая зона; 2) реликт гранитизированного гранулитового блока и 3) опрокинутая синклиналь зеленокаменной структуры. Авторы [103] обосновывают последний вариант.

В основу формационного расчленения первично магматических пород положен предложенный и активно пропагандируемый авторами [ 103 ] для зеленокаменных структур Приднепровья принцип вулcano-плутонических ассоциаций (ВПА). Разработана сложная, но, надо признать, стройная схема магматизма. В сильно сокращенном виде схема следующая.

В метабазит-метасульфидной части разреза выделены три ВПА.

Нижняя – метатолит-габбро-диабазовая ВПА – включает вулканическую составляющую (парагенерацию КТ-1 (базитовую) метакоматиит-толеитовой формации) и плутоническую – первую фазу метагаббро-диабазовой формации. Парагенерация КТ-1, как и три других, первоначально выделена авторами в Приднепровье. Она развита повсюду по периферии Сорокинской ЗС, симметрично повторяясь в ее крыльях. Основные породы парагенерации представлены амфиболитами, метабазальтами, коматиитовыми базальтами, метадиабазами (табл. 8.4). Небольшую долю составляют метаандезиты, превращенные в амфиболовые и хлоритовые кварц-плаггиоклазовые сланцы. Метабазиты сложены слабо раскристаллизованной основной тканью с вкраплениями замещенных темноцветов. Установлены шаровые лавы метабазальтов, туфолавы, туфы и туффиты. Не забыты также данные Г.Л.Кравченко [408] о наличии на участках Андреевском и Хутор Сороки реликтовых прослоев двуокисно-плаггиоклазовых кристаллосланцев.

Плутоническая составляющая парагенерации КТ-1 представлена метапорфиритами, грубозернистыми амфиболитами, метадолеритами. Эти породы насыщают разрез вулканических пород и метаморфизованы вместе с вулканиками.

Нижняя метакоматиит-дунит-гарцбургитовая ВПА состоит из вулканической составляющей – парагенерации КТ-2 метакоматиит-толеитовой формации – и плутонической составляющей – первой фазой дунит-гарцбургитовой формации. Парагенерация КТ-2 сложена хлоритовыми, актинолитовыми, серпентинитовыми, тальковыми сланцами, амфиболитами, базальтовыми коматиитами. Парагенерация имеет симметричное строение: она начинается и заканчивается ультраосновными породами.

Вулканы образуют лавовые потоки. Некоторые из них полностью дифференцированы и представлены всеми зонами – от кумулятивной до спинифекс-структурной. Фигуративные точки химического состава этих пород на диаграммах В.С.Куликова и Л.Дженсена однозначно укладываются в поля коматиитов и коматиитовых базальтов. В контакте ультрабазитов с метаосадочными породами наблюдаются зональные роговики. Закартирована также палеовулканическая структура. Плутоническая составляющая представлена метаморфизованными дунитами, перидотитами, пироксенитами. Крупные тела этих пород

нередко имеют зональное строение. Вулканическая составляющая верхней метатолит-габбро-диабазовой ВПА представлена парагенерацией КТ-3 (туфолововая метаандезито-базальтовая ассоциация). Парагенерация сложена, в основном, вулканиками основного и среднего состава. Плутонической составляющей метакоматиит-дунит-гарцбургитовой ВПА являются метаморфизованные диабазы и горнблендиты – породы второй фазы метагаббро-диабазовой формации.

Самое верхнее положение в разрезе Сорокинской структуры занимает метариодацит-плаггиогранитовая ВПА. Она служит возрастным репером зеленокаменных структур, означая переход к криворожско-белозерскому типу литогенеза. Вулканогенная составляющая ВПА – метариодацитовая формация. Преобладают кварцевые порфиры, альбитофиры и продукты их метаморфизма – серицитовые, хлорит-серицитовые и другие сланцы. Вулканы всегда пространственно совмещены с гранитоидами плутонической составляющей ВПА – породами тоналит-плаггиогранитовой формации. Эти породы образуют Осипенковский и ряд более мелких массивов, отчетливо секущих зеленокаменные толщи.

Осадочные породы объединяются в две формации, обычно ассоциирующиеся с вулканогенными формациями.

Основу сланцево-джеспилит-метатолитовой формации составляют кварц-серицит-карбонат-хлоритовые, кварц-карбонатные сланцы, метапесчаники, железистые и безрудные кварциты.

Таблица 8.4.

Химический состав метакоматиитов Сорокинской зоны

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	44,43	41,72	38,91	42,02	34,54	39,07
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,16	0,26	0,11	0,28	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,69	1,57	1,73	1,07	2,27	2,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,70	7,18	7,70	7,36	8,71	7,52
FeO	3,13	2,69	3,52	2,51	4,17	2,94
MnO	0,13	0,10	0,15	0,11	0,19	0,12
MgO	32,60	34,00	30,80	35,10	29,10	34,00
CaO	1,82	1,68	3,78	1,26	7,48	1,96
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,07	0,09	0,14	0,17	0,12
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
SO <sub>3</sub>	0,42	0,05	0,05	0,05	0,13	0,05
П.п.п.	9,12	11,25	12,59	10,79	12,67	11,51
Сумма	100,03	100,50	99,61	100,56	99,74	100,05
F	23	23	27	22	31	24
Fo	68	73	69	75	68	72

Примечание. 1, 2 – метакоматииты из спинифекс-структурной зоны расслоенных потоков; 3, 4 – метакоматииты зоны массивных порфировых пород; 5, 6 – метакоматииты кумулятивной зоны. Анализы из [ 103 ].

В составе метаконгломерат-песчаниково-глиноземистой формации преобладают глиноземистые сланцы с биотитом, мусковитом, гранатом, ставролитом, силлиманитом, турмалином и другими минералами с редкими телами амфиболитов и актинолит-тремолитовых сланцев.

Глиноземистые породы описаны И.С.Усенко с коллегами [ 765 ] в разрезе по нижнему течению р. Берды в урочище «Голубые скалы». Выделен целый ряд разновидностей, обусловленных комбинацией глиноземистых минералов: биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-ставролитовые, биотит-андалузитовые, биотит-андалузит-ставролитовые, биотит-силлиманитовые, иногда с дистеном, и другие сланцы. Все сланцы тонко- или мелкозернистые, тонкосланцеватые, иногда с порфиробластами граната или ставролита. Плаггиоклаз от № 18 до №№ 25-30. Четко решетчатый микроклин определяется как наложенный минерал. Гранат имеет ситовидную структуру; по составу – широп-альмандиновый,  $f=87-93\%$ . Ставролит образует порфиробласты в виде характерных крестообразных индивидов или таблитчатых кристаллов;  $f=75-78\%$ . Порфиробластовая форма выделений и ситовидная структура граната и ставролита указывают скорее всего на прогрессивный характер этих минералов. Общая железистость, равная 75-78 %, является

оптимальной для высокотемпературного ставролита. Этот минерал кристаллизуется в широком интервале температуры и давления:  $T=450-625^\circ\text{C}$ ,  $P=200-900\text{ МПа}$ . В сланцах впервые для УЩ установлен тройной парагенезис силлиманит-андалузит-дистен. Параметры тройной точки по разным авторам следующие:  $T=595-620^\circ\text{C}$ ,  $P=550-650\text{ МПа}$ . Наличие дистена само по себе свидетельствует о повышенных давлениях формирования толщ, что можно связывать также и с динамотермальным метаморфизмом.

Метабазиты Сурожского участка Сорокинской зоны, по описанию Г.Л.Кравченко, представляют собой амфиболиты. Это – мелкозернистые, часто сланцеватые породы с согласными прожилками кварца. Последние нередко будинированы и растянуты в линзы. Состав амфиболитов: роговая обманка – 50-70, плаггиоклаз – 15-30, кварц – 10-20, биотит – 5-10, куммингтонит – до 5%. Роговая обманка густо-зеленая или синевато-зеленая, по составу феррочермакитовая,  $f=60-65\%$  ( табл. 8.5). На дискриминационной диаграмме Фосли-Закруктина составы роговых обманок располагаются в полях амфиболитовой, частью гранулитовой фаций. По химическому составу авторы [ 921 ] сопоставляют роговые обманки с каринтином из эклогитов или с амфиболами из дистеносодержащих пород и на этом основании делают вывод о повышенном давлении при их кристаллизации. Этот вывод также допускает возможность динамометаморфизма при кристаллизации амфибола. Плаггиоклаз в амфиболитах № 35. По химическому составу амфиболиты отвечают базальтам. Высокие содержания  $\text{TiO}_2$  и высокая железистость придают этим породам субщелочной характер (см. табл. 8.5).

Таблица 8.5  
Химический состав минералов и пород Сорокинской зоны

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
$\text{SiO}_2$	50,93	52,32	65,50	43,08	47,74	51,95	37,11	74,40
$\text{TiO}_2$	0,11	0,09	0,80	0,56	1,14	0,07	0,10	0,08
$\text{Al}_2\text{O}_3$	1,43	1,00	13,12	16,52	13,70	0,76	20,22	14,86
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,82	0,08	0,14	3,64	4,08			1,03
$\text{FeO}$	25,10	10,07	12,08	15,42	17,13	10,56	23,51	0,21
$\text{MnO}$	0,52	0,16	0,08	0,27	0,16	0,27	5,34	0,02
$\text{MgO}$	18,80	13,30	11,10	7,01	6,43	10,49	0,66	0,40
$\text{CaO}$	0,38	22,30	11,42	10,28	11,37	24,66	11,43	1,00
$\text{Na}_2\text{O}$	0,08	0,12	1,88	1,10	1,20	0,11	0,08	4,50
$\text{K}_2\text{O}$	–	–	0,16	0,44	0,45	–	0,02	2,66
П. п. п.	0,42	–	2,36	2,06	2,22	–	–	0,18
Сумма	98,59	99,44	99,64	100,38	99,64	99,02	98,47	99,97
Ff	43	31	38	60	65	37	96	76
Fo,fo	1		7	10	10			83

Примечание. 1 – ортопироксен; 2 – клинопироксен; 3 – роговая обманка; 4, 5 – роговые обманки из амфиболита; 6 – клинопироксен, Сурожское месторождение; 7 – гранат, там же; 8 – плаггиориолит-порфир. Анализы 1-3 из [ 921 ], 4,5 – из [ 408 ], 7,8 – [ 4171-97 ], 8 – из [ 193 ].

Г.Л.Кравченко [ 417 ] изучил скарны Сорокинской зоны. Скарны не имеют характерной метасоматической зональности и, по нашему мнению, относятся к скарноидам – известково-силикатным кристаллосланцам [ 430 ]. Сорокинские скарны образуют маломощные линзы среди амфиболитов и актинолититов. Текстура сланцев, как обычно, полосчатая. Состав скарнов очень разнообразный: установлены гранат-пироксеновые, гранат-эпидот-пиро-ксеновые, магнетит-гранат-пироксеновые и другие разновидности. Для них всех характерен типично скарновый набор минералов. Клинопироксен – бледный, серовато-зелено-ватый, не плеохроитует;  $f=37-49\%$ . Часть пироксенов, пересыщенных  $\text{CaO}$ , относится к фассаиту, часть к салиту и ферросалиту. Клинопироксен замещается амфиболом, хлоритом и карбонатом. Известковистый и обогащенный марганцем [799] гранат в шлифах имеет буровато-морковный цвет и образует каймы вокруг клинопироксена или анхимономинеральные пропластки. Состав граната:  $\text{Alm}_{30-53} \text{Gs}_{39-50} \text{Anr}_{1,4-4,4} \text{Sps}_{4,5-12}$ . Такой гранат, согласно экспериментальным данным, кристаллизуется при очень высоких давлениях – до 1100 МПа [ 234 ]. Роговая обманка густоокрашенная, сине-зеленая; развивается по клинопироксену;  $f=71-76$  и 49-57%. Замещается актинолитом. Эпидот, согласно химическому составу – низкой железистости, – является относительно высокотемпературным минералом. Выделяются первичный и вторичный эпидоты. Плаггиоклаза мало и он относительно кислый – №№ 50-60; частично замещен скаполитом. Наряду с титанитом, арсенипиритом, ильменитом, апагитом, в скарноидах диагностирован очень типичный для таких пород шеслит. Авторы рассматривают описанные образования как истинные инфильтрационные скарны, образованные по известнякам при  $T=500-550^\circ\text{C}$  в условиях низкой фугитивности кислорода, на что указывает низкое содержание андрадитового компонента в гранате. По нашему мнению, эти скарноиды – типичные продукты регионального гранулитового метаморфизма, вполне подобные аналогичным породам Побужья.

Породообразующие и рудные минералы Сорокинской зоны и Сурожского месторождения, в частности, с исчерпывающей полнотой охарактеризованы в цикле работ Г.Л.Кравченко [ 414, 415, 416, 419, 420 ]. Из списка минералов видно, что в породах

зоны присутствуют практически все ведущие метаморфические минералы от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций. Столь же детально описаны и рудные минералы [418]. Кроме обычных рудных, обнаружен ряд редких минералов: маухерит, орегонит, ледлингит, маккинавит, теллурит висмута и др. Большая часть рудных минералов найдена в ультрабазитах. В кварцевых прожилках, секущих зоны грейзенизации, установлен шеелит [424].

Метаморфизм пород Сорокинской зоны в целом оценивается уровнем эпидот-амфиболитовой фации [770]. Авторы считают, что для толщи очень характерно отсутствие признаков мигматизации и гранитизации. Для метapelитов определены две субфации высокой амфиболитовой фации: андалузит-биотит-ставролитовая и силлиманит-биотит-ставролитовая. Биотит высокоглиноземистый и низкотитанистый,  $f=43-48\%$ ,  $TiO_2=1,27-1,74\%$ . Прочие минералы: ставролит,  $f=75-80\%$ , гранат (альмандин  $-75-80\%$ ),  $f=85\%$ , кордиерит; есть указания на находки дистена. В бедных калием метapelитах титанистость биотита выше  $-2,25\%$ . В магнетитовых кварцитах (итабиритах) клинопироксен ( $f=66\%$ ) ассоциирует с грюнеритом ( $f=73\%$ ). В карбонатных породах отсутствуют оливин и клинопироксен. Основные породы сложены парагенезисом эпидот-амфиболитовой фации. Авторы отмечают отсутствие в породах наложенных регрессивных преобразований, но и не указывают на прогрессивный характер метаморфизма. Его параметры следующие:  $T=600^\circ C$ ,  $P=3,9$  МПа. Метаморфизм Сорокинской зоны по своим параметрам заметно выше, чем гуляйпольской свиты.

Первично-гранулитовый характер Сорокинской толщи убедительно доказали Б.Г.Яковлев и Г.Л.Кравченко [424]. Ими исследован останец пород гранулитовой фации, заключенный среди пород осипенковской серии Андреевской магнитной аномалии в северо-западной части Сорокинской зоны. Впервые о гранулитах упоминается в работе [464]. Среди реликтов гранулитовой фации установлены малорудные железистые кварциты с парагенезисом  $OPx_{78-85}-CPx_{73-77}-Mt-Qu$ , эвлизиты  $-Fe_{94-96}-OPx_{80-88}-CPx_{90}-Mt-Qu$ , оливиновые пироксениты  $-O_{116}-OPx_{15}-Hb_{19}$ , двупироксен-роговообманковые кристаллосланцы. Все породы подверглись ди-афторезу с образованием амфиболитов, магнетит-амфиболовых кварцитов, а также рассланцеванию, разлинзованию и милонитизации. Авторы [434] объясняют генезис толщи путем деструкции гранулитовых пород серии. Образование тонкопослойчатых пород, слагающих осипенковскую толщу, авторы объясняют линейными деформациями. Аналогичные явления наблюдались на других месторождениях железистых кварцитов Приазовья. Конгломераты и гравелиты в составе серии являются, по их мнению, продуктом будиважа и катаклаза согласных кварцевых жил.

Останцы пород гранулитового комплекса вскрыты скважинами также вблизи хут. Сороки, на юго-восточном продолжении Сорокинской тектонической зоны. Там они представлены маломощными реликтовыми прослоями двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцев и магнетит-двупироксеновых кварцитов. Петрографические описания сопровождаются анализами минералов гранулитовой фации из двупироксен-роговообманкового гранулита (табл. 8.5).

Максимум метаморфизма пород в районе Сурожского месторождения Г.Л.Кравченко [408] определяет амфиболитовой фацией на общем фоне регрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации.

К толщам Сорокинской зоны приурочены крупные рудопроявления золота. Первооткрывателем рудопроявлений является Г.Л.Кравченко. Рудная минерализация и вмещающие породы охарактеризованы во многих статьях этого автора, например [408, 410, 426, 434 и др.]. Вмещающими породами служат преимущественно метасоматизированные и катаклазированные амфиболиты и магнетитовые кварциты.

Радиоизотопный возраст пород Сорокинской зоны определен Г.В.Артемюк [9]

Изучен циркон из тонкосланцеватых биотитовых плаггиогнейсов осипенковской толщи [19]. Автор утверждает, что циркон кластогенный, но, судя по форме включений имеет магматогенную природу и по виду напоминает циркон из тоналитов и эндербитов новопавловского комплекса. Эти породы, по его мнению, являлись источником сноса для формирования терригенных плаггиогнейсов. Возраст циркона в них 3260 млн лет. Учитывая возраст осипенковских гранодиоритов (2790 млн лет), возраст пород осипенковской толщи определяется в интервале 3260-2790 млн лет.

Метаконгломераты осипенковской свиты, по описанию Г.В.Артемюк, представляют собой биотитовые плаггиогнейсы с деформированной галькой кварца размерами 3-5 см [9]. Минеральный состав породы вполне типичен для плаггиогнейсов: биотит  $-15$ , плагноклаз  $-40$ , кварц  $-40\%$ , хлорит, карбонат. Циркон из этих пород выступает в трех разновидностях и, по мнению автора, является несомненно детритовым: его кристаллы несут следы абразии. Изохронный возраст этого циркона  $-3329$  млн лет. На диаграмме  $U-^{208}Pb/^{206}Pb$  точки состава кластогенного циркона близки к циркону из кварцевых диоритов добропольского комплекса (3320 млн лет). Еще один циркон выделен из двуслюдяного гнейса другой структуры  $-$  Федоровской грабен-синклинали. Считается, что она также сложена породами осипенковской толщи. По химическому составу порода отвечает биотит-плагноклазовому кристаллосланцу. Про следы абразии здесь автор не упоминает. Две из трех разновидностей циркона похожи на циркон из эндербитов. Возраст этого циркона 3129 млн лет. На упомянутой диаграмме поле циркона из гнейсов перекрывается полем циркона из тоналитов и эндербитов новопавловского комплекса. Автор [9] считает, что кластогенные метки для пород осипенковской свиты указывают на существование области сноса  $-$  древней сиалической коры возрастом 3129-3320 млн лет.

Самый молодой возраст  $-2650$  млн лет,  $-$  определяющий верхний возраст осипенковской свиты, получен по циркону из сильно катаклазированного кварцевого порфира (по анализу  $-$  плаггиоридита) [19]. Интрузивное тело этих пород мощностью до 25 м прерывает амфиболиты осипенковской толщи. В них хорошо видны вкрашленники кварца и плагноклаза.

### 8.3.6. Центральноприазовская серия

Породы центральноприазовской серии слагают Мангушскую, Корсакскую, Куксунгурскую и ряд других синклинальных структур.

Среди основных пород преобладают двупироксен-роговообманковые и гиперстен-роговообманковые кристаллосланцы. Амфиболиты распространены меньше. На всех участках Мариупольского месторождения и в других местах развития пород демьяновской свиты основные породы одинаковые.

Двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы имеют весьма непостоянный состав: ортопироксен – 1-34, клинопироксен – 5-48, амфибол – 0-85, биотит – 0,5-35, гранат – 0-17, плагиоклаз – 12-46, кварц – 0-19%. Пироксены в сумме составляют обычно больше 50%, причем ортопироксен всегда преобладает. Структура гранобластовая, но выражена не так четко, как в аналогичных породах Побужья, так как зерна пироксенов по форме нередко приближаются к табличатым. Нет также упоминаний о наличии сноповидной текстуры, что объясняется отсутствием дифференциальных движений при метаморфизме базитов. Ортопироксен имеет очень разную железистость – от гиперстена,  $f=40\%$  до эвлита,  $f=84\%$  (табл. 8.6). Железистость моноклинного пироксена находится в пределах 25-47%. Оба пироксена содержат ламеллы бинодального распада. Гранат в основных кристаллосланцах относительно редок. Его состав отличается чрезвычайно низкими содержаниями спессартинового компонента и в целом довольно постоянный:  $Alm_{68-72}Py_{4-8}Sps_{0,7-1,4}Anr_{0-1,4}$ . По признакам химического состава гранат вполне отвечает гранулитовой фации (табл. 8.6). Первично-метаморфическая роговая обманка буровато-коричневая, более поздняя – зеленая. По составу она умеренно титанистая, низкоглиноземистая, довольно железистая ( $f=56-59\%$ ) и определяется как гастингсит. Химический состав роговой обманки также вполне соответствует гра-нулитовой фации. В матрице гастингситовой роговой обманки иногда сохраняются реликты более высокотемпературного чермакитового амфибола [272]. Плагиоклаз основной ткани обычно зональный: ядро – №№ 59-75, кайма – №№ 42-47. Иногда наблюдаются порфиробласты обоих пироксенов с несколько повышенной – на 5-10% – железистостью. Одновременно с пироксенами кристаллизуются гломеробласты плагиоклаза №№ 48-54. Плагиоклаз в таких образованиях незональный. Этот процесс, вероятно, следует рассматривать в качестве более поздней фазы наложенного гранулитового метаморфизма.

Основные кристаллосланцы традиционно рассматриваются как метавулканыты гранулитовой фации, сформировавшиеся при  $T=700-800^{\circ}C$ ,  $P=700-800$  МПа. [199, 408].

В составе амфиболитов роговая обманка преобладает над плагиоклазом. Роговая обманка густо-зеленая,  $f=45\%$ . Она является регрессивно-метаморфическим минералом: ее появление фиксирует превращение двупироксеновых кристаллосланцев в амфиболиты. Плагиоклаз частично раскисляется – № 25, реже №№ 40-42. Почти всегда присутствуют реликты пироксенов.

Таблица 8.6.

Химический состав минералов из пород центральноприазовской серии

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	40,20	40,01	52,34	52,23	45,14	37,28	39,53	36,45	36,26	34,30	29,24	44,78
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,07	0,06	0,08	1,12	2,90	0,08	4,21	–	3,70	0,04	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,85	19,85	1,05	2,04	14,71	16,83	21,44	18,53	20,42	15,24	0,65	0,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,85	0,20	1,23	0,32	1,67	0,72	0,08	1,15	–	1,85	2,76	2,55
FeO	25,90	29,80	19,83	6,90	8,92	11,32	28,87	12,81	37,23	23,23	65,23	44,88
MnO	0,42	0,32	0,45	0,20	–	0,03	0,69	0,01	0,22	0,04	0,04	0,04
MgO	2,03	1,60	23,93	15,23	12,86	17,95	8,09	13,57	3,23	8,41	1,59	6,42
CaO	6,15	6,45	0,70	21,92	11,34	0,63	1,05	0,14	2,35	–	–	–
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,27	0,03	0,19	2,12	0,30	0,10	0,20	0,14	0,16	0,23	0,14
K <sub>2</sub> O	0,48	0,58	0,04	0,04	0,22	8,90	0,10	9,58	0,06	9,09	0,06	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,04										
H <sub>2</sub> O–	–	–	0,09	0,04	0,01	0,08	0,06	0,10		0,10	0,20	0,40
H <sub>2</sub> O+	0,18	0,19	0,72	0,87	1,33	2,66	0,07	2,94	0,22	3,46	0,14	
Сумма	99,37	99,38	100,47	100,06	100,08	99,60	100,16	99,69	100,13	99,63	100,19	99,65
f	89	91	33	21	30	27	67	36	87	62	96	80
f <sub>0</sub>	6	0	3	2	8	3	0	4	–	3	2	3

Примечание. 1-8 – Мангушское месторождение: 1 – гранат из амфиболитизированного двупироксен-плагиоклазового кристаллосланца; 2 – гранат из пироксен-магнетитового кварцита; 3 – гиперстен из роговообманково-двупироксенового кристаллосланца, обр. 25; 4 – диопсид, там же; 5 – роговая обманка, там же; 6 – биотит, там же; 7 – гранат из гранат-биотитового плагиогнейса, ур. Каменные Могили, обр. 72; 8 – биотит, там же; 9-12 – Зачатьевская аномалия. 9 – гранат из графит-гиперстен-гранат-биотитового плагиогнейса, обр. 721; 10 – биотит, там же; 11 – фаялит из эвлизита, обр. 720; 12 – эвлит, там же. Анализы из [423].

На Куксунгурском месторождении амфибол-пироксеновые и двупироксеновые магнетитовые кварциты и их амфиболитизированные разности залегают среди гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых плагиогнейсов, амфиболитов и безрудных кварцитов. Среди основных пород преобладают амфиболиты, но есть и реликтовые участки, сложенные двупироксен-роговообманковыми кристаллосланцами состава  $OPx_{50-60}+CPx_{33-40}+Hbl+Pl_{45-76}$ . Наличие таких пород однозначно подтверждает наличие гранулитового максимума метаморфизма. Среди основных пород установлены также феррометабазиты, характерные для гранулитовых областей [913]. Их состав:  $OPx_{84}+CPx_{77}+Pl_{75}$ . Оба пироксена обнаруживают двухфазное строение. Метаморфизм здесь, согласно данным Г.Л.Кравченко [412, 431], направлен от гранулитовой к средним ступеням амфиболитовой фации. Метаморфизм основных пород детально изучен по парагенезисам породообразующих минералов. Установлены его параметры:  $P=6,5-7$  кбар,  $T$  не менее  $700^{\circ}C$ . В гранат-биотитовых и силлиманитсодержащих плагиогнейсах гранат имеет  $f=82-85\%$ . Био-

тит двух видов: светло-оранжевый и оливково-зеленый;  $f=52\%$ ,  $TiO_2=1,3-2,4\%$ . Температура, соответственно, от  $570-646^\circ C$  до  $700^\circ C$ . Гиперстеновые и клинопироксеновые кварциты сохраняются в виде реликтов среди более поздних – роговообманковых и куммингтонитовых разновидностей. Регрессивные куммингтонит и антофиллит развиваются по ортопироксену. Ортопироксен в кварцитах имеет  $f=57-62\%$ . Отсутствие в толще оливинсодержащих кварцитов объясняется высокой фугитивностью кислорода. Установлены эвлизиты с парагенезисом:  $Gr_{78-80}OPx_{55}-Qu-Pl$ .

В Приазовье известны свыше 20 участков железорудных проявлений, которые геологи называют обычно магнитными аномалиями, структурами или участками. По-видимому, большинству проявлений приурочено к дьячновской (сачкинской) свите центральноприазовской серии. Залежи пироксен-магнетитовых пород изучены на месторождениях Мари-упольском (Мангушском), Корсак-Могила, Куксунгур, Могила Каменная (Новоукраинский и Сергеевский участки), по р. Берда и в ряде других магнитных аномалий. Как и для всего УЩ, для железорудных формаций Приазовья характерна ассоциация мафит-ультрамафитовой и железисто-кремнистой формаций [ 272 ]. В рудных зонах железные руды ассоциируют с энтербитами и основными кристаллосланцами. Среди пород многих железорудных проявлений установлены реликты гранулитовой фации.

Наиболее полный разрез центральноприазовской серии вскрыт на Мариупольском месторождении. Из метаморфических пород здесь установлены пироксеновые кристаллосланцы и плагиогнейсы, амфиболиты, высокоглиноземистые, биотитовые, гранатовые и биотит-гиперстеновые кристаллосланцы и гнейсы, железистые и безрудные кварциты, кальцифиры. Основные породы в разрезе преобладают.

Первооткрывателем Мангушского месторождения является Г.Л.Кравченко. В 1961 г. он впервые установил природу Мангушской магнитной аномалии. Тогда же было установлено наличие здесь дупироксеновых, пироксен-роговообманковых кристаллосланцев, амфиболитов. Железные руды в то время, по техническим причинам, вскрыты не были [ 400, 401, 428 ]. Позднее Г.Л.Кравченко констатировал приуроченность магнетитовых кварцитов к породам чарнокитовой серии, что полностью подтвердилось.

Среди пород железистой толщи выделяются магнетитовые кварциты (итабириты), железисто-силикатные породы (такониты) и эвлизиты [770]. Такониты отличаются от магнетитовых кварцитов низким содержанием кварца и магнетита, а эвлизиты – почти полным их отсутствием.

Железистые кварциты представлены двумя главными разновидностями: пироксен-магнетитовыми и гранат-пироксен-магнетитовыми. Соотношение пироксенов варьирует в широких пределах, но обычно преобладает ортопироксен. Есть ортопироксен-магнетитовые кварциты – магнетитовые пироксенолиты и кварц-магнетитовые кварциты. Кварциты полосчатые, обычно грубополосчатые, реже – массивные или тонкополосчатые. Чередуются слои кварцевого, магнетитового и силикатного состава. Толщина полосок 1-5 мм, форма полосок линзообразная, что, несомненно, обусловлено кристаллизацией (или перекристаллизацией ?) в условиях одностороннего давления. Преобладают магнетитовые кварциты с парагенезисами:  $OPx_{50-60}+SPx_{35-48}+Mt+Qu$  и  $Gr_{79-89}+OPx_{50-64}+Mt+Qu$ . Б.Г.Яковлев разработал гипотезу образования низкомагнетитовых кварцитов за счет расщепления и переработки ферропироксенитов и эвлизитов [272]. Одним из основополагающих фактов этой гипотезы служит чередование магнетитовых кварцитов с крупно- и среднзернистыми ферропироксенитами, феррометабазами и ферроультрамафитами и нахождение последних в виде останцов в кварцитах. Кроме того, Б.Г.Яковлев и др. [272] обнаружили в гиперстене гиперстен-магнетитовых кварцитов неоднородности – реликтовые участки, сложенные более железистым ортопироксеном. Химический состав реликтового ортопироксена оказался близким к составу ферропироксенитов и эвлизитов.

По минеральному составу породы железистой пачки различаются не существенно. По мере уменьшения количества магнетита и кварца, появления граната, затем эвлита, железо «перекачивается» в силикаты: возрастает железистость последних. Впервые это отметил Г.Л. Кравченко [ 405 ], изучивший пироксены железисто-силикатных пород.

Во многих пластах железистых пород ортопироксен замещается грюнеритом,  $f=50\%$ . На Мангушском месторождении роль грюнерита невелика, хотя встречаются участки грюнерит-магнетитовых кварцитов. В других структурах центральноприазовской серии грюнерит чаще преобладает над ортопироксеном. Грюнерит, в свою очередь, замещается голубовато-зеленой роговой обманкой. В некоторых структурах, например, на Куксунгурском месторождении, наложенным минералом служит также актинолит. В железисто-кремнистых породах изредка встречается плагиоклаз №№ 40-50. Прочие второстепенные минералы: микроклин-пертит, биотит – красно-бурый первичный, и буровато-зеленый по гиперстену. Акцессоры: циркон, апатит, ильменит, шпинель.

Эвлизиты, детально описанные Г.Л.Кравченко [ 423 ] известны во многих местах развития пород дьячновской свиты. Например, в Зачатьевской магнитной аномалии эвлизиты слагают прослой мощностью до 18 м. Контакты с вмещающими гнейсами и магнетитовыми кварцитами постепенные. Структура эвлизитов нередко диаблостовая за счет взаимного прорастания ортопироксена и граната или фаялита и граната. Минеральный состав эвлизитов: оливин – 5-30, ортопироксен – 10-60, клинопироксен – 0-10, гранат – 0-30, кварц – 5-10, магнетит – 2-10, плагиоклаз – 0-8, калишпат – 0-10, биотит – 0-7, куммингтонит – 0-6%, роговая обманка, шпинель, рудные. Оливин серпентинизирован слабо,  $f=95-96\%$ . Характерно, что содержание элементов-примесей группы железа в оливине очень невелико: Ni – 5-40, Cr – 2-3, Zr – 10, Nb – 3-5 г/т. Ортопироксен ( $f=83-86\%$ ) содержит ламелли клинопироксена. По данным метода Мессбауэра, он вообще лишен окисного железа. Содержание элементов-примесей группы железа в нем также незначительное. Низкие содержания элементов-примесей группы железа в оливине и пироксенах исключают, по нашему мнению, возможность образования магнетитовых кварцитов и эвлизитов за счет ферроультрабазитов и скорее объясняется осадочным генезисом этих пород. Гранат высокожелезистый,  $f=92-95\%$ , низкомарганцовистый:  $Alm_{90-99}Py_3, Sps_{0,5-1,0}Gs_{4-19}$ . По ортопироксену развиваются красновато-бурый биотит, куммингтонит и зеленая роговая обманка.

Ферропироксениты, эвлизиты и оригинальные фаялитсодержащие кварциты железорудных месторождений Каменная Могила и Корсак-Могила детально охарактеризованы Г.Л.Кравченко [ 412 ].

Эвлизиты Корсак-Могилы представлены почти бескварцевыми магнетитсодержащими гранат-ортопироксен-фаялитовыми породами иногда с биотитом и роговой обманкой. При обогащении кварцем они смещаются фаялитсодержащими рудными или малорудными гранат-фаялит-ортопироксеновыми кварцитами.

Ферропироксениты установлены на Новоукраинском месторождении, а также на месторождениях Корсак-Могила и Куксунгур. Макроскопически это хорошо раскристаллизованные массивные породы сложенные орто- и клинопироксенами, магнетитом, гранатом со слоями мелкозернистого кварца. Преобладают ортопироксениты. Ю.Ир.Половинкина относила их к магматическим образованиям – оливиновым пироксенитам. Г.Л.Кравченко предлагает иную схему: образование путем высоко-температурного метасоматоза высокожелезистых ферромафитов.

Оливин в эвлизитах и кварцитах представлен фаялитом, f=91-96%. Ортопироксен относится к эвзиту-феррогиперстену, f=72-93%, Ni – 50-15, Cr – 0-10 г/т. Клинопироксен – субкальциевый ферросалит, f=62-65%. Гранат – низкомарганцовистый пироп-альмандиновый, состава:  $Alm_{7-9} Py_{3-12} Sps_{1-2} Gs_{2-15}$ . Синие-зеленая роговая обманка, куммингтонит и жедрит замещают ортопироксен. Биотит темно-зеленый, наложенный.

Таблица 8.7.

Химический состав пород центральноприазовской серии

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	47,10	49,59	44,25	47,17	50,10	44,82	46,72
TiO <sub>2</sub>	0,93	0,85	1,39	1,73	0,44	2,57	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,80	5,70	10,33	16,55	15,76	13,34	4,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,40	4,86	10,83	–	3,01	7,50	1,35
FeO	10,94	10,98	13,47	15,93	9,71	11,16	28,88
MnO	0,09	–	0,20	0,14	0,09	–	0,10
MgO	11,14	12,59	6,00	7,50	6,12	5,47	5,36
CaO	10,05	13,05	10,05	7,45	11,20	9,60	1,60
Na <sub>2</sub> O	1,47	0,73	1,74	1,89	1,87	2,38	0,67
K <sub>2</sub> O	0,67	0,96	0,17	0,67	0,43	2,24	1,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,05	0,08	0,17	0,07	0,16	0,20
H <sub>2</sub> O	1,28	0,29	0,20	0,35	0,19	0,28	0,15
SO <sub>3</sub>	0,45	0,12	0,48	–	0,77	0,08	0,17
П.п.п.	3,62	0,20	0,05	0,70	0,57	0,29	0,81
Сумма	99,73	99,97	99,84	99,99	100,14	99,86	
F	56	56	80	68	77	85	79
Fo	24	31	45	–	24	40	1

Примечание. 1-6 – Мариупольское месторождение: 1 – амфибол-пироксен-плаггиоклазовый кристаллосланец; 2 – двупироксен-плаггиоклазовый кристаллосланец; 3 – амфибол-пироксен-плаггиоклазовый кристаллосланец; 4 – то же; 5 – амфиболлизированный двупироксен-плаггиоклазовый кристаллосланец; 6 – двупироксен-плаггиоклазовый кристаллосланец; 7 – ферропироксенит магнетитсодержащий, Корсак-Могила, обр. 296. Анализы из [412].

Кальцифилы Приазовья отличаются от побужских очень низким содержанием MnO= 0,03% против 0,4%. Приазовские кальцифилы содержат также более тяжелый углерод: δ<sup>13</sup>C= 3,8‰ против 0,8‰. Содержание δ<sup>18</sup>O=17,4-24‰.

На Мариупольском месторождении среди карбонатной толщи встречены пропластки волластонитового скарна, состоящие из волластонита, диоксида, плаггиоклаза №№ 31-36 при-меси кальцита, микроклина, и скаполит-пироксенового скарна состава: клинопироксен, скаполит, плаггиоклаз №№ 35-45, кальцит, паргасит, флогопит [ 770 ].

С кальцифирами переслаиваются мраморы. Мраморы преимущественно массивные, реже – грубополосчатые, разномзернистые; по составу доломит-кальцитовые и кальцитовые. Силикаты те же, что и в кальцифирах.

На Куксунгурском железорудном месторождении Г.Л.Кравченко [ 411 ] обнаружил совершенно оригинальные породы – ильменитовые кальцифилы. Пласт таких кальцифиров мощностью до 50 м залегает среди гранат-биотитовых и роговообманково-биотитовых пла-гиогнейсов. Кальцифилы имеют состав: кальцит – 15-40, доломит – 5-10, форстерит – 0-25, диоксид – 0-20, флогопит (f=30%) – 0-30%, серпентин, шинель, тремолит, магнетит, титанит, апатит. Содержание ильменита достигает 8%. Необычны содержания элементов-примесей в ильмените. Так, содержание Nb составляет 600-2000 г/т, то есть столько же, сколько в ильмените из щелочных пироксенитов Черниговского массива. Содержание когерентных элементов в ильмените, напротив, небольшое: Ni – 30-60, Cr – 100-300 г/т. В валовом составе породы содержание когерентных элементов очень высокое: Ni – 200-400, Cr – 100-1000. Такие содержания характерны для мафитов и даже ультрамафитов. Отмечается почти полное сходство по геохимическим особенностям ильменитсодержащих кальцифиров с биотит-клинопироксен-роговообманковыми кристаллосланцами и предполагается образование кальцифиров метасоматическим путем за счет карбонатизации кристаллосланцев. Это вполне вероятно тем более, что изотопные характеристики

Вмещающими для железистых пород являются ферромета-базиты, роговообманковые и биотитовые плаггиогнейсы, кальци-филы, безрудные кварциты, гранат и силлиманит-гранат-биоти-товые гнейсы, часто мигматизированные.

Температуру гранулитового метаморфизма пород Каменной Могилы и Корсак-Могилы Г.Л.Кравченко определяет в пределах 660-820°C, общее давление при T<sub>ср</sub>=510-780 Мпа, среднее – 650 МПа. Режим кислорода оценивается lgfO<sub>2</sub> от –13,2 до –16,9. Значения РТ-параметров, таким образом, превышают параметры метаморфизма эвлизитов и ферропироксенитов в других районах Приазовья.

Имеется многие другие определения параметров условий формирования железисто-кремнистых пород. Так, для Мариупольского месторождения установлены пределы: T=860-900°C, –lgfO<sub>2</sub>=–11-14, для месторождения Корсак Могила T=650°C, –lgfO<sub>2</sub>=–17,2.

Карбонатные породы – мраморы и кальцифилы приурочены к верхней части темрюкской свиты.

Кальцифилы имеют полосчатую текстуру за счет чередования карбонатных и силикатных слоев. В разных количественных соотношениях в составе пород участвуют кроме карбонатов форстерит с серпентином, диоксид, флогопит. Второстепенные минералы: волластонит, плаггиоклаз, микроклин, кварц, шинель, тремолит, сфен, скаполит, магнетит, родонит, графит, спессартин. Встречены диоксид-родонитовые кальцифилы с содержанием родонита 10-70%. Минеральный состав кальцифиров вполне типичен для гранулитовой фации. Каемки диоксида вокруг форстерита и появление волластонита могут рассматриваться как результат нисходящей ветви метаморфизма в условиях низкой гранулитовой фации.

типичны для метасоматитов:  $\delta^{13}\text{C}=+2,7\%$ ,  $\delta^{18}\text{O}=+18,8\%$ . С выводами Г.Л.Кравченко вполне можно согласиться; смущает только высокое содержание Nb в ильмените.

Высокоглиноземистые плагиогнейсы и кристаллосланцы представлены разновидностями с глиноземистыми минералами: гранатом, силлиманитом, кордиеритом, корундом, нередко с графитом. Как наложенные минералы выступают мусковит и фибролит. Биотит имеет повышенную титанистость:  $\text{TiO}_2=4\%$ ,  $f=40-42\%$  [770]. Метаморфизм глиноземистых гнейсов Мангушского синклиория определяется параметрами:  $T=675-690^\circ\text{C}$ ,  $P=700$  МПа или гранат-кордиерит-ортоклазовой субфацией гранулитовой фации и силлиманит-биотит-ортоклазовой субфацией амфиболитовой фации. Для Мангушского синклиория предполагается наличие метаморфической зональности: в центре синклиория породы высокой амфиболитовой, на крыльях – низкой гранулитовой фации.

В тех структурах центральноприазовской серии, где породы претерпели регрессивный метаморфизм, биотит низкотитанистый:  $\text{TiO}_2=1,3-2,4\%$ ,  $f=50-56\%$ . Метаморфизм определяется силлиманит-альмандин-мусковитовой субфацией:  $T=600-640^\circ\text{C}$ ,  $P=460-480$  МПа [770]. Установлены, также реликтовые парагенезисы:  $\text{Gr}_{65}+\text{OPx}_{41-55}+\text{Crld}_{47}$  и  $\text{Gr}_{69}+\text{OPx}_{42}+\text{Ged}_{39}$ .

В ассоциации с глиноземистыми породами находятся безрудные кварциты. Среди них выделяются средние- и крупнозернистые плотные белые и сливные серые кварциты, которые ритмично чередуются в разрезе. Немногочисленные силикаты в кварцитах представлены гранатом, силлиманитом, биотитом, гиперстеном, микроклином, плагиоклазом, кордиеритом. Аксессуары: циркон, сфен, магнетит, апатит, турмалин, шпинель.

Породы Куйбышевской структуры в качестве магнитной аномалии описаны Г.Л.Кравченко. Аномалия находится в пределах Конкско-Ялынской впадины, в 15 км к северо-западу от пгт Куйбышево. Интересно, что во многих своих работах он доказывает апогранулитовый характер многих структур, а в отношении Куйбышевской структуры его мнение другое. Автор определяет магнетит- и гранатсодержащие гнейсы и кварциты этой магнитной аномалии как прогрессивно метаморфизованные [413]. Толща относится к дьямяновской свите центральноприазовской серии. Подрудная часть толщи сложена магнетит- и гранатсодержащими гнейсами с прослоями магнетит-турмалин-силлиманит-гранат-биотит-плагиоклазовых гнейсов, нередко с силлиманитом и мусковитом. Иногда породы калишпатизированы. Гранат имеет состав, типичный скорее для гранулитов:  $\text{Alm}_{33}\text{Py}_{12}\text{Sps}_4\text{Gs}_4$ . Биотит:  $f=48\%$ ,  $\text{TiO}_2=1,5-2,2\%$ . Автор относит породы к ставролитовой и высокотемпературной силлиманит-мусковитовой субфациям эпидот-амфиболитовой фации с параметрами:  $T=570-630^\circ\text{C}$ ,  $P=400-500$  МПа. Отмечено отсутствие каких-либо признаков регрессивного метаморфизма. Изученная толща, по мнению Г.Л.Кравченко, по составу и условиям образования близка к породам осипенковской толщи, развитым на Андреевском и других участках Сорокинской зоны.

К центральноприазовской серии относится, по-видимому, Драгунское корунд-силлиманитовое месторождение. Там среди толщи высокоглиноземистых гнейсов имеются пачки биотит-роговообманково-пироксеновых плагиогнейсов, а также амфибол-гиперстеновых и гранат-гиперстеновых магнетитовых кварцитов. Корунд входит в состав шпинель-силлиманит-биотитовых и гранат-шпинель-силлиманит-биотитовых плагиогнейсов. Он образует мелкие ксеноморфные зерна в основной ткани, иногда столбчатые по форме порфиробласты размерами до 2-3 см.

### 8.3.7. Дибровская свита

Дибровская свита в схеме НСК выделена в качестве самостоятельного подразделения на возрастном уровне 2600-2500 млн лет. Ранее она относилась к центральноприазовской серии. Дибровская синклиналь (в пределах одноименной магнитной аномалии), расположена в северной части Волчанского выступа, на границе с ДДВ. Структура вытянута на 4 км в меридиональном направлении и обрамляется мигматитами, на которых залегает с угловым несогласием. В целом породы метаморфизованы в амфиболитовой фации [351]. Тем не менее, В.М.Кичурчак и др. [350] в составе бывшей темрюкской свиты Дибровской синклинали наряду с глиноземистыми гнейсами, безрудными кварцитами, амфиболовыми гнейсами выделяют пироксенсодержащие гнейсы, двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, пироксен-магнетитовые кварциты. Позднее авторы [351] разделили дибровскую свиту на две подсвиты: нижнюю (метатерригенную) и верхнюю (кристаллосланцевую). В верхней свите определены пироксен-магнетитовые кварциты. В основании дибровской свиты авторы обнаружили метаконгломераты с U-Th и редкоземельным оруденением. Подчеркивается их сходство с кварцитами Витватерсранда. К структурам, подобным Дибровской, относится также ряд мульдообразных овальных структур палеопротерозойского возраста: Ульяновская, Куйбышевская, Зеленогайская, Волчанская, Петриковская, Зачатьевская, Куксунгурская.

Г.Л.Кравченко нашел и исследовал в Дибровской структуре эвлизиты, по степени метаморфизма отвечающие гранулитовой фации [423].

Эвлизиты ассоциируют с безрудными и малорудными кварцитами. Преобладают эвлизиты магнетит-гранат-гиперстено-оливинового состава, реже встречаются оливин-гиперстен-клинопироксеновые и существенно оливиновые эвлизиты. В результате регрессивного метаморфизма эвлизиты амфиболитизированы: появляются грюнерит и актинолит. Породообразующие минералы эвлизитов: оливин,  $f=91-94\%$ ; ортопироксен,  $f=80-83\%$ ; клинопироксен, гранат ( $\text{Alm}_{76-88}\text{Py}_{4-8}\text{Sps}_{0,5-1,5}\text{Gs}_{0,25}$ ), зеленая роговая обманка,  $f=86\%$ , биотит,  $f=82\%$ , грюнерит,  $f=77-81$ . Грюнерит замещает фаялит и эвлит. Магнетит-гранат-биотит-куммингто-нитовые кварциты, ассоциирующие с эвлизитами, иногда содержат реликтовые прослои амфиболитизированных двупироксен-магнетитовых кварцитов. Температура гранулитового метаморфизма, определенная по разным геотермометрам, составляет  $670-770^\circ\text{C}$ , давление – 450 МПа. Режим кислорода изменяется в пределах  $-lgO_2=15,6-16,9$ . Эти параметры не отличаются от рассчитанных для аналогичных пород Мариупольского месторождения и Зачатьевской магнитной аномалии, принадлежность которых к первично-гранулитовым образованиям никем не оспаривается.



### 8.3.8. Гуляйпольская свита

Гуляйпольская свита установлена только в одноименной синклинали. В схеме НСК свита выделена как аналог криворожской серии на уровне 2300 млн лет; с новыми радиоизотопными определениями это не согласуется.

Гуляйпольская структура представляет собой брахисинклинальную складку длиной 9,5 км и шириной 3-3,5 км, вытянутую в северо-западном направлении (рис. 8.9). Структура расположена в узкой мобильной зоне на северном продолжении Сорокинской и Куйбышевской разломных зон [842]. Глубина структуры, согласно расчетам, 2,5 км. Слагающие структуру породы с большим стратиграфическим перерывом залегают на сильно катаклазированных гранитах возрастом 2800 млн лет (определение ИГФМ). Никаких признаков воздействия гранитов на метапесчаники основания разреза, даже гранитных жил или прожилков, не обнаружено.

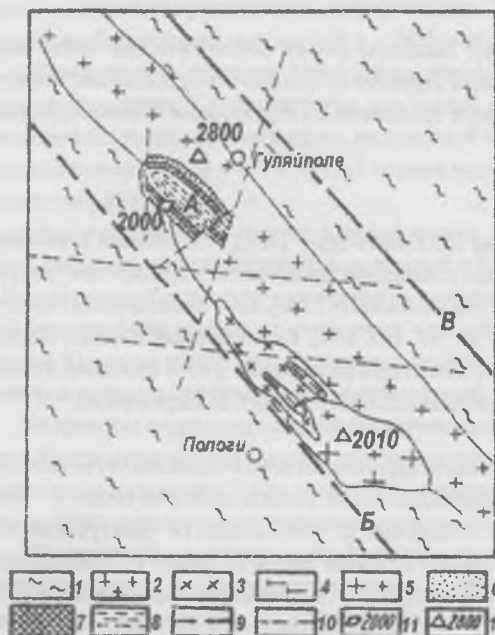


Рис. 8.9. Схема Гуляйпольской структуры и прилегающей территории [ 842 ].

А – Гуляйпольская брахисинклиналь; Б – Сорокинская разломная зона; В – Куйбышевская разломная зона. 1 – плагиомigmatиты; 2 – плагиограниты; 3 – диориты; 4 – ультрабазиты; 5 – порфириовидные граниты; Гуляйпольская свита: 6 – нижняя подсвита, 7 – средняя подсвита, 8 – верхняя подсвита; разрывные нарушения: 9 – региональные, 10 – локальные; изотопный возраст пород по: 11 – биотиту, 12 – циркону.

В пределах структуры авторы [ 842 ] вслед за Г.В.Жуковым и А.А.Настенко [ 273 ] выделяют три подсвиты, располагающиеся в плане концентрически зонально и сопоставляют их с конкретными свитами криворожской серии. Нижняя – сланцево-песчаниковая подсвита, – сопоставляется со скелеватской свитой. В основании разреза находятся кварцевые метапесчаники и метагравелиты, выше – кварц-серицитовые и ставролит-кварц-анда-лузит-мусковитовые сланцы, иногда с гранатом, серицитовые и двуслюдяные кварциты, лептитовые микрогнейсы. Н.П.Щербак и др. [ 878 ] определяют микрогнейсы как средние и кислые метаэффузивы. В них хорошо видны вкрапленники плагиоклаза № 33, погруженные в тонкозернистый агрегат кварца, биотита, альбита, мусковита и карбоната.

Средняя – железисто-кварцитовая подсвита, – сопоставляется с саксаганской свитой. Она сложена магнетит-куммингтонитовыми, стильпнослан-куммингтонит-магнетитовыми, стильпнослан-рибекит-магнетитовыми и другими кварцитами, сланцами близкого к ним состава, а также безрудными кварцитами. Железистые кварциты образуют крупное железорудное месторождение.

Верхняя – сланцевая подсвита, – сопоставляется с гданцевской свитой и слагает ядро синклинали. В ней преобладают кварц-биотитовые, кварц-серицит-биотитовые и кварц-гранат-биотитовые сланцы, иногда с графитом, кордиеритом, ставролитом.

Метаморфизм пород нижней подсвиты определяется эпидот-амфиболитовой фацией по парагенезису мусковита с андалузитом и ставролитом, а верхней – переходом от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации [ 770 ]. Сверху вниз постепенно исчезает хлорит и появляются все более совершенные кристаллы ставролита. Параметры метаморфизма по [770]: T=500°C, P=170 МПа. Р.Я.Белевцев и др. [272, 288] по геотермометрам Л.Л.Перчука получили существенно иные величины: T=505-585°C, P=450-600 МПа.

Изученные Н.П.Щербаком и др. [ 878 ] породы обладают повышенными содержаниями ряда элементов-примесей: Nb – 38, Zr – 204, Zn – 154, Th – 41, Mo – 18, La – 45, Ce – 75, Rb – 128, Sr – 730 г/т.

Химические анализы определяют микрогнейсы как средние породы повышенной калиевой щелочности, что никак нельзя объяснить следствием гранитизации. С учетом химического состава и геохимических особенностей их можно определить как трахиандезиты или кварцевые лати-

Таблица 8.8

Химический состав минералов и пород гуляйпольской свиты

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	52,12	36,45	33,65	35,76	60,70	61,20	63,39
TiO <sub>2</sub>	–	0,02	1,32	1,74	0,74	0,52	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,73	21,90	22,39	20,21	14,60	15,99	15,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,19	0,10	0,91	1,71	0,35	0,67	–
FeO	15,80	33,62	18,96	15,35	4,70	4,43	4,86
MnO	0,06	3,33	0,08	0,17	0,08	0,07	0,08
MgO	7,96	2,00	9,23	11,87	1,90	2,06	1,88
CaO	2,94	1,80	0,56	0,84	5,10	4,76	4,13
Na <sub>2</sub> O	4,54	0,20	0,60	0,48	4,30	3,68	3,05
K <sub>2</sub> O	1,00	0,20	1,32	8,05	3,52	3,10	3,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0,36	0,30	0,35
S					0,30	0,18	0,19
H <sub>2</sub> O–	0,08			3,45	–	0,06	0,05
П.п.п.	2,23	0,24	4,73		0,34	2,87	1,99
CO <sub>2</sub>					2,69	–	–
Сумма	99,65	99,86	99,75	99,92	99,68	99,89	99,61
F, f	60	91	55	43	73	72	72
Fo, f	24	0	2	5	7	13	

Примечание. 1 – рибекит из итабирита средней свиты, скв. 42; 2 – гранат из гранат-биотитового сланца верхней свиты, обр. 558; 3 – биотит, там же; 4 – биотит из биотит-мусковитового сланца нижней свиты; 5-7 – плагиоклазовые метапорфиры. Анализы 1-4 из [770], 5-7 – из [ 878].

ты. Таким образом, в составе гуляйпольской свиты принимают участие средние субщелочные вулканиды, не характерные для зеленокаменных структур.

Радиозотопные исследования, однако, не подтверждают протерозойский возраст свиты, так как время проявления среднего вулканизма в ней датировано Н.П.Щербаком и др. [ 878] в 2850 млн лет. Позднее [ 727 ] датирован типично детритовый циркон из кварцитов нижней подсвиты. Полученный возраст 2900 млн лет, по мнению авторов, указывает на размыт неозархейских и мезоархейских гранитоидов. Время метаморфизма определено по метаморфогенному циркону из роговообманково-биотитового гнейса, по химическому составу отвечающему трахиандезиту (см. табл. 8.8). Его возраст – 2200-2100 млн лет – близок ко времени интенсивного гранитообразования в Западном Приазовье. Таким образом, имеет место несовпадение стратиграфического и радиозотопного возрастов. А.М.Снежка обнаружила в Гуляйпольской структуре протерозойские микрофитолиты, сопоставимые с таковыми гданцевской свиты криворожской серии. Е.Б.Глевасский определяет гуляйпольскую свиту как верхний структурный ярус Гайчурского пояса [ 203 ].

Гуляйпольская структура имеет ряд признаков зеленокаменных структур: овальную форму, литологический состав пород и прогрессивную метаморфическую зональность. От типичных зеленокаменных структур ее отличает отсутствие мафитового и ультрамафитового вулканизма. Поэтому, если делать сопоставления, то ее следует сравнивать со структурами белозерского типа.

### 8.3.9. Проблема зеленокаменных поясов Приазовья

В последние годы, благодаря основательно аргументированным работам Е.Б.Глевасского [200], А.Б.Боброва с коллегами [103], Г.В.Артеменко [9,13] появилось и стало очень популярным представление о Западном Приазовье как гранит- или гранулит-зеленокаменной области. Это название впервые появилось, вероятно, в статье Е.Б.Глевасского [200], хотя Косивцевская структура названа зеленокаменной и описана еще раньше в статьях А.Б.Боброва и др. [96, 99, 104, 109]. Геологическая позиция структур Западного Приазовья имеет важное металлогеническое значение, поэтому автор попытался разобраться в этой проблеме, воспользовавшись, в основном, работами названных выше и ряда других авторов, особенно Г.Л.Кравченко и С.И.Переверзева.

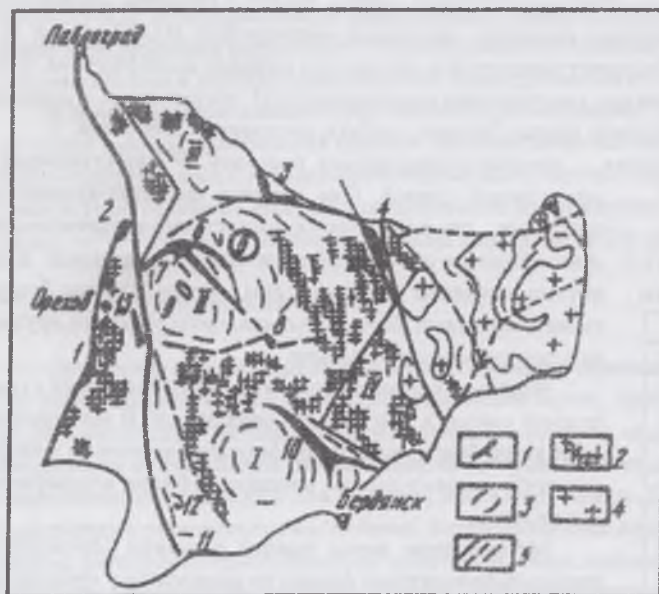


Рис. 8.10. Схема зеленокаменных поясов Приазовского геоблока [200]. Блоки (гранитоядные овалы, римские цифры на схеме): I – Салтычанский, II – Гайчурский, III – Волчанский, IV – Мангушский. Пояса или их фрагменты (арабские цифры на схеме): 1 – Новогородский; 2 – Северотерсянский, 3 – Шевченковско-Федоровский; 4 – Павловский; 5-9 – Гайчурский (номер в кружке), включающий Риздвянско-Успенскую (6), Косивцевскую (7), Куйбышевскую (8) и Гуляйпольскую (9) структуры; 10 – Сорокинский; 11 – Орловский; 12 – Куксунгурский, 13 – Восточный Новоданиловский. Условные обозначения: 1 – зеленокаменные и сопутствующие образования; 2 – протяженные пачки нерасчлененных гранулитов (в том числе и диафторированных); 3 – простиранье гнейсов и гранито-гнейсов; 4 – нерасчлененные образования субщелочных гранитоидных комплексов Восточного Приазовья; 5 – главные разломы разных порядков.

Позицию сторонников наличия в Приазовье зеленокаменных образований обосновал Е.Б.Глевасский [200]. Его основные доводы следующие: зеленокаменные структуры Приазовья имеют типичный базит-ультрабазитовый состав нижних частей разреза и метаосажденный – верхних; возраст

структур архейский, метаморфизм зональный и прогрессивный, преимущественно слабый, структуры конформны с гранитоидными куполами. Автор выделил в Приазовье 12 зеленокаменных поясов, структур или их фрагментов: Новогородский, Северотерсянский, Шевченковско-Федоровский, Павловский, Риздвянско-Успенский, Косивцевский, Куйбышевский, Гуляйпольский, Сорокинский, Орловский, Куксунгурский, Восточно-Новоданиловский. Большую часть этих структур он считает зеленокаменными. При этом принимается существование ЗС двух возрастных уровней: приазовского (свыше 3,3 млрд лет) и приднепровского (около 3,15 млрд лет). К приднепровскому типу отнесены Новогородская и Северотерсянская чешуи.

Ниже приведена краткая характеристика большинства названных выше структур. Косивцевская, Гуляйпольская и Дибровская структуры рассмотрены выше.

В пределах фундамента Конкско-Ялынской впадины, в районе, где на схеме Е.Б.Глевасского не показаны протяженные пачки гранулитов, им впервые выделен Гайчурский гранитоидный овал и обрамляющий его одноименный зеленокаменный пояс. Гайчурский пояс включает Риздвянско-Успенскую (Терноватскую), Косивцевскую, Куйбышевскую, ряд мелких реликтов зеленокаменных структур, а в центре овала – Гуляйпольскую структуру.

Риздвянско-Успенская полоса дугообразно окаймляет Гайчурский овал с севера и с востока. Как и все аналогичные структуры, она является приразломной моноклинальной структурой и очень узкой – около 0,5 км при длине свыше 60 км. На юге продолжением полосы является, возможно, отрезок Куйбышевской тектонической зоны. Разрез Риздвянско-Успенской

структуры как одного из районов развития осипенковской серии, изучен С.И. Переверзевым [ 605]. На фрагменте геологического разреза Западно-Гайчурского структурного профиля верхнетемрюкская и осипенковская свиты показаны в строгом согласии, тогда как косивцевская часть разреза отчленена от него субвертикальным телом серпентинитов ( см.рис. 8.6). Считается, что к Риздвянско-Успенской структуре через разлом причленяется Косивцевская структура.

Риздвянско-Успенская (Терноватская) полоса сложена породами, характерными для осипенковской толщи – гранат-биотитовыми, двуслюдяными, силлиманит- и кордиеритсодержащими плагиогнейсами, иногда, и это важно подчеркнуть, частично мигматизированными, а также амфиболитами, амфиболовыми плагиогнейсами, железистыми кварцитами. Метаконгломераты и метапесчаники в толще автором не обнаружены. Современный уровень метаморфизма пород Терноватской полосы – эпидот-амфиболитовая фация. Мусковит в двуслюдяных гнейсах, по мнению автора, несомненно, наложенный. Обнаружен скиалит биотит-гиперстенового плагиогнейса, в амфиболитах есть находки бурой роговой обманки. С.И. Переверзев [ 605 ] делает вывод о первично гранулитовом составе толщи Терноватской структуры. Свинцово-изохронный возраст циркона из гранат-кордиерит-биотитового плагиогнейса – 3025 млн лет (ИГФМ, В.М.Скобелев).

Совокупность структур Гайчурского пояса Е.Б.Глевасский рассматривает как «скелет» глубоко эродированного зеленокаменного пояса. Предполагается, что толщи, обрамляющие смежные гранитоидные валы, также разновозрастные, так что косивцевская толща отвечает вновь выделяемой нижнеосипенковской свите. По нашему мнению, это достаточно хорошо подтверждается наличием в той и другой толщах метамагнитов, описанных А.Б.Бобровым с коллегами [ 96 ] и радиологическим возрастом [ 879 ].

Новогорожская и Северотерсянская чешуи являются фрагментами поясов приднепровского типа – ответвлениями или продолжениями, соответственно, Белозерской и Конкской ЗС. Обе чешуи находятся к востоку от Орехово-Павлоградской зоны. В Новогорожской структуре метаморфизм достигал амфиболитовой фации. Заметим, что для приднепровских ЗС амфиболитовый метаморфизм вообще не характерен – он слишком высок. Разрез Северотерсянской чешуи подобен таковому Юльевской полосы Конкской структуры. Ее слагают амфиболиты, хлорит-амфиболовые и биотитовые сланцы, хлорит-амфиболовые железистые кварциты низких фаций метаморфизма.

Выделены структуры неясной геологической позиции: Восточное Новоданиловское и Орловское железорудные проявления и Куксунгурское железорудное месторождение. По мнению Е.Б.Глевасского, – это фрагменты раннедокембрийской океанической коры (гранулиты?) или реликты ЗС приазовского типа. По Восточно-Новоданиловской и Орловской структурам данных нет, но Куксунгурское месторождение изучено хорошо

Железорудное месторождение Куксунгур отличается от большинства структур Западного Приазовья тем, что имеет форму овала размерами 3 x 6 км, ориентированного в широтном направлении. Первично-гранулитовый генезис пород месторождения обосновал Г.Л.Кравченко. По мнению Г.В.Жукова, оно представляет собой синклиналию складку. Все породы интенсивно мигматизированы, микроклинизированы и уже по этим признакам не могут относиться к зеленокаменным структурам. Метаморфизм пород, как показано выше, достигал гранулитовой фации.

К проблематичным структурам протерозойского возраста отнесены Шевченковско-Федоровская и Павловская структуры.

Шевченковско-Федоровская структура состоит из двух названных полос, сходящихся под тупым углом и частично примыкающих к разлому. Мощность структур – первые км, протяженность – 15 км. Слагающие толщу породы – высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, мраморы и кальцифиры – отвечают верхней части разреза Сорокинской зоны и содержат однотипные с нею строматолитовые постройки. Метаморфизм пород Федоровской синклинали в целом также определяется эпидот-амфиболитовой фацией. Однако, среди двуслюдяных плагиогнейсов и роговообманково-куммингтонит-магнетитовых кварцитов описаны гиперстеносодержащие магнетитовые кварциты [606] и оливин-магнетитовые кальцифиры [ 920 ]. Состав кальцифиров гранулитовый: оливин – 10-20, флогопит – 0-10, карбонаты – 25-40, магнетит – 10-25, сульфиды железа – до 50%. По описанию [920], доломит сначала замещается анкеритом. Последний при разложении дает кальцит и магнетит. Такие породы известны на Среднем Побужье. На Приазовье в них меньше магнетита.

Павловская структура протяженностью до 30 км примыкает к Малоянисольскому разлому и залегает среди гранулитов. Состав пород: амфиболиты с эпидотом и актинолитом, иногда с клинопироксеном, зеленые сланцы. Возраст пород из кислых метавулканитов – 2132 млн лет [ 13 ]. К югу эта полоса сменяется гранулитами западного обрамления Мангушского блока того же возраста – 2142 млн лет.

Все перечисленные выше структуры объединяются в единый Центральноприазовский пояс, который делит Приазовский блок на западную и восточную половины [ 200 ]. Между ними находится зона растяжения, разделяющая области известково-щелочного и щелочного магматизма.

Е.Б.Глевасский определяет следующие отличия ЗС Приазовья от структур Приднепровья: приазовские ЗС узкие и протяженные, по возрасту более древние, в основаниях иногда содержат обломочные породы, а кислые и средние породы – только дайковые; в приазовских ЗС иногда совмещены архейские и протерозойские породы, в них иногда наблюдаются преобразования протерозойского возраста, чего нет в приднепровских ЗС. Наконец, «...приазовские зеленокаменные структуры в ряде случаев непосредственно ассоциируют с гранулитогнейсовыми, нередко как бы сменяя их в обрамлении гранитоидных овалов» [200, стр.81].

Рассмотрим, пытаясь соблюсти максимальную объективность, доказательства сторонников существования в Приазовье зеленокаменных структур используя критерии, разработанные К.Конди [ 897 ].

Дискуссию надо начинать с самого термина “зеленокаменные”, поскольку даже такие классики, как К.Конди и А.Гликсон иногда применяют этот термин неоднозначно. Первое определение зеленокаменных пород дал в 1877 г. русский ученый А.А.Иностранцев как “... сборное название для изверженных пород, окрашенных хлоритом в зеленый цвет” [Петрографиче-

ский словарь]. В более поздних словарях к хлориту добавились эпидот и амфиболы. Обычно термин “зеленокаменные” принято считать синонимом термина “зеленосланцевые”, хотя это не вполне правильно. Исходя из сборного характера термина, к зеленокаменным породам следует относить продукты зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, но ни в коем случае не амфиболитовой, ни, тем более, гранулитовой фаций.

Неопределенность в терминологию зеленокаменных пород внес А.Гликсон своим заявлением “...существуют зеленокаменные и зеленокаменные комплексы” [212, с. 282]. Следуя неверному прищипу, что все основные породы, независимо от степени их метаморфизма – зеленокаменные, он выделил “первичные” и “вторичные” зеленокаменные комплексы. К сожалению, определение этих терминов в его статье вследствие неправильного применения термина “зеленокаменные”, расплывчатое. Из текста статьи [212] можно понять, что первичные зеленокаменные комплексы – это те, которые выступают в виде реликтов высокометаморфизованных пород в гранулит-гнейсовых и амфиболит-гнейсовых областях, а вторичные – истинно зеленокаменные структуры в понимании К.Конди. Такой подход неверен по двум причинам: во-первых, термин “вторичные” логически предполагает их образование за счет “первичных”. Это логически допускает возможность наличия реликтов гранулитов, против чего решительно возражают исследователи структур Приазовья. “Вторичные зеленокаменные комплексы” никогда не испытывали гранулитового метаморфизма, о чем свидетельствует, в частности, сохранность первичных структур. Во-вторых, первичные комплексы, как уже отмечалось, не являются зеленокаменными. Терминология А.Гликсона основана на убеждении, что зеленокаменные структуры имеют гранулитовые корни. Если это так, то глубинность зеленокаменных структур должна достигать гранулитовой фации – 25-30 км, что совершенно неверно, учитывая реальную глубину их заложения. Если же зеленокаменные структуры вторичные, то есть образовались по первичным, то сохранение в них реликтов гранулитов должно быть закономерным явлением. Надо заметить, что в более поздних работах А.Гликсон не применяет эти термины, а пишет: “ранние супракрустальные породы в ортогнейсах” и “поздние зеленокаменные толщи”. Тем не менее термины “первичные” и “вторичные” зеленокаменные комплексы (структуры)” прижились в геологической литературе и усилили в ней терминологическую неопределенность. Нередко отдельные зеленокаменные структуры (комплексы) именуются поясами. Например, известная книга К.Конди так и называется «Архейские зеленокаменные пояса» [384]. В действительности, типичные зеленокаменные структуры, как правило, не имеют ни формы, ни протяженности пояса. Геологи, изучавшие Приднепровье – В.И.Орса, А.Б.Бобров, А.А.Сиворонов и другие, особенно в последние десятилетия, очень правильно, на наш взгляд, называют отдельные синклинали зеленокаменными структурами (ЗС), которые в совокупности образуют зеленокаменные пояса (например, Верховцевско-Чертомлыкский), а вместе с гранитами – гранит-зеленокаменные области. А.Б.Бобров с коллегами в недавней работе [110] отрицают понятие «пояса» по иной причине: они доказывают, что пояса являются фрагментами кольцеобразных структур, которые на этапе формирования соединялись между собой.

К.Конди [384] выработал 29 пунктов, как он пишет “фактических наблюдений”, а в сущности – четкие критерии выделения архейских зеленокаменных структур. Некоторые из “наблюдений” спорные, но главные особенности зеленокаменных структур, выделенные К.Конди, вполне однозначные и их следует запомнить: архейский возраст; наличие более древнего фундамента; вогнуто-дугообразные ограничения или слабо удлиненная форма структур; преобладание основных и ультраосновных пород в основании разрезов; хорошая сохранность первичных магматических структур горных пород и главное – прогрессивный концентрически-зональный метаморфизм с повышением от зеленосланцевой в центре структур до низкой амфиболитовой фации по периферии, в контакте с гранитоидами. Ясно, что для полной идентификации зеленокаменных структур одного-двух критериев недостаточно.

Признак архейского возраста для нижних частей разреза приазовских структур соблюдается хорошо, причем возраст их еще более древний, чем приднепровских ЗС. В этом отношении приазовские структуры следует относить к выделенному А.Ф.Грачевым и В.С.Федоровским [221] барбертонскому типу ЗС возрастом 3,6 – 3,0 млрд лет. Однако, верхние части разрезов некоторых структур определяются как протерозойские. Эту отличительную особенность приазовских ЗС Е.Б.Глеваский объясняет гранулитовым составом фундамента, однако в Барбертонской провинции фундамент также гранулитовый, тем не менее структуры отвечают определению зеленокаменных структур К.Конди.

Признак наличия древнего фундамента для приазовских ЗС соблюдается частично, так как его существование подтверждается только расчетными геофизическими данными или скважинами в бортовых частях структур, причем, как и для приднепровских структур. Непосредственно под структурами фундамент нигде не вскрыт. Наличие фундамента только в приобортовых частях структур – факт не объективный: это в равной мере возможно как для синклиналильных структур, так и для мегаскиалитов. Предполагается, что структуры центрально-приазовской серии по отношению к толщам западноприазовской серии являются наложенными, поэтому, если какая-нибудь из центральноприазовских структур будет регрессивно метаморфизована вплоть до зеленосланцевой фации, то создастся полная видимость истинно зеленокаменной структуры. Это – если не учитывать прочих признаков ЗС.

В связи с проблемой наличия фундамента следует обратить особое внимание на результаты геофизических исследований А.Г.Насада с соавторами [558]. Они показали, что для земной коры истинно зеленокаменных структур Приднепровья характерно поднятие поверхности Мохо, а для мегаскиалитов высокометаморфизованных пород – ее опускание. Сорокинской зоне соответствует желобообразный прогиб Мохо совершенно так же, как под Орехово-Павлоградской зоной, но меньших масштабов. Прогиб имеет глубины 44-46 км и совпадает с простираемостью зоны. Под Шевченковско-Федоровской структурой прогиб Мохо небольшой – 40 км, отвечающий границе Волчанского и Ремовского блоков. Таким образом, обе структуры, согласно геофизическим данным, определяются как структуры высокометаморфизованных пород. Во всех гранит-зеленокаменных районах мира земная кора тоньше, чем в гранулитовых.

Вогдуто-дугообразные очертания, характерные для ЗС установлены только для двух структур Приазовья – Сорокинской и Риздвянско-Успенской. Последняя, собственно, и послужила причиной для выделения Е.Б.Глевасским Гайчурского овала. Форма всех прочих структур Приазовья, в отличие от приднепровских, сильно удлиненная. Ширина структур незначительная – до 2,5 км, обычно первые сотни метров. Надо заметить, что во многих гранит-зеленокаменных областях, например, в Восточно-Йилгаринском блоке или в Карелии зеленокаменные структуры эшелонированные, протяженные, узкие, линейные. В блоке Пилбара зеленокаменные структуры представляют собой узкие синклинали. Линейные структуры скорее правило, чем исключение. Как нам кажется, есть основание выделить два морфологических типа – линейные и амбовидные зеленокаменные структуры. К.Конди такого разделения не делает. Нет никаких данных о наличии гранулитов в структурах или они просто не принимались во внимание. Любопытно, что линейно-поясовую форму имеют и пачки нерасчлененных гранулитов, как их называет Е.Б.Глевасский. Простираение этих пачек субмеридиональное и субпараллельное, как и структур, отнесенных к зеленокаменным. Только одна структура – Гуляйпольская, – имеет овальную форму и только она в этом плане отвечает признакам зеленокаменных структур, вероятно, белозерского типа. Характерно, что практически все структуры – приразломные. Они ограничены разломами с одной или двух сторон, что, впрочем, не противоречит их первичному определению – троговые структуры.

Признак наличия в основании разрезов основных и ультраосновных пород соблюдается почти во всех структурах. В Косивцевской и Сорокинской структурах установлены разрезы, типичные для ЗС Приднепровья. В.А.Шпыльчак и П.И.Пигулевский [849] вообще исходят из концепции совместного развития Среднеприднепровского и Приазовского блоков. В наличии коматиитов, прежде всего, в Косивцевской структуре, детально описанных А.Б.Бобровым с коллегами [96], трудно усомниться и это представляет собой главное препятствие для противников признания зеленокаменного характера структур. Принцип хорошей сохранности первичных магматических структур подтверждается именно благодаря этим работам. Что же касается наличия терригенных структур в гнейсах, то это – факт далеко не однозначный. Так, воздействием линейных деформаций авторы [921] объясняют образование тонкополосчатых пород, слагающих осипенковскую свиту. Аналогичные явления наблюдались на других месторождениях железистых кварцитов Приазовья. Конгломераты и гравелиты в составе свиты являются, по их мнению, продуктом будинажа и катаклаза согласных кварцевых жил.

Проблема направленности и зональности метаморфизма – другое препятствие, действующее против сторонников зеленокаменных структур. Прогрессивный зональный метаморфизм – характерная особенность истинных зеленокаменных структур. Степень метаморфизма в центральных частях ЗС, по данным разных авторов, определяется обычно как зеленосланцевая или даже как пренит-пумпелнитовая фация. По периферии ЗС метаморфизм достигает амфиболитовой, а в Восточной золотоносной провинции Австралии даже гранулитовой (пироксен-роговиковой) фации [84]. Низкофациальный метаморфизм – один из главных признаков ЗС. Не будем ссылаться на К.Конди, а обратимся к отечественным геологам. Освещая метаморфизм Сурской структуры, А.Б.Бобров с коллегами пишут: «...в отличие от образований фундамента в пределах тоналит-зеленокаменного СФК, метаморфизм высокотемпературных амфиболитовой и гранулитовой фаций, как и сопровождающих их ультраметаморфических образований, не проявлен. Это обстоятельство отражает специфический характер метаморфизма зеленокаменного комплекса и, в числе иных особенностей, может считаться его диагностическим признаком» [109]. И совсем недавно они подтверждают, что «типоморфным» признаком ЗС является «...зональный метаморфизм від епідот-амфіболітової (амфіболітової) фации на краях і до зеленосланцевої в центрі структур» [110, стр.48].

Ряд авторов, в том числе сторонники зеленокаменного характера приазовских структур неоднократно упоминают о реликтах гранулитов в этих структурах. Одного слова «реликты» уже достаточно. Если есть реликты, значит когда-то были и сами гранулиты и не признавать этот факт невозможно. Значит, метаморфизм шел по нисходящей линии, а для этого толщи надо было вывести на более высокий уровень, подвергнуть их воздействию гранитов, а еще лучше – динамометаморфизму. Учитывая наличие катаклазитов в зеленокаменных породах, последнее более вероятно.

Метаморфизм зеленокаменных структур Приазовья, как мы пытались показать на примере ряда структур, скорее всего был регрессивным.

В метаморфических породах западноприазовской и центральноприазовской серий отчетливо устанавливается два этапа метаморфизма: прогрессивный гранулитовый и регрессивный более низких фаций. Гранулитовый этап был не единым, а, по крайней мере, двухфазным. Регрессивный этап был также сложным и протекал вплоть до зеленосланцевой фации. Последний этап осуществлялся в условиях динамотермального метаморфизма.

Г.Л.Кравченко на основании большого объема оригинальных анализов детально охарактеризовал породообразующие минералы Сорокинской зоны, причем конкретно для каждой метаморфической ступени. Пользуясь современными геотермометрами и геобарометрами, он убедительно доказал регрессивную направленность метаморфизма пород этой зоны.

О зональности метаморфизма. Е.Б.Глевасский в своей работе [200] неоднократно упоминает о смене по простиранию с юга на север зеленокаменных ассоциаций гранулитовыми, считая, это признаком зональности метаморфизма. Действительно, классическая метаморфическая зональность такого типа по простиранию метаморфических поясов известна в поясах Абукума, Риоке, в Забайкалье и в других местах. Но в истинно зеленокаменных структурах зональность, как уже отмечалось, имеет принципиально иное – концентрически-зональное строение. Достоверно такая зональность установлена только для Гуляйпольской структуры. Поперечная зональность как утверждают А.Ф.Грачев и В.С.Федоровский [221], для архейских зеленокаменных структур не характерна.

В качестве одного из признаков зеленокаменных структур А.Б.Бобров с коллегами [103] называют наличие вулканоплутонических ассоциаций (ВПА). Реальность ВПА основных и ультраосновных пород ими убедительно показана на примере

Сорокинской и Косивцевской структур. Особенность приазовских структур в том, что в них отсутствует тоналит-плагио-гранитная ВПА типа плагиогранитов сурского комплекса. Приазовские гранитоиды добропольского и осипенковского комплексов несопоставимы с сурскими ни по возрасту, ни по составу.

Радиоизотопное датирование, к сожалению, также не дает однозначного ответа о генезисе приазовских структур. Полученные даты можно применить как к зеленокаменным, так и к апогранулитовым структурам. Получить ответ на решение проблемы можно, лишь детально продатировав все последовательные метаморфические процессы.

Рассмотрев все доводы «за» и «против» о геологической сущности структур Приазовья, мы приходим к неутешительному выводу: проблема по-прежнему остается нерешенной. Правы те петрографы, которые в соответствии с преобладающим вещественным составом структур Приазовья называют их зеленокаменными. Правы и те, которые, изучив реликты гранулитов, называют их апогранулитовыми. Мы предложили бы называть их апогранулитовыми зеленокаменными, чтобы отличить от существенно иных по генезису истинно зеленокаменных структур в понимании К.Конди. Обращает внимание особо ярко выраженная приуроченность почти всех приазовских структур к разломам. Можно предположить, что именно разломы были причиной взбросового выдвигания с более глубинных горизонтов высокометаморфизованных, не подвергшихся ультраметаморфизму линейных блоков, с их последующей тектонической переработкой и диафторезом в низких фациях, как это всегда наблюдается в тектонических зонах. Безусловно, если разломная тектоника сыграла огромную роль в становлении приднепровских структур, как это убедительно показали в последней статье А.Б.Бобров с коллегами [96, 110], то для приазовских структур ее значение было вообще исключительным.

По нашему мнению, четко приразломный характер структур, тектоническое переслаивание пород, которое допускает Е.Б.Глевасский, наличие диссена, смена высоко- и низкометаморфизованных пород по простиранию, регрессивный характер метаморфизма и другие особенности позволяют предположить, что приазовские структуры сорокинского типа являются тектоническими пластинами, выдвинутыми вдоль разломов. М.А.Ярошук [929], сопоставляя Майское золоторудное месторождение с месторождением Колар, определяет Сорокинскую структуру как зону активизации, сложенную породами, прогрессивно метаморфизованными в гранулитовой фации, впоследствии интенсивно тектонизированными и диафторированными. Против такой гипотезы, как мы видели, свидетельствуют материалы А.Б.Боброва с коллегами и главный их довод – наличие основных и ультраосновных вулканитов.

Определение генезиса приазовских структур имеет далеко не теоретическое значение: оно определяет, как справедливо отметил Е.Б.Глевасский, направленность поисков оруднения в Приазовье, особенно, золотого.

Предлагаемая интерпретация структур Приазовья отнюдь не умаляет перспектив района на золото, но предполагает их иную направленность. Известно, что почти все крупные золоторудные месторождения мира – Хемло, Пюркьюпайн, Калгурли, Йеллоунайф и др., находятся в зеленокаменных структурах гранит-зеленокаменных поясов. В высокометаморфизованных областях имеется немного месторождений, наиболее крупное из них Колар, Южная Индия. Оно локализовано в породах группы Саргур – аналога днестровско-бугской, аульской и западноприазовской серий. На Украинском щите аналогичное структурное положение имеют Майское и Клиновское месторождения, а также все рудопроявления Приазовья, приуроченные к мегаксенолитам гранулитов – “первичным” зеленокаменным поясам. Возможно, именно регрессивная переработка высокометаморфизованных пород и связанные с ней низкотемпературные процессы и привели к локализации золотого оруднения.

## 8.4. Петрография магматических и ультраметаморфических комплексов.

В соответствии со стратиграфической схемой НСК-1999 ниже охарактеризованы следующие магматические и ультраметаморфические комплексы (рис.8.11). В палеоархее – эндербитовый и базит-ультрабазитовый комплексы новопавловской ассоциации. В мезоархее – диорит-тоналит-трондьемитовые гайчурский и добропольский комплексы. В неоархее – эндербитовый токмакский, трондьемитовый шевченковский, базит-ультрабазитовый мангушский, сиенитовый старобогдановский и диорит-тоналит-плагиогранитовый осипенковский. В палеопротерозое – тоналит-диоритовый обиточненский, анадольский лейкократовых гранитов, салтычанский гранитовый, карбонатитовый черниговский и сиенит-гранитовый хлебодаровский. В мезопротерозое – субщелочной габбро-сиенитовый южнокальчикский, щелочной октябрьский и лейкогранитовый каменноогильский. Охарактеризованы также комплекс разновозрастных даек и девонский щелочной покрово-киреевский комплекс.

### 8.4.1. Гайчурский комплекс

Гранитоиды диорит-тоналит-трондьемитового состава выделены в Зеленовской синклинали Гайчурского блока на основании радиоизотопного датирования [13]. Они залегают среди амфиболитов и метаультрабазитов. От добропольских гранитоидов эти граниты отличаются низкой калиевой щелочностью и наличием в нормативном составе орто- и клинопироксенов. Впрочем, в тоналите, из которого анализирован циркон, определен и модалный диопсид. Состав тоналита следующий: плагиоклаз – 75, кварц – 18, диопсид – 3-5, роговая обманка – 1-2%. Минимальный возраст тоналита 2948 млн лет. Вторая проба – крупнозернистый лейхотрондьемит. В нем возраст циркона – 2890 млн лет. Гранитоиды гайчурского комплекса по минеральному и химическому составу (табл. 8.9) очень напоминают эндербиты шевченковского комплекса.

Химический состав пород гайчурского, добропольского и старобогдановского комплексов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	61,31	68,67	54,60	65,20	70,61	61,32	63,05	61,59	59,69	53,54
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,20	0,94	0,35	0,18	0,66	0,52	0,51	1,25	1,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,54	16,85	17,80	15,80	15,71	17,07	16,07	15,10	14,97	16,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	0,13	1,40	1,00	0,65	2,16	1,71	3,44	3,2	4,24
FeO	3,80	2,59	6,10	3,30	1,00	2,13	2,59	1,58	7,10	8,19
MnO	0,12	0,08	0,11	0,08	0,03	0,06	0,07	0,39	0,15	0,23
MgO	5,08	1,18	4,10	2,50	3,54	2,87	2,26	1,56	1,01	1,21
CaO	4,49	3,22	7,10	4,90	3,54	5,53	4,59	5,32	3,15	4,25
Na <sub>2</sub> O	3,80	2,97	4,80	5,20	5,46	4,34	5,00	3,64	3,92	4,16
K <sub>2</sub> O	2,40	2,82	1,20	0,72	0,90	1,20	2,56	5,40	3,60	4,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,05	0,23	0,06	0,06	0,24	0,49	0,17	0,47	0,68
S	0,04	0,14	0,19	0,16	0,04		0,06	0,15	0,17	0,97
H <sub>2</sub> O	0,11	0,10	–	–	0,16	0,44	0,20	0,19	0,30	0,48
П.п.п.	0,85	0,90	1,09	0,71	0,65	0,67	0,65	0,73	0,79	1,74
Сумма	99,45	99,83	99,64	99,98	99,62	99,29	100,03	99,77	99,59	100,99
F	51	70	65	64	73	60	66	78	91	31
Fo	27	5	19	23	39	50	40	68	91	34

Примечание. 1, 2 – добропольский комплекс: 1 – кварцевый диорит, 2 – трондъемит. 3-5 – гайчурский комплекс: 3 – диорит, 4 – тоналит, 5 – трондъемит. 6, 7 – осипенковский комп-лекс: 6 – кварцевый диорит; 7 – гранодиорит. 8-10 – старо-богдановский комплекс: 8 – сиенит Старобогдановского массива; 9 – сиенит-диорит Мариупольского месторождения; 10 – габбро-сиенит, там же. Анализы 1-2 – из [ 879 ], 3-5 – из [13], 6,7 – из [ 426 ], 8 – из [ 8], 9, 10 – из [ 290 ].

#### 8.4.2. Добропольский комплекс

Добропольский комплекс включает кварцевые диориты, гранодиориты и трондъемиты, интрузирующие породы косивцевской толщи. Комплекс выделен на основании радиоизотопных определений возраста и данные по нему крайне скудные.

Гранитоиды комплекса в пределах Пологовской синклинали Гайчурского блока образуют два массива – Добропольский и Риздвянский, приуроченные, соответственно, к Добропольской и Терноватской зонам разломов [13]. Граниты насыщены ксенолитами основных пород, реже – плагиогнейсов. В работе [ 879 ] приведен следующий состав кварцевых диоритов, отвечающих скорее диориту: роговая обманка – 25-30, плагиоклаз – 55, кварц – 3-5, микроклин – 5, биотит – 5%, апатит. Роговая обманка синевато-зеленая, пойкилобластовая. Плагиоклаз – зональный олигоклаз. Биотит оливково-зеленый, иногда замещает роговую обманку. По нашим наблюдениям в шлифах, эти диориты – типичные породы Среднего Приднестровья, без каких-либо реликтовых минералов или признаков наложенных процессов.

Трондъемиты похожи на породы жильной фации шевченковского комплекса. Они интрузируют железистые кварциты и сланцы Гайчурской структуры. Трондъемиты – серые, среднезернистые, слабо гнейсовидные. Их состав: кварц – 15, плагиоклаз – 74, мусковит – 1-3, микроклин – 3, биотит – 5%. Плагиоклаз № 33, биотит красновато-бурый.



Рис. 8.11. Схематическая геолого-петрографическая карта строения интрузивных гранитоидных массивов Восточного Приазовья: [ 615 ].

1 – гнейсы и кристаллосланцы западноприазовской серии, эндробиты токмакского комплекса; 2 – диориты и гранодиориты обиточненского и пицневикского типов; хлебодаровский комплекс; 3 – габбро, габбро-сиениты и габбро-монзониты, 4 – кварцевые сиениты и кварцевые монзониты, 5 – биотит-амфиболовые граниты; 6 – граниты анадольского комплекса; южнокальчякский комплекс; 7 – габбро, габбро-сиениты, плагиоклазиты, 8 – сиениты, 9 – кварцевые сиениты, 10 – граниты; октябрьский комплекс; 11 – щелочные породы, 12 – габбро-пироксениты; 13 – каменномогильский комплекс; 14 – линии разрывных нарушений; массивы (цифры на карте): 1 – Екатериновский, 2 – Каменные

Могила, 3 – Новоянысольский, 4 – Володарский, 5 – Кременевский, 6 – Хлебодаровский, 7 – Октябрьский, 8 – Дубовский, 9 – Анадольский, 10 – Талаковский. 11 – Греко-Александровский, 12 – Кумачевский.

По химическим анализам (см. табл. 8.9) видно, что породы подверглись микроклинизации.

В кварцевых диоритах и трондьемитах определены следующие содержания некоторых элементов-примесей, соответственно: Cr – 580 и 200, Ni – 80 и 45, Rb 100 и 70, Sr – 880 и 591, Zr – 160 и 130, Nb 16 и 13, Ba 1600 и 1500. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{90}\text{Sr}$  находится в пределах 0,7056-0,7061.

Спектр распределения РЗЭ в кварцевых диоритах сильнодифференцированный:  $(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 17,1$  и вполне аналогичен спектру кварцевых диоритов Вольнохутурского массива (см. рис. 7.13), что подтверждает гранит-зеленокаменную природу Добропольского массива.

Для кварцевых диоритов установлен свинцово-изохронный возраст – 3310 млн лет и этим возрастом определена верхняя граница косиавцевской толщи. Возраст трондьемитов – 2830 млн лет. Он соответствует верхней границе толщи пород Гайчурского структуры.

### 8.4.3. Токмакский комплекс

В токмакский комплекс объединены чарнокитоиды, широко распространенные в Западном и Центральном Приазовье и некогда, до обширного 2-х миллиардного гранито-образования, слагавшие весь этот район. Выделить токмакский комплекс складчатых эн-дербитов на уровне гайворонского комплекса, вероятно, впервые предложили М.Н.Толстой с соавторами [ 741 ]. Они же отметили, что в этот комплекс не следует вводить массивные чар-нокиты.

Эндербиты находятся в тесной ассоциации с породами западноприазовской и центрально-ноприазовской серий. Чарнокитоиды выступают обычно в виде ксенолитообразных останцов в полях мигматитов амфиболитовой фации либо в виде типичных ксенолитов среди гранитов анадольского комплекса. В Лозоватской синклинали, обрамляющей Салтычанский антикли-норий, эндербиты образуют послойные, реже секущие тела мощностью до 10 м. Подобно Среднему Побужью, в Приазовье по-видимому имеются чарнокитоиды разного возраста и разного механизма образования, как это показано для Восточного Приазовья В.В.Васильченко с соавторами [155]. О разновозрастности чарнокитоидов уже говорит то, что они приурочены к двум сериям разного стратиграфического уровня – западноприазовской и центральноприазовской.

Чарнокитоиды Западного Приазовья упоминаются в работах В.И.Лучицкого, В.И.Ле-бедева, И.Г.Сагайдака, И.С.Усенко, Г.Л.Кравченко, К.Е.Есипчука, Е.Б.Глевасского, а как чарнокитоиды гранулитовой фации впервые описаны в работе [800].

В Западном Приазовье чарнокитоиды обнажены по рекам Токмак и Кайинкулак всегда в классической ассоциации с двупироксен-плагноклазовыми кристаллосланцами, железистыми кварцитами, глиноземистыми гнейсами. Преобладают полосчатые породы мигматитового облика (“гайворонский” тип), хотя есть и массивные, вероятно, более поздние чарнокитоиды (“ятранский” тип).

Таблица 8.10.

Химический состав минералов и чарнокитоидов Западного и Восточного Приазовья

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	51,90	51,65	36,98	69,05	69,44	62,77	68,30	68,57	68,22	74,42	57,58
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,17	4,45	0,24	0,40	0,67	0,36	0,25	0,46	0,30	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	2,13	13,90	16,09	14,22	15,85	15,96	15,66	16,13	12,78	17,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	1,44	4,57	0,78	1,02	2,79	1,26	0,70	0,45	0,86	0,39
FeO	22,99	7,04	10,35	1,76	1,62	2,72	1,58	2,30	2,55	1,82	15,74
MnO	0,64	0,26	0,06	0,05	0,02	0,08	0,06	0,04	–	0,04	–
MgO	22,18	14,70	16,02	1,29	1,61	2,46	1,28	1,15	0,81	0,91	1,52
CaO	0,74	21,60	0,42	3,13	1,61	4,88	3,07	3,12	3,30	1,90	3,80
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,25	0,27	4,58	3,80	4,30	4,57	4,45	3,76	2,94	0,35
K <sub>2</sub> O	–	–	9,11	2,74	5,26	1,50	1,45	2,45	2,40	3,72	2,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,11	0,14	–	0,16	0,14	0,07	0,06	0,21	0,04	0,05
П.п.п.	1,01	0,95	2,94	0,25	0,29			0,64	1,21	0,25	
Сумма	100,15	100,30	99,39	99,97	99,45				99,24		
Фобш, f	38	23	30	67	62	69	69	73	79	75	91
Фок, fe	0,5	8	17	31	39	51	44	23	15	32	2

Примечание. 1-3 – минералы. 1 – ортопироксен из чарнокита, р. Токмак; 2 – клинопироксен, там же; 3 – биотит, там же; 4 – эндербит, р. Токмак; 5 – чарнокит, р. Токмак; 6 – мигматитовые чарнокитоиды, ср. из 23; 7 – постмигматитовые чарнокитоиды Восточного Приазовья, ср. из 5 ан.; 8 – эндербиты токмакского комплекса, ср. из 4 ан.; 9 – эндербит Мариупольского месторождения; 10 – чарнокит, там же; 11 – винницит (?) Мариупольского месторождения. Анализы 1-3 – из [798], 4,5 – из [901], 6,7 – из [155], 8-11 – из [290].

Все же в виде чарнокитоиды имеют типично “чарнокитовый” облик: это зеленовато-серые или розовато-серые породы от мелко- до крупнозернистой структуры. По минеральному составу выделяются разновидности от эндербитов до настоящих чарнокитов; первые преобладают среди чарнокитоидов мигматитового облика. От аналогичных пород других районов чарнокитоиды Западного Приазовья отличаются малым развитием граната, более широким развитием роговой обманки и биотита, часто двупироксеновым минеральным составом. Ортопироксен чарнокитоидов глиноземистый, f = 38-55% (табл. 8.10), клинопироксен низкотитанистый, повышенной глиноземистости, f = 28-48%. Роговая обманка буровато-зеленая, высокотитанистая и высокоглиноземистая, типичногранулитовая. Наложенная роговая обманка зеленая. Биотит красновато-бурый, высокотитанистый и низкожелезистый.



Калиципат в чарнокитах умеренно пертитовый, перештчатый или с зачаточной двойниковой решеткой. Плаггиоклаз несет характерные висячие клино-видные двойники; его основность №№ 25-37. Вторичные минералы в породах как правило отсутствуют. Аксессуарные минералы обычные: циркон, апатит, магнетит, ильменит, характерно, что монацит в чарнокитоидах не указан. Совокупность минеральных признаков позволяет рассматривать эти породы как менее глубокие в сравнении с побужскими. Чарно-китоиды имеют умеренную железистость, несколько повышенную степень окисления железа, что, вероятно, отражает наложение регрессивного метаморфизма.

На Мариупольском железорудном месторождении известны эндербиты, чарнокиты и мигматит-чарнокиты. К чарнокитам отнесены средне- и крупнозернистые породы, преимущественно массивные. Их можно сравнивать, по нашему мнению, с чарнокитоидами ятранского типа Побужья. Эндербиты полосчатые и массивные, мелко- и среднезернистые. Плоскопараллельная текстура обусловлена линзовидными сростками гиперстена и биотита. Эндербиты содержат останцы двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев, ориентированные вдоль сланцеватости. Отмечены гранатосодержащие эндербиты. Состав эндербитов изменяется от плаггиогранитов до анортозитов. При регрессивном метаморфизме эндербиты преобразуются в биотитовые плаггиогнейсы, иногда с калишпатом и роговой обманкой.

Кроме чарнокитов и эндербитов на Мариупольском месторождении описаны мигматиты, которые можно назвать винницитами. Авторы [290] называют их гранатовыми эндербитами и чарнокитами. От винницитов Подолки мариупольские виннициты отличаются наличием в небольшом количестве клинопироксена и роговой обманки, сфена вместо монацита, и большей основностью (см. табл. 8.10). Биотит не красновато-бурый, а буровато-коричневый и несколько более железистый,  $f=57\%$ . Отличия мариупольских винницитов обусловлены тем, что субстратом их служили гиперстеновые плаггиогнейсы и даже двупироксеновые кристаллосланцы, вследствие чего они значительно более железистые.

Распределение РЗЭ в эндербитах дифференцированное (рис. 8.12), содержание невысокое – 110-150 г/т. Имеется характерная для эндербитов положительная европиевая аномалия:  $Eu/Eu^*=1,3-1,9$ .

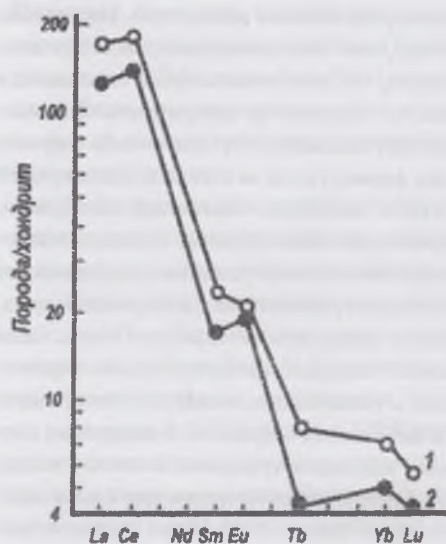


Рис. 8.12. Распределение РЗЭ в эндербитах токмакского комплекса [264].

В Восточном Приазовье чарнокитоиды приурочены к породам центрально-приазовской серии, слагающим купольные структуры – Красновскую, Ново-Григорьевскую и Ново-Алексеевскую [155]. Здесь авторы выделили, в соответствии с классификацией В.М.Шемякина, три типа чарнокитоидов: домигматитовые, мигматитовые и постмигматитовые. Принадлежность первого типа к чарнокитоидам представляется сомнительной по следующим причинам: они залегают в форме обособленного массива, содержат ксенолиты вмещающих пород, разнозернистые по структуре, имеют низкую кремнекислотность ( $SiO_2=53-55\%$ ) при высоких глиноземистости, титанистости и калиевой щелочности.

По нашему мнению, породы описанного авторами [155] Тавлинского массива – это аналоги монцонитов типа букинских, новоукраинских, хлебодаровских и других. Сами авторы называют их габбро- и диорит-эндербитами. Поскольку различия между монцонитами и чарнокитами окончательно не разработаны, описанные ими породы можно называть и чарнокитами, но нельзя их ставить в один ряд с мигматитовыми или постмигматитовыми чарнокитоидами.

Мигматит-чарнокиты в Восточном Приазовье распространены достаточно широко. Авторы [155] отмечают наличие постепенных переходов от двупироксеновых кристаллосланцев к теневым порфиридовидным мигматитам, слагающим купольные структуры. Эндербиты этого типа имеют характерную зеленовато-серую окраску, среднезернистую структуру, гней-совидную текстуру. По описанию – это типичные эндербиты гайворонского типа, слагающие фундамент во всех блоках УЩ.

Постмигматитовые чарнокиты образуют Лидинский массив площадью 6 кв. км в зоне субширотного разлома. Массив имеет четкие контакты с вмещающими породами. Он сложен серыми массивными среднезернистыми породами состава: орто- и клинопироксен, биотит, плаггиоклаз, кварц. Под влиянием гранитов анадольского комплекса пироксены замещаются роговой обманкой, появляется калишпат. Граниты анадольского массива содержат ксенолиты эндербито-гнейсов и кристаллосланцев. По химическому составу (см. табл. 8.10) породы отвечают плаггиограниту и обнаруживают полную аналогию с трондземитами шевченковского комплекса. Авторы [155] вполне обоснованно относят породы массива к интрузивным образованиям, продуктам выплавки из сиалической коры. Эти чарнокитоиды сопоставимы с чарнокитоидами литинского или ятранского типов Среднего Побужья.

В схеме НСК чарнокитоиды токмакского комплекса находятся на одном уровне с древнейшими породами УЩ – эндербитами гайворонского комплекса, но сделано это, в основном по аналогии. Согласно полевым наблюдениям [611], эндербиты замещаются трондземитами шевченковского комплекса. Вообще, токмакский комплекс по времени, вероятно, не является единым. По видимому, к такому же выводу пришли В.В.Васильченко с соавторами [155] и В.А.Киселев с соавторами [342]. Полученный ими изохронный возраст по циркону – 2735 млн лет, то есть равный возрасту чарнокитов литинского комплекса. Они же предполагают, что возраст ареального гранулит-чарнокитового комплекса еще более древний – не менее 3100 млн лет, и это вполне реально.

Н.П.Щербак с соавторами [884] обосновывают три этапа формирования пород гра-нулитовой фации, с которыми связано образование эндербитов и чарнокитов. Первый этап – 3700 млн лет, – совпадает со временем формирования новопавловского комплекса, сопоставимого со временем образования пород западноприазовской серии. Второй этап – формирование ку-

польных структур эндробитов, прорывающих породы темрюкской свиты, например, в Новогригорьевской и Новоалексеевской структурах. Возраст циркона из Старокрымского карьера составляет 2680-2730 млн лет. Эндробиты и чарнокиты Мангушского синклинария содержат два циркона возрастом 2730 и 2160 млн лет. Последняя дата практически совпадает со временем гранулитового метаморфизма основных кристаллосланцев, которые прорывают чарнокитоиды – 2120 млн лет, однако процесс формирования чарнокитоидов является не метаморфическим, а палингено-магматическим. Здесь видна практически полная аналогия с литинским комплексом Верхнего Побужья: состав субстрата архейский, а время внедрения – протерозой. По нашему глубокому убеждению, именно последняя дата должна быть принята за время внедрения чарнокитоидов, как это принято для магматических пород. По-видимому, имеются достаточно надежные радионуклидные данные для выделения еще одного, даже двух чарнокит-эндробитовых комплексов. Необходимо хорошее петрологическое обоснование.

#### 8.4.4. Шевченковский комплекс

Шевченковский комплекс сложен трондьемитами (плагиогранитами) и плагиомигматитами. Породы комплекса распространены преимущественно в Западном Приазовье по рекам Обиточной, Сысыкулак, Каратюк, Каратыш, Кильтичия, где они ассоциируются с породами западноприазовской серии. В Восточном Приазовье они обнажены по р. Кальмиус. Впервые комплекс выделен И.С.Усенко с соавторами [759] под названием каратюкского и под этим названием описан В.А.Цукановым [811]. Позже К.Е.Есипчук и др. [267] выделили его как шевченковский (по с.Шевченко на р.Обиточной) [901]. Сведения об этих гранитоидах есть в работах И.Г.Сагайдака, Ю.Ю.Юрка,

Таблица 8.11. С.И.Переверзева и др.

Химический состав биотита и трондьемитов шевченковского комплекса

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	36,47	35,59	35,44	72,56	70,69	70,28	69,26	69,90	69,72
TiO <sub>2</sub>	1,53	1,35	2,09	0,20	0,20	0,32	0,21	0,23	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,48	17,82	17,69	15,94	16,48	15,95	16,35	16,03	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,90	5,82	2,86	0,43	1,15	1,14	1,38	0,98	0,82
FeO	16,13	14,03	17,26	1,07	0,23	1,79	0,98	1,25	1,90
MnO	0,28	0,18	0,10	–	0,05	0,07	0,03	0,03	0,09
MgO	8,72	10,39	9,01	0,49	–	0,16	1,09	0,79	1,62
CaO	0,98	1,10	0,75	2,20	4,41	3,49	2,41	3,26	3,26
Na <sub>2</sub> O	1,08	0,79	0,36	4,15	4,55	5,16	5,29	4,65	4,87
K <sub>2</sub> O	8,24	7,65	8,22	1,92	0,87	0,69	1,23	1,17	1,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,59	–	0,06	0,02	0,07	0,13	0,01	0,08
H <sub>2</sub> O	0,28	0,29	–	0,13	0,25	0,17	0,13	0,05	0,04
П.п.п.	3,82	3,96	5,92	0,74	0,70	0,45	1,41	0,83	0,81
Сумма	100,36	99,61	99,78	99,74	99,54	99,73	99,81		
F, f	57	51	53	75	100	95	69	74	63
Fo, f	12	19	7	29	83	39	58	44	30

Примечание. 1-3 – биотит. 1 – из трондьемита, р. Сысыкулак; 2 – из трондьемита, р. Обиточная; 3 – из трондьемита, р. Чокрак. 4-7 – трондьемиты: 4 – с. Стародубовка; 5 – б. Камышевская; 6 – р. Берда; 7 – р. Каратыш; 8 – плагиограниты шевченковского комплекса, ср. из 5 ан.; 9 – плагиограниты каратюкского комплекса, ср. из 5 ан. Анализы из [811], 8, 9 – из [611].

гранобластовая, иногда порфириформная за счет порфириформных плагиоклаза. Биотит темно-зеленый, низкотитанистый, весьма высокоглиноземистый и довольно магниезный (табл. 8.11). По этим признакам биотит оценивается как сравнительно низкотемпературный минерал амфиболитовой или еще более низкой фации, что подчеркивается присутствием эпидота, мусковита или хлорита. В виде редких зерен встречается роговая обманка. Плагиоклаз №№ 14-25, иногда по периферии зерен альбитизирован. Калишпат – решетчатый микроклин. Он заполняет интерстиции. Кварц нередко линзовидный. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, ортит, магнетит, иногда – ильменит, гранат, рутил, флюорит, корунд, ставролит.

По химическому составу гранитоиды шевченковского комплекса – типичные лейкократовые трондьемиты (см. табл. 8.11). Они бедны элементами-примесями: Sr – 706, Zr – 75, Rb – 49, Li – 25, Nb – 15, Cu – 54, Zn – 38, Pb – 5 г/т

Особенность трондьемитов комплекса в том, что, залегая в толще пород гранулитовой фации, например, в пределах Лозоватской синклинали, они имеют признаки минерального состава амфиболитовой фации. С вмещающими породами комплекс связывают условия залегания и линзовидный кварц.

В стратиграфической схеме НСК шевченковский комплекс совместно с токмакским отнесен к неоархею на уровне 2800 млн лет, однако надежных изохронных датировок по трондьемитам нет. В статье Н.П.Щербака и др. [883] приведены отдельные определения возраста, согласно которым принят возраст комплекса 2700-2800 млн лет. Однако, позже к этим датам в книге [901] К.Е.Есипчук не возвращается: они упущены ошибочно (устное сообщение К.Е.Есипчука). Есть дата, полученная термоэмиссионным методом – 2890 млн лет [611]. Заслуживают внимания также данные С.И.Переверзева и Е.Э.Лазаренко [611],

Трондьемиты образуют обычно небольшие, полосовидные тела или неясно очерченные массивы, залегающие среди темных мигматитов. По мнению К.Е.Есипчука, эти тела реликтовые. В.А.Цуканов, однако, пишет, что тела трондьемитов «насыщают» мигматиты, не нарушая их целостности. Трондьемиты залегают согласно, без какого-либо перемещения; они формируются за счет метасоматической переработки и частичного анатексиса мигматитов. Очень характерны линзовидные выделения кварца и биотита. Их наличие указывает, во-первых, на связь с породами гранулитовой фации, и, во-вторых, подтверждает ненарушенное залегание пород. Сами трондьемиты содержат многочисленные реликты биотитовых и глиноземистых плагиогнейсов, амфиболитов и железистых кварцитов. С диоритами обиточненского комплекса трондьемиты имеют резкие контакты и подвергаются биотитизации с выделением кристалликов ортита [811]. Жилы диоритов пересекают трондьемиты.

Трондьемиты зеленовато-серые, среднезернистые, чаще массивные, чем гнейсовидные. Минеральный состав простой: плагиоклаз – 40-60, калишпат – 0-5, кварц – 23-37, биотит – 1-5%. Структура

которые приводят определения свинцово-изохронным методом возраст циркония из перекрывающих плагиограниты: гранат-биотитовых гнейсов Терноватской полосы, равный 2890-2960 млн лет. Более того, основываясь на близости петро-геохимических характеристик, они сравнивают шевченковские трондьемиты с днепропетровскими и на этом основании предполагают возраст шевченковских трондьемитов не моложе 3250 млн лет. По нашему мнению, трондьемиты шевченковского комплекса являются диафортически измененными аналогами эндербитов токмакского комплекса. Недавно появились новые даты по Мангушскому синклиниorium [17], которые, по-видимому, следует относить к токмакскому комплексу. Даты следующие: роговообманково-биотитовый плагиогранит – не менее 2117 млн лет, биотитовый плагиогранит Каратышского массива – не менее 2165 млн лет, эндербит Мангушской структуры – не менее 2107 млн лет. Авторы не определяют принадлежности продатированных пород к конкретному комплексу.

#### 8.4.5. Мангушский комплекс

Мангушский комплекс слагают базиты и ультрабазиты, составляющие, по мнению большинства исследователей Приазовья, габбро-перидотитовую формацию. Гипербазитовую формацию, как на Среднем Побужье, здесь выделять не принято. Наиболее древние ультрабазиты новопавловской ассоциации, а также не так давно выделенные коматитовые толщи в Со-рокинской, Куйбышевской, Косивцевской и других структурах, в состав комплекса, по-видимому, не входят. В комплексе, несомненно, объединены разновозрастные породы. Вмещающими породами служат гнейсы демьяновской (сачкинской) свиты центральноприазовской серии [290].

Прямых определений возраста по мангушским ультрабазитам нет. Согласно схеме НСК-1999 возраст мангушского комплекса датируется цифрой 2,8 млрд лет.

Локалитом мангушского комплекса является Мариупольское (Мангушское) железорудное месторождение Центрального Приазовья, хотя здесь ультрабазиты распространены как раз незначительно. Они залегают преимущественно среди двупироксен-плагиоклазовых, амфибол- и биотит-пироксеновых кристаллосланцев и гранат-пироксен-магнетитовых кварцитов. По убеждению Б.Г.Яковлева и др. [911] ультрабазиты во всех гранулитовых блоках щита постоянно образуют тесную ассоциацию с железисто-кремнистыми породами, слагая единую мафит-ультрамафит-железистую формацию. Они предполагают также, что некоторые магнетитовые руды возникают за счет метаморфической переработки высокожелезистых мафитовых гранулитов – ферропироксенитов.

На Мариупольском месторождении ультрабазиты слагают небольшие тела мощностью до 16 м. Представлены тела плагиоклазосодержащими ультрабазитами – перидотитами и пироксенитами. Среди перидотитов преобладают гарцбургиты, лерцолиты, редки кортландиты, а среди пироксенитов – ортопироксениты, вебстериты и породы переходного состава – габбро-пироксениты.

Перидотиты – мелкозернистые, массивные; большей частью серпентинизированы. Содержание свежего оливина не превышает 10%. Пироксены в сумме составляют 4-25% при решительном преобладании ортопироксена. Свойства минералов следующие: оливин,  $f=14-16$ ; ортопироксен,  $f=15-19$ ; роговая обманка,  $f=14\%$ . Пироксениты также массивные, мелко- и среднезернистые. Минералы: ортопироксен,  $f=33$ ; клинопироксен,  $f=18-21$ ; роговая обманка,  $f=14-26\%$ ; встречается оливин.

По данным Б.Г.Яковлева и Г.Л.Кравченко [920], все тела ультрабазитов вследствие метаморфизма гранулитовой фации имеют симметрично-зональное строение: в центре – серпентиниты, развитые по первичным перидотитам, которые окаймляются оливиновыми горнблендитами, персходящими во вмещающие основные кристаллосланцы. Железистость минералов сопряженная и нарастает от метаультрабазитов в сторону metabазитов. Обогащение железом характерно также и для внешних кайм кристаллов оливина и бронзита.

По всем петрохимическим параметрам ультрабазиты Мариупольского месторождения сходны с побужскими. Существуют небольшие отличия по общей железистости: перидотитов на 3% выше, пироксенитов – на 7% выше, чем в аналогичных побужских породах [761].

Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья изучены И.С.Усенко и другими авторами [407, 623, 757, 761]. Они отмечают наличие интрузивных залежей ультрабазитов во многих других районах Западного Приазовья: по рекам Берде, Кильгичии, Обиточной, в урочище Каменные Могилы, Кукусунгур, Корсак Могила и др. Ультрабазиты вскрыты также во многих магнитных аномалиях – Липовецкой, Куйбышевской, Сергеевской и других. Мощность тел достигает нескольких десятков метров. Часто ультрабазиты образуют небольшие линзо- и пластообразные тела или глыбы среди мигматитов.

Несерпентинизированные перидотиты, по данным И.С.Усенко, в Западном Приазовье не встречаются. Среди измененных перидотитов он выделяет тремолит-серпентин-хлоритизированные, антофиллит-тремолит-серпентинизированные и антофиллит-серпентинизированные разновидности. Пироксениты всегда амфиболлизированы: пироксены замещены актинолитом или обыкновенной роговой обманкой, редко – антофиллитом. Из пироксенов сохраняется обычно только моноклинный,  $f=10-20\%$ ; ортопироксен редок,  $f=14-15\%$ . Установлены также оливинсодержащие пироксениты. Полностью измененные пироксениты превращены в амфиболлиты: горнблендиты, актинолититы, тремолититы, и хлоритсодержащие сланцы.

Серпентиниты Липовецкой и Куйбышевской аномалий, описанные Г.Л.Кравченко [427], залегают среди гранат-биотитовых гнейсов, гранат-пироксеновых железистых и безрудных кварцитов. По составу серпентиниты отвечают гарцбургитам. Среди серпентинитов Липовецкой аномалии есть составы с повышенным содержанием  $K_2O$  – до 0,87 %, что обусловлено наличием флогопита.

Стратиграфическое положение основных пород мангушского комплекса еще менее определенное, чем ультраосновных: они входят в состав многих разновозрастных структур, где образуют силлы и покровы, тесно связанные с гнейсо-мигматитовой толщей.

Среди основных пород И.С.Усенко выделяет габбро-амфиболиты и собственно амфиболиты.

Габбро-амфиболиты содержат некоторое количество первичных пироксенов, причем лучше всего сохраняется клинопироксен и он также интенсивно замещается обыкновенной роговой обманкой. Роговая обманка зеленая, синевато-зеленая или буровато-зеленая и в свою очередь замещается актинолитовым амфиболом. Плаггиоклаз №№ 50-60, редко – до № 75. Пиропальмандинный гранат встречается редко, чем приазовские метабазиты отличаются от побужских.

Беспироксеновые амфиболиты представлены разностями: нормальными амфиболитами (плаггиоклаз и роговая обманка), биотитизированными, серцитизированными, хлоритизированными и карбонатизированными амфиболитами. По текстуре эти породы как массивные, так и полосчатые, мелко- и среднезернистые. Роговая обманка такая же, как и в пироксенсодержащих амфиболитах. Она умеренно-титанистая, сравнительно низкоглинозистая;  $f=42-51\%$  (табл. 8.12). Плаггиоклаз №№ 40-45, нередко раскислен до альбита. Содержание  $SiO_2$  в них редко превышает 48%. Это свидетельствует о повышенной основности древних базальтовых магм, что, по нашему мнению, обусловлено слабой деплетированностью архейской мантии. Мегабазиты Приазовья в среднем менее магниезильные, чем побужские. Высокомагнезиальные составы типа коматиитов встречаются крайне редко.

Применив метод парагенетического анализа, который в то время активно внедрялся в петрографию благодаря работам Д.С.Коржинского и В.С.Соболева, И.С.Усенко выделил следующие минеральные фации метабазитов: пироксен-гранатовую (гранулитовая), гранат-роговообманковую (переходная), диопсид-роговообманковую (амфиболитовая) и более низкие фации – биотит-актинолитовую и хлоритовую [758]. С помощью геотермометров Л.Л.Перчука по двум парам клинопироксен – роговая обманка (табл. 8.12) получены одинаковые температуры метаморфизма основных пород – 750°С.

Таблица 8.12

Химический состав минералов и пород мангушского ультрабазитового комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	38,30	37,78	46,32	46,02	44,86	48,50	34,00	36,25	50,74	42,68	52,32	51,96
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,19	0,76	0,38	1,37	0,86	0,06	0,06	0,22	1,35	0,08	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	0,41	7,35	8,55	14,20	14,25	0,82	0,62	2,23	10,75	0,42	4,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	0,18	0,12	0,13	–	–	–	–	–	–	0,11	–
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,00	6,90	5,83	4,89	3,40	3,99	4,23	5,05	1,74	5,74	2,06	2,43
FeO	6,07	3,40	7,76	9,76	11,74	8,75	32,80	29,10	7,20	10,97	4,30	5,85
MnO	0,14	0,16	0,15	0,19	0,23	0,20	0,57	0,58	0,42	0,36	0,23	0,15
NiO	0,35	0,30	0,02	0,09	–	–	–	–	–	–	–	0,15
MgO	33,02	35,89	16,86	13,55	7,72	7,91	22,99	20,90	13,32	11,80	16,10	19,39
CaO	0,64	0,04	11,48	13,25	11,75	10,83	0,82	2,98	23,01	12,40	22,56	11,76
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,03	1,63	1,44	1,82	2,21	0,06	0,18	0,41	1,63	0,32	0,97
K <sub>2</sub> O	0,67	–	0,38	0,33	0,64	0,45	0,29	0,32	0,03	1,13	0,16	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,01	–	–	0,12	0,18	0,23	0,22	0,03	–	0,03	0,05
H <sub>2</sub> O	0,70	1,74	0,04	0,04	0,11	0,10	–	0,18	0,12	0,08	0,12	0,08
П.п.п.	10,97	12,91	1,58	1,95	1,64	1,34	0,97	2,03	0,81	1,54	0,92	2,30
Сумма	99,38	99,95	100,28	100,56	99,65	99,66	98,04	98,47	100,28	100,43	100,13	100,00
F, f	29	23	45	52	67	62	62	62	26	44	18	19
Fo, fo	54	67	43	33	23	31	11	15	13	32	30	25

Примечание. 1 – серпентинит, Липовецкая аномалия, ср. из 4 ан.; 2 – серпентинит, Куйбышевская аномалия, ср. из 5 ан.; 3 – амфиболитизированный пироксенит, р. Конка; 4 – то же, р. Каратыш; 5 – габбро-амфиболит, ср. из 5 ан.; 6 – амфиболит, ср. из 5 ан.; 7 – оливинит, Каменная Могила; 8 – гардбургит, там же; 9-12 – минералы: 9 – клинопироксен из габбро-амфиболита, р. Берда, обр. № 121/50; 10 – зеленая роговая обманка, там же; 11 – клинопироксен из пироксенита, р. Каратыш, обр. № 52/50; 12 – амфибол, там же. Анализы 1, 4-7, 10-13 – из [757], 2, 3, 8, 9 – из [427]

Габброиды Корсак-Могила находятся в переслаивании с клинопироксен-роговообманково-выми, гранат-гиперстеновыми кристаллосланцами, биотитовыми плаггиогнейсами. В габброидах Б.Г.Яковлев и А.А.Бочков [848] описали ортопироксен- и клинопироксен-плаггио-клавовые симплектиты, облекающие зерна роговой обманки. Эти образования – характерный признак максимума прогрессивного гранулитового метаморфизма, хорошо известный в породах Среднего Побужья. Замещаемая симплектитом роговая обманка на предыдущей ступени метаморфизма была также равновесна с пироксенами.

Необычно высокожелезистые гипербазиты обнаружены Г.Л.Кравченко и Б.Г.Яковлевым [432] на Сергеевском участке железорудного месторождения Каменные Могила. Гипербазиты залегают среди пород, отнесенных авторами к демьяновской свите центральноприазовской серии. Линзовидная залежь гипербазитов имеет мощность 52 м и по форме напоминает фрагменты расслоенных силлов. Залежь сложена оливинитами, гардбургитами и дерцолитами. Состав пород: оливин – 5-95%, ортопироксен,  $f=47-51\%$  – 10-60%, клинопироксен с ламеллиями распада,  $f=36-40\%$  – 5-15%, шпинель – 0-5%. Вторичные: куммингтонит,  $f=44\%$ ; актинолит,  $f=23\%$ ; флогопит,  $f=25-29\%$ . Оливин представлен гиалосидеритом,  $f=47-52\%$ . Такой высокожелезистый оливин в архейских ультрабазитах УИЦ до сих пор не был известен.

В ультрабазитах установлены содержания: платины – 0,021-0,04, золота до 0,1 г/т. По оливин-ортопироксенному геотермометру установлена  $T=1028-1037^{\circ}C$ , то есть температура кристаллизации, допустимая для высокожелезистых ультрабазитов. Авторы полагают, что изученные ими ультрабазиты являются кумулятами пикритово-базальтовой магмы. Настораживает, однако очень высокая железистость оливина, а также полное отсутствие в оливине никеля. Не исключено, что описанные

авторами [432] ультрабазиты являются эвлизитами необычного парагенезиса – без кварца и магнетита, и оливин в которых представлен не высоко-, а среднежелезистыми разностями.

#### 8.4.6. Старобогдановский комплекс.

Старобогдановский сиенитовый комплекс появился в схеме НСК-1999 после того, как Г.В.Артеменко [8] определил для него конкордантный возраст 2820 млн лет. Ранее Г.Г. Коньков и Е.Я.Марченко [388] описали единственный массив комплекса под названием Мелитопольской субщелочной интрузии.

Старобогдановский массив находится в зоне пересечения Орехово-Павлоградского и Коларовского разломов в 30 км к северу от г. Мелитополь. Массив имеет округлую форму и размеры 5-8 км в диаметре. Он сложен амфиболовыми сиенитами, граносиенитами, а также щелочными ультраосновными породами.

Описания Старобогдановского массива отсутствуют. Известен только минеральный состав пород, по которому можно судить, что чарнокитоидами они не являются: микроклин, плагиоклаз (альбит-олигоклаз), клинопироксен (салит), амфибол, карбонат, рудный, циркон, сфен, апатит. Согласно химическому составу (см. табл. 8.9) порода, возраст которой определялся, относится к кварцевому сиениту. Ни по составу, ни по возрасту породы старобогдановского комплекса несопоставимы с сиенитами других комплексов Приазовья.

К старобогдановскому комплексу, вероятно, следует относить серию сиенитовых пород Мариупольского железорудного месторождения. Авторы [290] выделяют среди них такие виды: нормальные сиениты, кварцевые сиениты, сиенито-диориты (монзониты), кварцевые сиенито-диориты (кварцевые монзониты) и габбро-сиениты (монцодиориты). От сиенитов Старобогдановского массива эти сиениты отличаются отсутствием клинопироксена.

Породы сиенитового состава Мариупольского месторождения розовые и серые, массивные, среднезернистые, иногда с вкраплениями калишпата. Если породы слабо расщеплены, то наблюдается лентиккулярный (линзовидный) кварц, столь характерный для пород гранулитовой фации. Структура сиенитов монзонитовая: она обусловлена четким идиоморфизмом плагиоклаза и роговой обманки относительно калишпата и кварца. Калишпат, вероятно, представлен микроклином, так как почти всегда решетчатый. Плагиоклаз – антипертит; в сиенитах – № 25, в монцодиоритах – №№ 40-42. Роговая обманка густо-зеленая,  $f=52\%$ . Биотит буровато-коричневый. Аксессуары: апатит, сфен, циркон, магнетит; указан также флюорит. Породы сиенитового ряда как Старобогдановского массива, так и Мариупольского месторождения при довольно высокой общей железистости отличаются высокой степенью окисления железа. Можно допустить, что роговая обманка мариупольских сиенитов образовалась по пироксену. Следует, однако, обратить внимание, на высокое содержание фосфора в мариупольских сиенитах, а также наличие в них флюорита.

#### 8.4.7. Обиточненский комплекс

Обиточненский комплекс по составу тоналит-диоритовый. В нем преобладают кварцевые диориты и низкокремнистые мелатоналиты; есть также диориты и габбро-диориты.

Описания пород комплекса имеются у Г.К.Фельдмана, И.С.Усенко, Ю.Ю.Юрка, Б.И. Горошников, А.С.Иванушко, Г.Л.Кравченко. При геологической съемке они изучались Г.Г. Коньковым, Р.М.Полуновским, В.Г.Кривенко и другими геологами. В качестве комплекса выделен И.С.Усенко и др. [759]. Наиболее полно исследовал эти породы В.А.Цуканов [811], затем их изучал К.Е.Есипчук [901].

Кварцевые диориты и тоналиты слагают отдельные массивы и крупные тела преимущественно в антиклинальных структурах, строго согласные с вмещающими породами западноприазовской серии и осями антиклинальных структур. Сюда же, возможно, следует относить и лейкодиориты, образующие главным образом жильный материал в глыбовых амфиболитовых мигматитах [263]. В Салтычанском блоке расположение массивов концентрически-зональное. Можно предположить, что Салтычанский антиклинорий также представляет собой купольную структуру, как допускал Г.Г.Коньков. Наиболее крупные массивы – Салтычанский (5 x 18 км), Центральное-Обиточненский (1,7 x 8 км), Северо-Обиточненский (2 x 15 км), Восточно-Елисеевский, Западно-Елисеевский, Нельговский и другие.

Для массивов обиточненского комплекса характерны сравнительно небольшие колебания минерального состава пород: от диоритов через кварцевые диориты до тоналитов. Более кислые и более крупнозернистые породы приурочены к центрам массивов. Размерность породообразующих минералов, как отмечает В.А.Цуканов [811] прямо пропорциональна размерам тел диоритов. Размеры зерен породообразующих минералов также уменьшаются вблизи эндоконтактов тел диоритов, что можно рассматривать как своеобразную закалку. Многочисленные ксенолиты представлены амфиболитами, гнейсами и мигматитами. Наблюдались постепенные переходы от типичных крупнозернистых диоритов к биотит-амфиболовым гнейсам. Ксенолиты мигматитов имеют обычно распыльчатые очертания; при этом они теряют полосчатость, становятся более крупнозернистыми и обогащаются биотитом. Предполагается внедрение диоритов в четыре фазы, начиная от габбро-диоритов. В качестве завершающей фазы интрузий рассматриваются жильные тела микродиоритов, микротоналитов, а также алпитоидных гранитов, приуроченные к эндо- и экзоконтактам массивов и секущие вмещающие породы.

Состав главных разновидностей пород комплекса следующий. Диориты: плагиоклаз – 40-60, роговая обманка – 30,  $f=60\%$ , биотит – 1-7, кварц – 0-5, клинопироксен – 0-10%, эпидот. Кварцевые диориты и мелатоналиты: плагиоклаз – 55-70, роговая обманка с биотитом – 30-35, кварц – 25-28%. В редко встречающихся гранодиоритах количество микроклина достигает 20%. По минеральному составу все породы меланократовые.

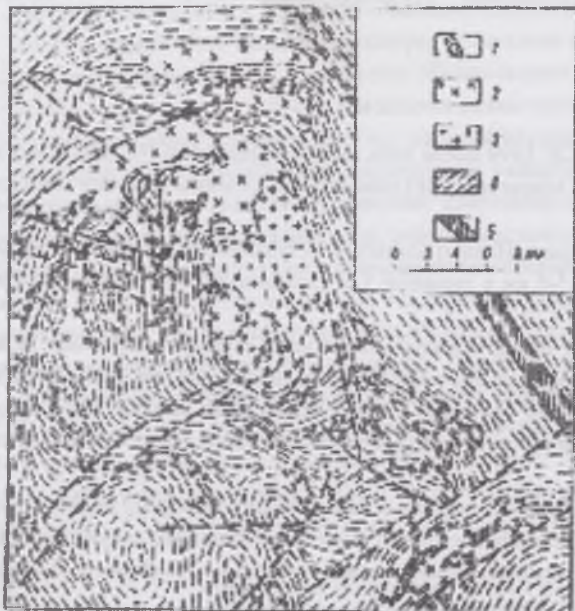


Рис. 8.13. Схема распространения гранитоидов обиточненского комплекса [615]. 1 – массивы гранитов салтычанского комплекса; 2 – гранитоиды обиточненского комплекса; 3 – гранитоиды шевченковского комплекса; 4 – метаморфические породы западносибирской серии; 5 – тектонические зоны глубинного заложения.

Породы обиточненского комплекса темно-серые, разномасштабные – от средне- до крупнозернистых. В крупнозернистых кварцевых диоритах центральных частей массивов зерна роговой обманки достигают 10 мм. Преобладает гнейсовидная текстура, реже наблюдается массивная текстура. Микроструктура немато- и лепидонематогранобластная, редко – гипидиоморфнозернистая.

Клинопироксен встречается в наиболее основных разновидностях пород – в пироксен-роговообманковых габбро и габбро-диоритах. Из амфиболов решительно преобладает обыкновенная роговая обманка. Амфибол тремолит-актинолитового ряда редок и является, возможно, аутометаморфическим минералом по клинопироксену. Роговая обманка в крупнозернистых породах таблитчатая, в среднезернистых – изометричная. В крупнозернистых диоритах она травяно-зеленая, нередко с отчетливым буроватым оттенком, в среднезернистых – голубовато-зеленая. Эти различия в окраске

уже говорят о более высоких температурах формирования роговой обманки в крупнозернистых породах (табл. 8.13).

Таблица 8.13.

Химический состав минералов и пород обиточненского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	45,55	43,34	41,80	39,48	37,70	52,40	53,71	54,75	59,73	63,56
TiO <sub>2</sub>	0,58	1,14	0,99	2,34	2,52	0,37	0,51	9,23	0,43	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	11,29	12,30	14,13	14,38	10,99	20,37	16,75	19,31	15,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,26	5,61	6,52	9,50	5,19	1,35	3,02	1,10	44,25	1,75
FeO	10,06	11,85	12,39	4,67	13,43	6,52	5,00	4,54	1,77	3,44
MnO	0,28	0,41	0,30	0,15	0,24	0,17	0,10	0,11	0,03	0,06
MgO	11,50	10,54	10,21	14,50	11,95	13,59	3,53	8,30	0,75	2,36
CaO	11,20	11,20	11,00	2,42	4,34	10,34	7,64	8,50	6,00	3,66
Na <sub>2</sub> O	1,26	1,28	1,14	0,78	0,70	2,21	5,14	3,69	2,84	3,86
K <sub>2</sub> O	0,26	0,98	1,68	6,20	6,40	0,55	0,66	0,70	3,60	2,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,41	0,37	0,26	0,34	0,16	0,04	0,01	0,14	0,29
F	0,04	0,07	0,04	0,06	0,36	–	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O–	0,09	0,11	0,12	1,34	0,20	–	–	–	0,14	0,60
П.п.п.	2,22	2,23	1,99	4,68	2,70	1,39	0,57	1,05	1,40	1,25
Сумма	100,42	100,46	100,06	100,51	100,45	99,99	100,29	99,73	99,86	
f, f'	38	44	46	26	43	37	70	41	98	69
fo, fo'	19	18	19	48	15	17	38	20	96	34

Примечание. 1-3 – роговая обманка: 1 – из среднезернистого диорита, с. Шевченко; 2 – из крупнозернистого кварцевого диорита, с. Дмитровка; 3 – из крупнозернистого кварцевого диорита, Салтычанский массив. 4-5 – биотит: 4 – из среднезернистого диорита, Центрально-Обиточненский массив; 5 – из крупнозернистого кварцевого диорита, Салтычанский массив. 6-10 – породы: 6 – крупнозернистый диорит, с. Дахно; 7 – среднезернистый диорит, с. Еленовка; 8 – среднезернистый диорит, б. Белая; 9 – кварцевый диорит, Салтычанский массив; 10 – кварцевый диорит, ср. из 31 ан. Анализы 1-9 из [811], 10 – из [611].

В.А.Цуканов собрал большую коллекцию роговых обманок и проанализировал их состав. Его выводы следующие.

Большинство составов роговых обманок на диаграмме Фосли-Закругкина ( $Al_{IV}-Al_{VI}$ ) располагается в поле минералов гранулитовой фации и лишь небольшая часть – в поле высокой афиболитовой фации. Роговые обманки из крупнозернистых диоритов в сравнении с минералами среднезернистых диоритов отличаются наибольшей величиной  $Al_{IV}$ , что вполне согласуется с более высокими температурами формирования крупнозернистых диоритов из центральных частей тел. В них также выше общая железистость –  $f = 48-50\%$ , выше содержание  $K_2O$  (1,10-1,68%) и значительно выше  $TiO_2$  (1,14-1,62%). Все это в целом подтверждает высокотемпературный – магматогенный – генезис диоритов. Роговые обманки диоритов в сравнении с роговыми обманками амфиболитов из вмещающих пород явно более высокотемпературные.

Биотит, по-видимому, большей частью замещает роговую обманку. Его окраска в шлифе характерна для основных пород – оливково-зеленая и буровато-зеленая. Биотит умеренно титанистый: ( $TiO_2 = 1,9-2,5\%$ ), маложелезистый ( $f = 34-46\%$ ). По отношению  $Al_{IV}-Si_{IV}$  биотит также относится к гранулитовой фации.

Плаггиоклаз свежий. Выделяются ранние, более основные кристаллы, и основная масса, сложенная более кислым плаггиоклазом. Основность плаггиоклаза наибольшая в приконтакто-вых среднезернистых диоритах (№№ 59-57) и наименьшая – в крупнозернистых кварцевых диоритах и тоналитах – №№ 25-28. Калишпат – решетчатый микроклин. Он большей частью заполняет интерстиции между кристаллами плаггиоклаза.

Акцессорная минерализация довольно обширная: магнетит, ильменит, рутил, сфен, циркон, апатит, турмалин, гранат, корунд, флюорит, ортит, барит, молибденит и др. К.Е. Есичук [264] выделяет в породах комплекса четыре ассоциации акцессорных минералов. Высокое содержание  $TiO_2$  в магнетите позволяет определить температуру его кристаллизации по термометру Баддингтона в  $750^\circ C$ .

Геохимическая особенность тоналитов – высокое содержание хрома – 106 г/т, что в два раза превышает кларковое. Содержание некоторых элементов в кварцевых диоритах следующие: Sc – 18, Cr – 37, Ni – 31, Cu – 41, Li – 15, Rb – 23, Sr – 580, Ba – 578, Zr – 108, Nb – 8 г/т. Распределение РЗЭ умеренно дифференцированное с небольшим европиевым максимумом.

Химический состав пород обиточненского комплекса не вполне согласуется с их минеральным составом. Это видно из табл. 8.13, для которой взяты авторские определения пород [811]. Согласно данным химического анализа, даже наиболее кислые породы не достигают уровня тоналита, тем более – гранодиорита. Некоторые составы отвечают габбро (№№ 6, 7), а некоторые – даже монцониту (№ 9). Причиной несоответствия является обогащение пород роговой обманкой.

До недавнего времени обиточненский комплекс рассматривался, в том числе и В.А.Цукановым, как ультраметаморфический. Одним из оснований были постепенные переходы от диоритов к амфиболитам. В настоящее время в схеме НСК комплекс отнесен к интрузивным образованиям [615]. Основаниями для этого являются: четкие контакты с вмещающими породами, наличие зональности – от средне- до крупнозернистых, следы закалки, наличие ксенолитов, ранних и поздних фаций, высокотемпературный характер роговой обманки, биотита и магнетита. Состав ксенолитов дает основание полагать, что диориты обиточненского комплекса внедрились во вмещающие породы после регрессивной переработки последних в условиях амфиболитовой фации.

В стратиграфической схеме НСК обиточненский комплекс находится на уровне 2100 млн лет вместе с салтычанским, анадольским и хлебардаровским комплексами, поскольку до сих пор было известно лишь одно определение возраста по циркону из диорита с.Еленовка: по отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$  возраст равен 2200 млн лет. Е.А. Татарина и Г.В. Артеменко и др. [727] дают для этого, а также шевченковского комплекса существенно иной возраст: 2909-2820 млн лет. Следовательно, обиточненский комплекс должен быть передвинут в неархей.

#### 8.4.8. Осипенковский комплекс

Осипенковский массив площадью 5,5 кв. км находится в пределах Сорокинской структуры, в правом ее борту, на Садовом участке, частично приурочен к субмеридиональному разлому и интрузирует породы осипенковской серии. Массив включает биотитовые, эпидот-биотит-роговообманковые тоналиты и плаггиограниты, роговообманковые диориты и кварцевые диориты, жилы неясно порфириновых лейкократовых плаггиогранитов, порфиривидных мезократовых биотитовых и биотит-роговообманковых плаггиогранитов, биотитовых плаггиогранит-порфиридов [18,949,963]. Вследствие наложения калишпатизации возникают гранодиориты. Породы комплекса интрузируют метакоматиит-толеитовую и метаконгломерат-песчаник-глиноземистую зеленокаменные ассоциации. На Садовом участке породы комплекса перекрываются породами нижнего протерозоя – садовой толшей [963].

Ранние фации комплекса – биотитовые и биотит-роговообманковые кварцевые диориты в виде включений находятся в более поздних гранитоидах. Кварцевые диориты массивные или гнейсовидные, с гипидиоморфнозернистой структурой. Биотитовые тоналиты – более поздняя фаза. Они – среднезернистые, массивные или огнейсованные, иногда порфиривидные. Состав тоналитов: кварц – 40-45, плаггиоклаз – 30-35, биотит – 12-17, мусковит – 5-7, калишпат – 2-3%. В тоналитах находятся ксенолиты средне- и крупнозернистых амфиболитов, образованных по метабазитам. Форма ксенолитов удлиненная угловатая. Возраст глубинных фаз 2,79-2,70 млрд лет [963].

Существует также мнение об Осипенковском массиве как вторичном образовании по субстрату мигматитового характера [598]. Согласно этим авторам, массив вместе с породами осипенковской толщи образует вторичную дислокационную структуру и является одним из составных элементов Сорокинской зоны. По их мнению, массив сложен системой линзовидных тел разных уровней. На макроуровне линзовидность проявляется в форме массива: он согласно обрамляется породами западно- и центральноприазовской серий и вмещает линзы амфиболитов. Линзовидность мезоуровня заключается в совокупности линзовидных тел гранодиоритовых пород в пределах самого массива. Линзовидность микроуровня – дифференциация вещества гранодиорита на мелкие линзовидные шпильки, сложенные разными минералами, слагающими гранодиориты.

Стратиграфическая принадлежность массива неясная. Согласно определению Г.В. Артеменко [18], возраст гранодиоритов массива 2800 млн лет, а плаггиопорфиридов, которые, возможно, связаны с ними – 2650 млн лет. А.Б. Бобров и др. [103] объединяют осипенковский комплекс и вулканы метариодацитово-формации Сорокинской зоны в единую ВПА. По составу преобладающих видов пород он отвечает обиточненскому комплексу, однако, наличие гипабиссальных фаций и радиоизотопный возраст препятствуют этому. В схеме НСК массив выделен в самостоятельный комплекс, расположенный несколько выше токмакского и шевченковского комплексов.

### 8.4.9. Анадольский комплекс

Анадольский комплекс слагают розовые лейкократовые монацитоносные граниты. Они наиболее распространены в Восточном Приазовье, где они приурочены к антиклинорным структурам. Небольшие тела есть и в Западном Приазовье.

Анадольские граниты под названием азиатских выделены впервые Н.И. Безбородко в 1937 г. К ним обычно относят и каранские граниты. Одно время комплекс выделялся под названием приазовского. Под названием анадольского комплекс выделен И.С. Усенко и др. [759]. Изучением этих гранитов занимались Л.Ф. Айнберг, И.А. Морозевич, И.Д. Царовский, Ю.Ю. Юрк, В.А. Цуканов, К.Е. Есипчук, В.В. Васильченко и другие геологи.

Наиболее крупный массив – Анадольский. В Западном Приазовье в пределах Лозоват-ской антиклинали известны Чернигово-Токмачанский и Долгинский массивы. Н.П. Щербак и др. [884] предлагают отнести к анадольскому комплексу гранодиориты Рыбинского массива в северо-восточном Приазовье.

Таблица 8.14.

Химический состав минералов и гранитов анадольского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	33,46	33,95	73,73	72,58	75,46	72,07	72,82
TiO <sub>2</sub>	2,89	3,08	0,00	0,50	0,09	0,21	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	16,44	15,09	14,53	13,64	14,14	14,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,90	8,25	0,38	0,15	–	8,25	0,71
FeO	16,71	16,71	0,29	1,34	1,00	1,35	1,30
MnO	0,18	0,20	0,01	–	0,01	0,04	0,04
MgO	7,98	6,24	0,00	0,36	0,07	0,27	0,75
CaO	0,98	0,42	0,85	1,33	0,67	1,28	1,59
Na <sub>2</sub> O	1,21	0,45	3,64	3,31	4,00	3,69	3,29
K <sub>2</sub> O	8,33	7,14	5,78	5,43	4,96	5,29	4,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	–	–	–	–	–	0,03
H <sub>2</sub> O	0,95	0,70	0,29	0,09	0,02	0,31	0,11
П.п.п.	4,72	5,65	0,80	0,65	0,25	0,54	0,56
Сумма	100,01	99,43	100,62	100,27	100,30	100,11	
F, f	59	65	100	81	94	97	73
F к, f	18	18	57	10	–	86	35

Примечание. 1 – биотит из среднезернистого гранита, ст. Карань; 2 – биотит из среднезернистого гранита, с. Лидино; 3 – гранит розовый, ст. Карань; 4 – гранит биотитовый; 5 – гранит лейкократовый, пос. Мирный; 6 – гранит анадольский, ср. из 12 ад.; 7 – гранит анадольский, ср. из 38 ад. Анализы 1-3 – из [909], 4-6 – из [811]; 7 – из [611].

Анадольский массив, площадью около 300 кв. км, находится в междуречье Кальчика и Кальмиуса [155, 811]. Массив имеет очень неровный извилистый контакт с вмещающими по-родами центральноприазовской серии. Линия контакта согласна с направлениями сленцева-тости вмещающей толщи, тем не менее, авторы [156] настаивают на дискордантном залегании массива. Согласно расчетам, Анадольский массив имеет крутые контакты, падающие в стороны от его центра. Массив окружен широкой зоной мигматитов, связанной ностепенными переходами с главным массивом. Мигматизации подвергаются преимущественно породы гранулитовой фации – эндрбит-мигматиты. С приближением к Анадольскому массиву в мигматитах развиваются калишпатизация как основной ткани, так и путем порфиробластеза калишпата, деанортитизация плагиоклаза, замещение пироксенов и амфиболов биотитом, повышается содержание кварца, уменьшается количество темноцветных минералов; происходит, таким образом, переход гранулитовой фации в амфиболитовую. В.А. Цуканов [811] впервые отметил, что формирование Анадольского массива – это тот случай, когда не мигматиты возникают за счет гранитов, а, наоборот, граниты за счет мигматитов. В общих чертах устанавливается зональность массива. В центре массива находятся самые лейкократовые граниты, по периферии – более обогащенные темноцветами граниты, переходящие в мигматиты. Особенность Анадольского массива – наличие ксенолитов, в том числе и таких пород гранулитовой фации, как двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. В.А. Цуканов описал в карьере пос. Мирное ксенолит таких пород размером свыше 15 м в поперечнике. Вокруг ксенолита в гранитах возникают последовательно зоны диоритового, монзонитового и гранодиоритового составов. В других случаях контакты гранитов с ксенолитами резкие.

Анадольские граниты розовые, неравномернозернистые, от мелко- до крупнозернистых, иногда порфировидные, массивные или слабо полосчатые, с темно-серым или дымчатым кварцем. Полосчатость обусловлена включениями реликтов гнейсов или чередованием гранитов разной зернистости. По минеральному составу граниты плагиоми- кроклиновые: калишпат 37-75, плагиоклаз 8-40, кварц 25-42, биотит 0-6%. Вторичные минералы: мусковит, эпидот, хлорит. Калишпат – микроклин с четкой двойниковой решеткой, умеренно пертитовый, что подтверждается его средним составом:  $Or_{77}Ab_{22}An_1$ . Рентгеновая триклинность калишпата 0,84-0,90. Рентгенстимулированная люминесценция высокая – 3700-6800 усл.ед. Калишпат содержит повышенные количества лития – 34, рубидия – 600 г/т, то есть столько же, сколько а калишпатах побужского комплекса. Плагиоклаз №№ 9-16, обычно не-сет каемки альбита №№ 2-5. Развита мирмекит. Биотит разный: первичный биотит красновато-бурый. Он умеренно титанистый, с относительно повышенной железистостью (табл. 8.14). Вторичный биотит – зеленовато-бурый. Из аксессуарных минералов наиболее характерен монацит, содержание которого, особенно в краевых частях массива может достигать 500 г/т. Выделяются две ассоциации аксессуарных минералов: монацит-магнетит-апатитовая и магнетит-циркон-апатитовая, иногда с флюоритом. Различия аксессуарной минерализации обусловлены составом исходных пород. На большинство элементов геохимическая специализация отсутствует [740].

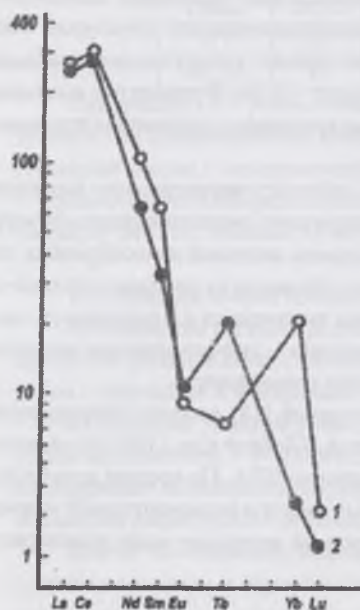


Рис. 8.14. Распределение РЗЭ в анадольских гранитах [ 264 ].



Для спектра РЗЭ анадольских гранитов характерна четкая дифференциация и глубокий Eu-минимум.  $Eu/Eu^* = 0,4-0,5$ . Отношение  $(La/Yb)_N = 74$ , сумма РЗЭ – 285 г/т (рис. 8.14).

По химическому составу граниты относятся к лейкогранитам субщелочного ряда с четким преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$ . Субщелочной характер гранитов подтверждается также их высокой железистостью (см. табл. 8.14). Характерно, что железистость биотит при этом невысокая, что свойственно скорее автохтонным гранитам. По расчетам В.В.Васильченко и др. [155], анадольские граниты отвечают равновесной кристаллизации анхизвтектического состава. Эти авторы допускают частичную перемещенность массива, поскольку он дает сагеллиты во вмещающие породы.

Наличие ксенолитов и постепенные переходы к вмещающим породам через мигматиты, присутствие монацита, однозначно свидетельствуют о формировании гранитов анадольского комплекса на месте и за счет пород гранулитовой фации. Это – регрессивные палиагенные граниты, поскольку формировались за счет более глубоких пород. Анадольские граниты сопоставимы с гранитоидами бердичевского, побужского и гайсинского (собитового) комплексов. По-видимому, роль гранитов анадольского комплекса в геологии Приазовья такая же, как побужского комплекса на Побужье. Изохронный возраст лейкокраповых гранитов по синпетрогенному циркону 2085 млн лет [155]. Анадольские граниты секутся граносиенитами Кальмиусского массива и находятся в них в виде ксенолитов.

#### 8.4.10. Салтычанский комплекс

Салтычанский комплекс сложен ортитсодержащими серыми равномернoзернистыми гранитами. Особенность комплекса – малые размеры тел – до 2 кв.км. Выходы гранитов известны главным образом в Западном Приазовье по рекам Обиточная, Кильтичия, Юшанлы, меньше – в Восточном Приазовье, в междуречье Кальчика и Кальмиуса. Локатип гранитов находится на возвышенности Салтычьа Могила, в верховьях р.Обиточной.

Ортитовые граниты впервые описал Н.И.Безбородько. Публикации по ним принадлежат также К.Н.Савич-Заблоцкому, И.Г.Сагайдаку, В.И.Скаржинскому, Ю.Ю.Юрку, И.С. Усенко, А.С.Иванушко, К.Е.Есипчуку. В качестве самостоятельного комплекса салтычанские граниты выделил И.С.Усенко с соавторами [759]. Наиболее полно их описал В.А.Цуканов [811]. Ю.Ю.Юрк как особый тип выделяет сходные с салтычанскими радоловские граниты [907, 908].

Наиболее крупные массивы (тела) салтычанских гранитов Западного Приазовья: Сал-тычанский (1 кв. км), Северо-Радоловский (2 кв.км), Восточно-Радоловский. В Восточном Приазовье находится Пищевиковский массив, сложенный гранодиоритами и биотит-рогово-об-манковыми гранитами [811]. Большинство выходов салтычанских гранитов приурочено к ядерной части Салтычанского антиклинория. Обычно граниты образуют жильные и штокообразные тела среди пород западноприазовской серии и диоритов обиточненского комплекса. Среди мигматитов тела гранитов согласные, среди диоритов – секущие. С биотитовыми мигматитами граниты образуют постепенные переходы, а в диоритах дают многочисленные жилы розовых гранитов. Кроме того, кварцевые диориты и амфиболиты включены в гранитах в виде ксенолитов. Ксенолиты хаотично ориентированы, окружены шширами пегматита и кварцевыми жилами. В Салтычанском теле отмечена зональность: в центре тела граниты среднезернистые, на периферии – крупнозернистые.

Таблица 8.15

Химический состав биотита и гранитов салтычанского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	34,75	33,83	67,78	73,84	68,74	61,83	69,70
TiO <sub>2</sub>	1,93	2,94	–	0,14	0,50	1,52	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,71	15,14	16,48	14,65	14,23	14,54	14,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,29	5,53	2,53	0,58	1,06	2,93	1,34
FeO	19,93	18,07	1,50	0,29	2,73	3,40	2,07
MnO	0,27	0,23	–	0,06	0,01	0,11	0,03
MgO	8,02	8,13	0,30	0,38	0,73	2,06	0,80
CaO	0,42	0,56	2,20	1,25	1,97	4,84	1,85
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,77	2,05	2,79	3,75	3,09	3,22
K <sub>2</sub> O	9,05	8,68	6,48	4,54	5,71	3,34	5,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	0,05	0,29	0,70	0,13
H <sub>2</sub> O–	0,57	0,88	–	0,06	–	0,18	–
F	0,24	0,33	–	–	–	–	–
П.п.п.	3,81	4,89	0,60	0,75	0,70	1,55	0,66
Сумма	100,34	99,98	99,92	99,32	100,21	100,94	99,84
F <sub>общ</sub> ,f	61	59	93	71	84	46	81
F <sub>ок</sub> ,f	11	12	63	67	28	46	39

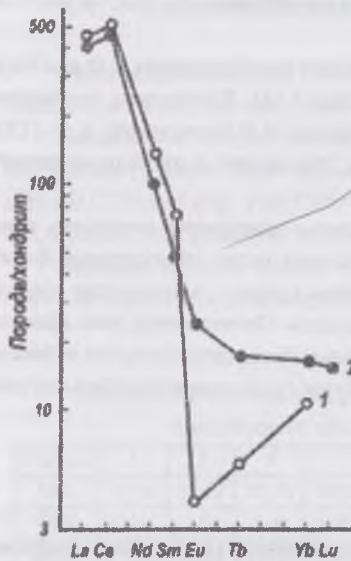
Примечание. 1, 2 – биотит; 1 – из гранита, с. Салтычьа; 2 – из серого гранита. 3-7 – граниты: 3 – салтычанский гранит; 4 – радоловский гранит; 5 – то же; 6 – гранодиорит (кварцевый диорит) Пищевиковского массива; 7 – салтычанский гранит, ср. из 29 ан. Анализы: 1-2 – из [759], 3, 5-7 – из [811], 4 – из [909].

Салтычанские граниты – серые среднезернистые, реже – крупнозернистые, массивные породы, часто со скоплениями смоляно-черного ортита, размеры которых в жильных гранитах достигают 10 мм. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая. По составу граниты плагиомикроклиновые: микроклин – 35-52, плагиоклаз – 12-35, кварц – 25-37, биотит – 5-10%. Вторичные минералы – мусковит, эпидот, хлорит.

В.А.Цуканов и Г.Л.Кравченко [429] относят к салтычанскому комплексу крупнозернистые биотит-роговообманковые гранодиориты Пищевиковского (Павлопольского) массива в Восточном Приазовье. Их состав по [811]: микроклин – 30-50, плагиоклаз – 15-30, роговая обманка – 7-10, биотит – 5-15, кварц – 20-25%. Ортит в них содержится только в шширах биотитового гранита [429]. По химическому составу (табл. 8.15, № 6) эти гранодиориты отвечают кварцевым диоритам и принадлежность их к салтычанскому комплексу условная. Возможно, их следует относить к обиточненскому комплексу.

Микроклин салтычанских гранитов четко решетчатый, пертитизирован слабо. Рентгеновая триклинность 0,7-0,9. Плагиоклаз разной основности: от № 5 до № 22. Биотит зеленовато-бурый, низкотитанистый, с нормальной для гранитов железистостью. Он переполнен включениями аксессуаров. Аксессуарные минералы гранитов: ортит, циркон, апатит, сфен, ильменит.

Салтычанские граниты обеднены элементами-примесями, кроме связанных с аксессуарами: La – 230, Ce – 300, Zr – 380, Ba – 320, Sr – 350 г/т. Положительная специализация также на Co, Ni, Pb, Zn [740].



Согласно химическим анализам, салтычанские граниты отличаются умеренной кремнекислотностью, высокими железистостью, степенью окисления железа и высокой щелочностью, выходящей за пределы нормальных гранитов (см. табл. 8.15).

Распределение РЗЭ в салтычанских гранитах дифференцированное:  $(La/Yb)_N = 28-39$  (рис. 8.15). Сумма РЗЭ за счет ортита довольно высокая – 500 г/т. Отрицательная европиевая аномалия выражена не всегда четко.

Рис. 8.15. Распределение РЗЭ в салтычанских гранитах [264].

Характер взаимоотношений с вмещающими породами позволяет относить салтычанские граниты к аллохтонным образованиям, возникшим путем анатексиса биотитовых мигматитов. Возраст гранитов, определенный по ортиту, находится в интервале 2130-1960 млн лет.

#### 8.4.11. Черниговский комплекс

Черниговский комплекс – единственный на УЩ комплекс карбонатитов, в котором карбонатиты ассоциируют с нефелиновыми и щелочными сиенитами, щелочными ультрабазитами и габброидами в окружении мощного ореола фснитов.

Карбонатиты впервые обнаружены в 1961-1964 гг. Н.И.Лебедевым [486]. Они изучались Ю.И.Капустиним, Э.М.Лапицким, С.И.Кирикилицей, Е.Я.Марченко, М.В.Миткеевым, И.И. Никоновым, А.И.Чашкой и многими другими геологами, но особенно детально – Е.Б.Глеваским и С.Г.Кривдиком, И.Ф.Шраменко с соавторами, которым принадлежат специальные монографии [209, 851]. Относительно генезиса карбонатитов высказаны две точки зрения: магматическая (Е.Б.Глеваский, С.Г.Кривдик) и метасоматическая (И.Ф.Шраменко, В.А.Стадник).

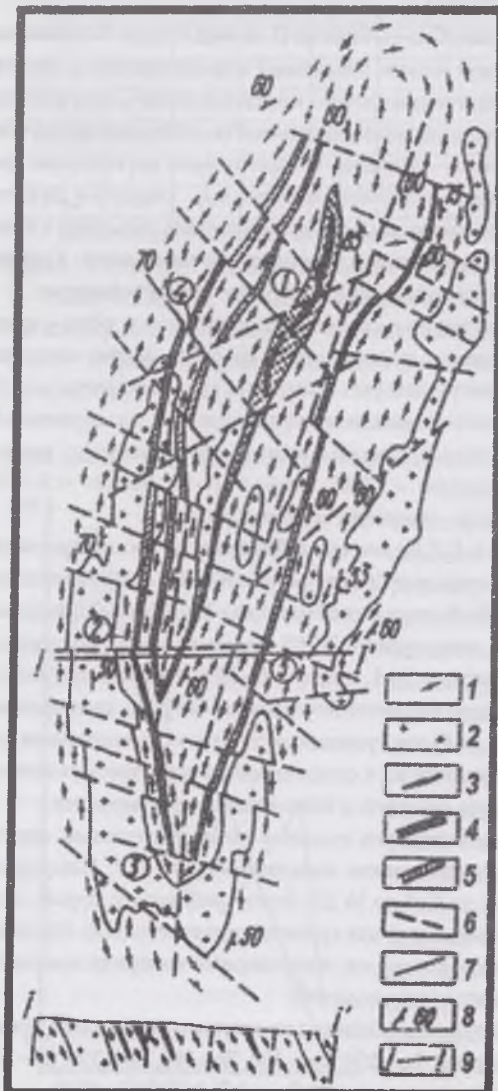


Рис. 8.16. Схема геологического строения Черниговского массива карбонатитов [637].

1 – гнейсы пироксен-биотитовые, пироксен-амфибол-биотитовые, амфибол-биотитовые, биотитовые; кристаллические сланцы пироксен-плагноклазовые, амфиболиты в различной степени гранитизированные и мигматизированные (дозоватская свита западноприазовской серии, AR); 2 – граниты и граносиениты биотитовые, биотит-амфиболовые, пироксен-биотитовые, часто порфиroidные (приазовский комплекс, PP1); 3 – карбонатиты: породы карбонатитового комплекса; 4 – установленные буровыми скважинами; 5 – предполагаемые; 6 – разломы; 7 – границы геологических тел; 8 – элементы залегания кристаллических пород, замеренные в обнажениях (цифры обозначают углы падения, в градусах); 9 – линия геологического разреза. Цифрами в кружочках обозначены проявления карбонатитов: 1 – Новополтавское, 2 – Бегим-Чокракское, 3 – Просторовское и проявления фенитов: 4 – Новоказанковатское, 5 – Чернигово-Токмачанское.

Черниговский комплекс приурочен к одноименной зоне разломов, простирающейся в направлении СВ 30° от пгт. Черниговка на юге до широтного Конкского разлома на севере.

Черниговская тектоническая зона располагается строго согласно с вмещающими породами дозоватской свиты центральноприазовской серии и имеет с ними общее простирание [637]. На всем протяжении зона разбита субширотными разломами на отдельные блоки. Зона представляет собой серию глубинных разломов, к которым приурочены массивы гранитов, жилы пегматитов и дайкообразные тела карбонатитового комплекса. Возраст пород – 1900-2020 млн лет (калий-аргоновый метод, ИГМР НАН Украины). Хотя в схеме НСК черниговский комплекс находится на одном стратиграфическом уровне с гранитоидами салтычанского и анадольского комплексов, геолого-структурное положение карбонатитов позволяет считать, что они внедрились в консолидированную раму [209].

Породы комплекса не подверглись метаморфизму, не подверглись влиянию гранитов и, несомненно, моложе последних. Однако, они испытали неоднократную активизацию, о чем свидетельствуют наличие катаклизмов и блоковое строение. В северной части зоны в альпийскую фазу образовался грабен, заполненный мезозойскими отложениями. Породы комплекса в пределах Черниговской зоны образуют два линзовидных блока: Северный (Новополтавский) и Южный (Бегим-Чокракский). По другим данным [637],

Черниговский массив относится не к трещинным, а к массивам центрального типа.. Его слагают проявления карбонатитов: Новополтавское – на севере, Бегим-Чокракское, Просторовское и Чернигово-Токманское – на юге. Мощность пород карбонатитового комплекса от 80 м на севере до 5 км на юге. Согласно этим данным, Черниговский массив рассматривается как массив центрального типа. Е.Б.Глевасский и С.Г.Кривдик [209] указывают, что наибольшую мощность – 600-700 м – вместе с фенитами комплекс имеет на Северном участке.

Интересно, что рядом с Черниговской зоной и параллельно ей, в 5 км западнее, в Семеновской зоне разломов, обнаружены также неординарные и, возможно, одновозрастные с черниговскими образования – анортозиты [699]. Они образуют пластообразное тело мощностью до 400 м, прилегающее к Семеновской зоне разломов. Анортозиты переслаиваются с габброанортозитами, амфиболитами, перидотитами и пироксенитами. Общая мощность этого комплекса около 1000 м. Химический состав амфиболитов близок к монцодиоритам, а анортозиты не отличаются от коростенских.

Наиболее ранними породами черниговского комплекса являются щелочные ультрабазиты и габброиды [205, 206]. Щелочные пироксениты залегают среди фенитов в форме дайкообразных тел. Это – породы от мелко- до крупнозернистых, массивные, с панидиоморфнозернистой структурой. Пироксены – зеленые в шлифе эгирин-диопсид и эгирин-салит;  $f=27-43\%$ , содержание эгиринового минала 9-20% (табл. 8.16) [441]. Первичная роговая обманка буровато-зеленая, позднематматические роговые обманки оливково-зеленая и голубовато-зеленая. Биотит как первичный, так и наложенный. Содержание ильменита и магнетита в рудных разновидностях пироксенитов достигает 15%, апатита – 5%. Для щелочных пироксенитов характерны низкая кремнекислотность (33-38%), высокие титанистость ( $TiO_2=5-9\%$ ), калиевая щелочность ( $K_2O=0,7-1,82\%$ ), высокий коэффициент апатитности (1,0-2,6%), высокая степень окисления железа и относительно высокая общая железистость ( $F=49-56\%$ ) (табл. 8.17). Им свойственны также высокие содержания  $TR_{Ce}$ , Nb, Zr и P. Предполагается, что щелочные пироксениты являются конечным продуктом кристаллизации щелочно-базальтоидного расплава типа мельтейгита.

В группе ийолит-мельтейгитов преобладают мельтейгиты. Через оливиновые мельтейгиты и нефелин-оливиновые породы они дают переходы к оливинитам и флогопитовым оливинитам. Главные породообразующие минералы: зеленый эгиринсодержащий клинопироксен ( $f=26-43\%$ ) и нефелин. Второстепенные минералы – гортонолит ( $f=56-70\%$ ), амфибол ( $f=28-42\%$ ), низкотитанистый флогопит ( $f=19\%$ ), апатит, альбит, микроклин. Аксессуары: циркон, монацит, бадделейт, сульфиды [597]. Магнетит отсутствует. От щелочных пироксенитов эти породы отличаются низкими титанистостью, общей железистостью (35-45%) и степенью окисления железа.

Обнаружена экзотическая разновидность – альбит-баркевикитовые эссекситы. Они состоят из баркевикита, альбита, кальцита, апатита, биогита, эгирин-салита.

Таблица 8.16

Химический состав минералов из пород черниговского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	32,45	38,17	53,32	57,33	52,00	53,86	44,75	49,31	45,72	39,50	37,74
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,10	0,11	0,44	0,19	0,12	0,38	0,59	0,70	0,65	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,11	2,98	1,13	0,90	0,15	7,91	4,40	9,39	12,92	12,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,91	0,98	5,08	7,68	5,30	0,50	6,49	5,12	3,93	1,51	2,07
FeO	49,27	19,30	3,17	9,72	5,76	2,45	10,37	8,64	9,80	7,49	17,00
MnO	3,02	0,76	0,39	0,35	0,45	0,31	0,34	0,30	0,18	0,19	0,06
MgO	13,32	40,42	13,13	7,86	12,75	16,69	13,23	17,27	14,08	22,59	15,18
CaO	0,07	0,14	19,07	18,36	20,00	24,94	8,61	8,97	9,66	0,23	0,20
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,03	2,28	2,92	2,14	0,28	4,86	3,44	3,94	0,94	0,36
K <sub>2</sub> O			0,06	0,09	0,06	0,06	0,90	0,70	0,70	9,17	9,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,09	–	0,06	–	–	–	–	0,01	–	–
H <sub>2</sub> O	0,10	0,02	0,16	0,04	–	0,20	0,10	0,06	0,01	0,24	0,24
П.п.п.	0,09	0,33	0,26	0,26	0,32	0,34	1,73	1,27	1,36	3,37	3,50
Сумма	100,36	100,45	100,01	100,24	99,87	99,90	99,38	99,61	99,26	99,93	99,65
f	70	23	26	55	33	10	42	31	35	19	40
fo	2	2	42	26	29	8	22	21	15	8	5

Примечание. Кроме того, в № 10 – BaO=0,24%, F=1,54%; в № 11 – F=1,20%, BaO=0,05%. 1 – оливин из мельтейгита; 2 – оливин из альвикита; 3 – эгирин-диопсид из мельтейгита; 4 – эгирин-салит из щелочного сиенита; 5 – эгирин-диопсид из сёвита; 6 – диопсид из оливинита; 7 – полущелочной амфибол промежуточного состава между гастингситом и магнесиокаатафоритом, из мельтейгита; 8 – полущелочной амфибол промежуточного состава между зденитом и магнесиальным катафоритом, из сёвита; 9 – натриевый гастингсит из альвикита; 10 – флогопит из оливинового мельтейгита; 11 – биотит из лейкократового сёвита. Анализы из [209].

Нефелиновые и щелочные сиениты также образуют дайкообразные тела среди фенитов мощностью до 200 м. Среди них преобладают редкие породы – канадиты (согласно Петрографическому словарю, 1987 – синоним термина «мариуполит»). Канадиты – светло-серые и белые, средне- и крупнозернистые породы, массивные или неяснополосчатые. Состав породы: альбит – 60-80, нефелин – 5-40, биотит – 5-25, кальцит – 2-10, микроклин – до 5% [208, 209]. Аксессуары: циркон, гатчеттолит, ниобиевый рутил. Структура гипидиоморфнозернистая или аллотриоморфнозернистая. Альбит в крупных зернах – № 5, в межзерновом агрегате – № 0. Биотит низкотитанистый, нефелин существенно натриевый, замещен агрегатом шпреушштейна.

Петрохимическая особенность канадитов – резкое преобладание Na над K, небольшой («миаскитовый») коэффициент агаитности (0,74-0,94), низкая степень окисления железа. Канадиты являются поисковым критерием на карбонаты.

Породы сиенит-твейтозит-нордмаркитовой серии по составу близки к фенитам [208]. Они представлены крупнозернистыми пегматоидными образованиями, сложными щелочными полевыми шпатами, альбитом, эгиринсодержащим клинопироксеном и кварцем. Второстепенные и акцессорные минералы: кальцит, амфибол, биотит, сфен, апатит, ортит, молибденит, пироклор-гатчеттолит. Постепенные переходы между главными разновидностями дают целый ряд разновидностей промежуточного состава. Полевые шпаты представлен мезоантипертитом состава  $Or_{12}Ab_{88}$ . Клинопироксен – эгирин-салит с содержанием 9-20% эгиринового минала. Породы этой серии также являются докарбонатитовыми образованиями. В контакте с карбонатитами они подвергаются карбонатизации, альбитизации, биотитизации.

Карбонатиты – наиболее поздние породы комплекса. Они образуют серии параллельных даек, секущих фениты и все прочие более ранние породы и содержат ксенолиты последних. Контакты с вмещающими породами резкие и обычно сопровождаются маломощными биотитовыми оторочками. Различаются карбонатиты с равномерным распределением силикатов и брекчиевидные карбонатиты с многочисленными включениями силикатных пород. При этом истинными ксенолитами являются лишь некоторые породы, тогда как большая часть ультрабазитовых включений, силикаты которых идентичны силикатам карбонатитов, являются сегрегационными обособлениями и рассматриваются как синкарбонатитовые образования.

Среди карбонатитов в порядке формирования выделены разновидности: сёвиты, альвикиты, бсфорситы и кимберлитовые карбонатиты.

Сёвиты – пироклорсодержащие кальцитовые карбонатиты с биотитом, клинопироксеном, полевыми шпатами и другими силикатами, а также с апатитом, содержание которого обычно 5-7%. Разновидности выделяются по темноцветным минералам. Аксессуары: пироклор, гатчеттолит, колумбит, циркон, ортит, монацит, магнетит. Клинопироксен обычно зеленый, принадлежит к эгирин-салитам. Амфиболы представлены эденитом, гастингситом, катафоритом. Биотит умеренно железистый ( $f=32-58\%$ ), низкотитанистый ( $TiO_2=0,38-1,8\%$ ), низкоглиноземистый ( $Al_2O_3=12-15\%$ ). Изменение состава силикатных минералов, как и во всех породах комплекса, происходит сопряженно, что подтверждает равновесные условия их кристаллизации. Первыми кристаллизовались силикаты с обособлением кумулятовых включений щелочных ультрабазитов, редко – фоскоритов.

К альвикитам отнесены кальцитовые карбонатиты с флогопитом или тетраферрифлогопитом ( $f=7-32\%$ ), оливином обычно высокой железистости ( $f=15-60\%$ ), диопсидом, амфиболом, апатитом и магнетитом. Аксессуары: циркон, ильменит, апатит, редко – колумбит, монацит, пироклор-гатчеттолит. Особенность черниговских карбонатитов – почти полное отсутствие ниобиевой минерализации. От сёвитов альвикиты отличаются наличием породообразующих оливина и магнетита, более низкой железистостью силикатов, более магниезальным кальцитом (до 6% магнезита). Включения силикатных пород близки по составу к карбонатитам. Это – флогопитовые и оливин-флогопитовые глиммериты. Среднее содержание нормативного апатита в породе – 11%.

Таблица 8.17

Химический состав пород черниговского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	61,54	58,63	36,90	38,73	38,67	56,73	60,45	64,37	56,69	3,92	4,98	1,42
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,06	06,46	0,50	2,00	0,20	0,21	0,76	0,39	0,05	0,35	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,43	16,54	2,13	8,82	8,86	21,52	14,25	16,01	10,06	0,60	0,11	0,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,12	1,98	12,63	3,37	4,21	1,76	1,67	0,69	3,73	2,51	4,00	2,09
FeO	3,40	3,02	4,23	4,86	11,11	2,16	3,24	1,94	3,73	3,30	2,88	3,31
MnO	0,07	0,09	0,55	0,27	0,46	0,03	0,20	0,08	0,33	0,63	0,25	0,32
MgO	1,74	1,87	10,61	14,11	4,13	0,58	1,99	1,08	4,29	2,06	4,07	14,16
CaO	4,32	4,79	15,50	12,68	14,64	1,54	6,36	3,84	9,94	46,60	45,83	34,11
Na <sub>2</sub> O	6,00	7,60	0,95	2,84	4,00	9,40	6,32	6,00	5,68	0,33	0,33	0,30
K <sub>2</sub> O	9,22	0,98	0,60	3,55	1,85	3,90	3,60	4,00	3,10	0,23	0,29	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,35	–	1,16	3,17	0,15	0,37	0,12	0,87	3,06	5,90	6,34
H <sub>2</sub> O–	0,07	0,12	0,09	0,16	0,15	0,07	0,18	0,15	0,07	0,13	0,07	0,09
S	0,10	0,07	0,27	0,03	0,18	0,02	0,21	0,03	–	0,20	0,31	0,22
F	–	–	–	0,15	0,18	–	–	–	0,10	–	0,06	0,24
CO <sub>2</sub>	0,73	2,66	0,51	4,97	4,72	0,95	0,84	0,39	1,00	35,35	29,38	34,69
П.п.п.	0,55	0,82	1,38	3,27	1,30	1,10	0,51	0,43	0,15	–	1,10	1,18
Сумма	100,22	99,58	99,822	99,47	99,81	100,11	100,40	99,89	100,13	99,58	100,21	99,30
Ag	0,75	0,82	1,04	0,97	0,97	0,91	1,00	0,89	1,09			
F	76	73	62	60	79	97	72	72	64	76	64	29
F <sub>0</sub>	38	40	75	41	27	45	34	26	50	43	58	39

Примечание. Кроме того, в № 12 – SrO=0,60%. 1 – фенит 1-й стадии, апогейсовый, бескварцевый; 2 – апофенитовый альбитит, с акцессорными ниобатами и цирконом; 3 – рудный пироксенит с эгиринсодержащим диопсидом; 4 – мельтеит биотитизированный в кимберлитовом карбонатите; 5 – эссексит альбит-баркевикитовый; 6 – канадит лейкократовый, богатый нефелином; 7 – сиенит пегматоидный, эгирин-салитовый; 8 – норд-марки пегматоидный; 9 – твейтозит порфириовидный; 10 – сёвит амфибол-биотитовый; 11 – альвикит оливин-пироксен-флогопитовый; 12 – бсфорсит лейкократовый. Анализы из [209].

Бѳфорситы занимают около 60% площади карбонатов. Они сложены в разных сочетаниях доломитом, кальцитом, апатитом, магнетитом, оливином ( $f=22-58\%$ ) и флогопитом ( $f=11-24\%$ ). Содержание РЗЭ в кальците иногда достигает 2,3%, а в доломите – 5,9%. Отдельные участки по составу отвечают фоскоритам-карбонатам, обогащенным апатитом. Апатит относится к редкоземельным фторапатитам и содержит РЗЭ до 7,34%.

Кимберлитовыми карбонатами авторы [209] назвали брекчиевидные флогопит-оливин-кальцитовые породы с апатитом и магнетитом, содержащие 25-50% карбонатов. Они относятся к наиболее поздним карбонатитовым образованиям, т.к. кроме сингенетичных оливиновых глиммеритов содержат ксенолиты бѳфорситов, ийолит-мельтейгитов, фенитов, альвикитов и сѳвитов. Оливин ( $f=8-25\%$ ) серпентинизирован. Ниобиевые и редкоземельные акцессоры также отсутствуют.

Вокруг пород карбонатитового комплекса установлен мощный ореол фенитизации, по площади в два раза превышающий материнские породы [207]. К фенитам отнесены разного состава породы рамы, которые подверглись преобразованию в результате щелочного или кальций-магний-железистого метасоматоза под воздействием пород щелочно-ультраосновной формации. В зависимости от состава пород рамы их преобразования разные. На конечных стадиях фенитизации породы становятся крупнозернистыми и не отличаются от жильных щелочных сиенитов. Приближение к составу щелочных сиенитов – общая тенденция процесса фенитизации. Ксенолиты фенитов постоянно наблюдаются в карбонатитах, что подтверждает их докарбонатитовый генезис: сначала формируются фениты и лишь затем происходит внедрение щелочных пород [209].

Выделяются четыре стадии фенитизации. В первую стадию происходит хлоритизация темноцветов, сосюритизация плагиоклаза, появление эпидотовых прожилков. Вторая стадия характеризуется раскислением плагиоклаза с №№ 25-50 до №№ 12-20, появлением прожилков клинопироксена. В третью стадию формируется альбит-клинопироксеновая ассоциация, кварц частично замещается клиношироксеном. В фенитах четвертой стадии кварц исчезает, клинопироксен обогащается эгириновым компонентом, возникают породы состава: альбит-калинатровый полевой шпат (пертит и антипертит) – микроклин – клинопироксен. При фенитизации происходит изменение содержания главным образом щелочей и кремнезема. При этом при гранитизации гранитоидов  $SiO_2$  выносится, а в основные породы – привносится. Так, расчет баланса вещества при фенитизации гранитоидов показал, что из исходных пород выносится кремний, железо окисляется, а привносятся натрий, кальций и магний [851]. Таким образом, фенитизация выравнивает состав пород, приближая их к составу щелочного сиенита. Кристаллизация минералов фенитов последней стадии, согласно полевошпатовой термометрии, происходит при  $T=650^\circ C$ .

Высокотемпературный характер карбонатитов, в частности, наличие оливина исключает, как справедливо полагают авторы [209], гидротермально-метасоматический генезис этих пород. Оливин-клинопироксеновый и доломит-кальцитовый термометры дают температуру  $900-1000^\circ C$ , а по изотопным геотермометрам –  $T=510-1050^\circ C$  [442]; давление достигало 600 МПа. По ряду признаков минерального состава авторы приходят к выводу об очень низком эрозионном срезе карбонатитового комплекса. Не случайно почти все проявления щелочных пород УЩ находятся в районах развития пород гранулитовой фации. Для кальцита в среднем  $\delta^{18}O$  составляет 8,4‰, для доломита – 10,3‰ [442]. Установлена зависимость обогащения карбонатов  $^{18}O$  от уровня эрозионного среза, от содержания FeO и от степени окисления железа. Изотопный состав C, O и Sr карбонатов близок к таковым хорошо изученных карбонатитов других районов. Доказательством магматического происхождения карбонатитов служит также наличие эффузивных аналогов, расплавных включений в цирконе и бадделеите с температурами гомогенизации свыше  $860^\circ C$  [175]. Для признания магматического происхождения карбонатитов необходимо, по мнению авторов, признать существование связанного  $CO_2$  в подкоровых глубинах. Вода не играла существенной роли в формировании карбонатитов: эти породы являются относительно «сухими».

Авторы [209] приходят к выводу о наличии связи карбонатитов и кимберлитов. Приведены следующие доказательства: присутствие в составе кимберлитов карбонатов, наличие среди некоторых кимберлитов даек карбонатных алмазосодержащих пород, повышенные содержания, например, в кимберлитах Якутии, характерных для кимберлитов элементов: P, Ba, Sr, Zr, Nb, Ta, TRCe, а также минералов – бадделеита и пироклора, одинаковый изотопный состав углерода. Карбонатитовые комплексы, в том числе и черниговский, эволюционируют в сторону нарастания калиевой щелочности и повышения магнезиальности оливина, что по мере раскрытия зоны может привести к внедрению кимберлитов.

По мнению [209], с черниговским комплексом связаны дайки щелочных метаультрабазитов, секущие пегматиты с.Елисеевки.

Кроме Черниговской зоны, в Приазовье к настоящему времени имеются два проявления, которые с большой долей уверенности можно отнести к карбонатитам.

Петрово-Гнутовская дайка обнаружена В.И.Кузьменко [458] и описана в связи с обнаружением в ней редкоземельного карбоната – паризита. Дайка залегает в граносиенитах Кальмиусского массива (хлебодаровский комплекс). Здесь же имеется сгущение даек камптонитов. Дайка карбонатита сложена грубозернистым агрегатом кальцита и флюорита с паризитом, сфером, фторкарбонатом. Вокруг дайки – ореол пород фенитовой ассоциации: эгирин-щелочной амфибол-альбит. Е.Я.Марченко и др. [525] установили, что состав РЗЭ в флюорите и паризите селективно цериевый, околодайковый метасоматоз типичный для карбонатитов, в альбандах дайки имеются зоны закалки; все это позволяет относить данные породы к карбонатитам.

Жилы карбонатитов установлены В.Н.Загнитко в другом массиве хлебодаровского комплекса – в сиенитах Хлебодаровского карьера. Мощность жил до 50 см. Жилы сложены кальцитом, рибекитом, апатитом. Акцессоры: молибденит, пироклор, монацит [209]. Жилы окружены мощными экзоконтактовыми ореолами пород явно фенитового состава: рибекит-эгирин-щелочнополевошпатовыми, рибекит-эгириновыми и др. В.Н.Загнитко определил, что изотопный состав карбоната указывает на эндогенный источник пород. Е.Б.Глевасский и С.Г. Кривдик рассматривают эти жилы как апофизы нескрытых карбонатитовых тел.

### 8.4.12. Хлебодаровский комплекс

Хлебодаровский комплекс сложный. В нем преобладают гиперстеновые и двупироксеновые кварцевые сиениты (40-45%), биотит-амфиболовые, гиперстеновые и гиперстенсодержащие граниты (55-60%). Немного пород ранних фаз – габбро, габбро-сиенитов и габбромонцитов (3%).

Комплекс под таким названием был впервые вычленен из состава восточноприазовского комплекса К.Е.Есипчуком с соавторами [266] и В.В.Демьянско [232]. Раньше он был предложен В.В.Васильченко под названием тельмановского комплекса интрузивных чарнокитоидов. Еще раньше П.И. Лебедев [509] определил эти породы как чарнокитовую серию и это было первое описание чарнокитов Приазовья, которые чарнокитами, в сущности, не являются.

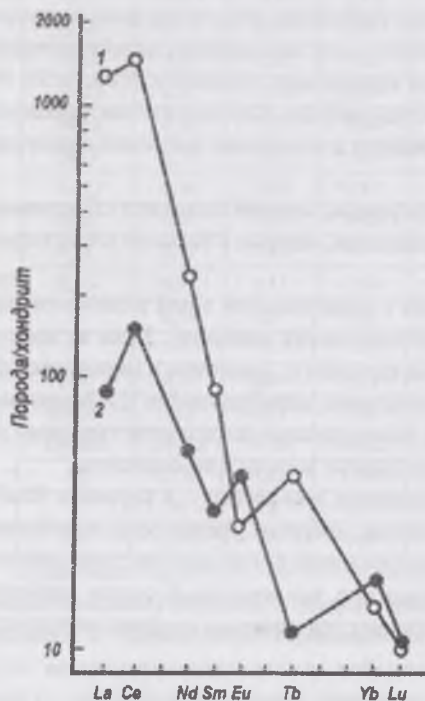
Породы хлебодаровского комплекса занимают в Восточном Приазовье площадь свыше 1600 кв. км, слагая пять массивов: Хлебодаровский, Кальмиус-Еланчикский (Дубовский), Талаковский, Греко-Александровский, Кумачевский.

Таблица 8.18

Химический состав минералов и пород хлебодаровского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,31	29,78	47,34	60,76	67,76	68,72	67,99	53,55
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,00	0,00	0,74	0,47	1,04	0,74	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	0,00	0,12	17,86	14,03	12,58	13,36	16,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,35	66,15	45,99	2,02	2,98	3,98	2,83	4,67
FeO				3,79	2,45	2,59	2,88	4,58
MnO	0,55	1,42	1,10	0,12	0,05	0,06	0,08	0,11
MgO	4,47	2,04	4,86	1,99	1,05	0,65	0,41	3,58
CaO	19,01	0,02	0,59	5,08	2,49	2,26	2,03	7,98
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,00	–	3,99	3,38	2,64	3,36	3,34
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	–	2,38	5,08	4,59	4,99	2,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	0,18	0,12	0,09	0,11	0,18
H <sub>2</sub> O–	–	–	–	0,10	0,20	0,17	0,24	
П.п.п.	–	–	–	0,39	–	0,18	0,18	
Сумма	99,87	99,41	100,00	99,72	100,24	99,69	99,46	
F, f	76	90	84	75	84	91	93	72
Fo, fo				35	55	61	50	50

Примечание. 1-3 – минералы: 1 – феррогеденберит из кварцевого сиенита, Дубовский массив; 2 – фаялит, там же; 3 – ортопироксен, там же. 4-7 – породы: 4 – монцит, Хлебодаровский карьер; 5, 6 – кварцевый сиенит, там же; 7 – амфибол-биотитовый гранит; 8 – монциты Тавлинского массива, ср. из 11 ан. Анализы 1-7 из (615), 8 – из (155).



авторами [266] как домигматитовые чарнокитоиды. Тавлинский массив площадью около 4 кв. км, находится в поле анадольских гранитов и сложен мелко- крупнозернистыми породами преимущественно монцитового состава. Этому, правда, противоречат некоторые геологические наблюдения: по наблюдениям [155], породы Тавлинского массива прорываются анадольскими гранитами. Впрочем, имеются и противоположные данные [615].

В составе комплекса выделены три фазы внедрения. Первая фаза – габбро, габбро-сиениты и габбромонциты. Вторая фаза – кварцевые сиениты, кварцевые монциты, пироксеновые граниты. Их состав: калишпат – 50-65, плагиоклаз – 10-20, кварц – 10-30, ортопироксен – 2-10, роговая обманка – 0-15, биотит – 0-5%, изредка – оливин. Вторичные: серицит, хлорит, эпидот, карбонат. Аксессуары: циркон, сфен, апатит, магнетит. Калишпат разной упорядоченности, пертитовый до мезопертита. Содержание моноклинной фазы от 20 до 100%, Δr от 0,0 до 0,97. Средний состав калишпата: Or<sub>69</sub>Ab<sub>29</sub>An<sub>2</sub>. Содержание элементов-примесей в калишпате: Ba – 2500, Rb – 283, Sr – 265, Li – 4, Cs – 0,5 г/т. Плагиоклаз от №№ 42-45 до №№ 29-31. Все темноцветные минералы высокожелезистые. Из пироксенов преобладает ортопироксен со структурами распада; f=78-84% (табл. 8.18). Клинопироксен преобладает в наиболее кварцевых породах, f=68-76%. Роговая обманка образует оторочки вокруг выделений клинопироксена; f=77,5%. В наименее кварцевых породах отмечен оливин; f=95%.

Рис. 8.17. Распределение REE в дубовских (1) и дмитриевских (2) гранитах [264]

Содержание элементов-примесей в породах хлебодаровского комплекса невысокое: Rb – 50-140, Sr – 100-500, Ba – 1000-2000, Zr – 130-530, Nb – 5-14 г/т. Распределение РЗЭ, в частности, в дубовских гранитах, умеренно дифференцированно:  $(La/Yb)_N = 4,7$  (рис. 8.17). Содержание РЗЭ также невысокое: сумма – 160-170 г/т. Особенно характерен четкий европиевый максимум:  $Eu/Eu^* = 1,5-1,8$ . Близкие характеристики имеются для граносиенита хлебодаровского комплекса (рис. 8.18). Согласно этим показателям, дмитриевские граниты, которые иногда рассматриваются в составе хлебодаровского комплекса, должны быть из него исключены на основании распределения РЗЭ: сумма РЗЭ – 1420 г/т, есть четкая отрицательная европиевая аномалия –  $Eu/Eu^* = 0,65$ . Вероятно их следует относить к южнокальчикскому комплексу. По содержанию элементов, характерных для субщелочных гранитов, породы хлебодаровского комплекса четко отличаются от пород южнокальчикского комплекса намного более низкими содержаниями, что подтверждает целесообразность разделения восточноприазовского комплекса, выполненного авторами [266].

Породы хлебодаровского комплекса, в том числе Тавлинского массива, согласно петрохимическим характеристикам, относятся к субщелочным образованиям (см. табл. 8.18). Для них характерна высокая общая железистость – от 60% наиболее основных и до 92% – гранитов. Авторы [615] рассматривают породы хлебодаровского комплекса как дериваты базальтовой магмы.

Согласно геологическим наблюдениям, хлебодаровский комплекс моложе анадольского и древнее щелочных гранитоидов южнокальчикского [615]. Свинцово-изохронным методом по циркону из кварцевых сиенитов (чарнокитов) Хлебодаровского массива установлен возраст 2046 млн лет.

Хлебодаровский комплекс совместно с букинским и новоукраинским образует единую сиенит-гранитовую формацию, сложенную породами от ортоклазового габбро до гранита. Родство этих комплексов неоднократно подчеркивалось многими исследователями – Ю.Ир.Половинкиной, П.И.Лебедевым, авторами [615] и другими. Одной из минеральных особенностей пород хлебодаровского комплекса является отсутствие граната, что объясняется не только низкой глиноземистостью пород, но и менее глубинными условиями его формирования.

### 8.4.13. Южнокальчикский комплекс

Южнокальчикский комплекс объединяет разнообразные породы субщелочного ряда: габбро, анортозиты (анлезиниты), пироксениты (верлиты), монцониты, сиениты, кварцевые сиениты, амфибол-биотитовые граниты и сиенит-пегматиты. Ранее породы этого комплекса вместе с породами хлебодаровского и октябрьского комплексов относили к одному – восточноприазовскому комплексу. Однородность восточноприазовского комплекса неоднократно подвергалась сомнению рядом геологов, однако впервые он был расчленен авторами [615]. Затем слагающие его комплексы были детально охарактеризованы К.Е.Есипчуком с соавторами [266].

Породы южнокальчикского комплекса изучали И.А.Морозевич, А.С.Гинзбург, Л.Ф. Айнберг, П.И.Лебедев, В.И.Лучицкий, а в послевоенные годы – И.Д.Царовский, Н.А.Елисеев, Д.П.Виноградов, Д.П.Кушев, Г.Л.Кравченко, В.Ф.Раздорожный, В.С.Тарасенко, В.В.Васильченко и другие геологи. Особым вниманием геологов они стали пользоваться после открытия приуроченного к ним уникального Азовского месторождения.

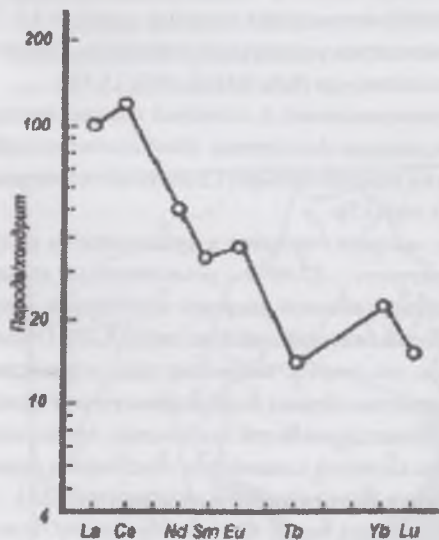


Рис. 8.18. Распределение РЗЭ в граносиенитах хлебодаровского комплекса [264].

Южнокальчикский комплекс образован двумя сложными массивами: Володарским (Южнокальчикским) и Кременевским. К нему же, возможно, относятся Малоянисольский и Павловский массивы [315]. Володарский массив вмещает Азовское цирконий-редкоземельное месторождение.

Высказано мнение о зональном строении некоторых массивов, в частности, Южно-Кальчикского [256, 335]. Меланократовые оливин-пироксеновые и пироксен-амфиболовые сиениты залегают по периферии массива, сменяясь ближе к центру более лейкократовыми граносиенитами и гранитами. П.М.Кармазин [335] привел убедительные доказательства того, что все плутоны сиенитового комплекса Восточного Приазовья представляют собой «головы» единого крупного батолита, соединяющиеся на глубине.

Володарский (по другим авторам – Южно-Кальчикский) массив площадью около 170 кв. км вытянут в северо-западном направлении. Контакты массива с породами центральноприазовской серии как тектонические, так и активные магматические, иногда с зонами закалки. В составе массива выделены три плутона.

Более половины массива занимает расслоенный габбросиенитовый интрузив. Слои интрузива сложены всеми типами пород комплекса, кроме гранитов. Преобладают сиениты, а первыми дифференциатами являются феррогаббро, изученные И.Д.Царовским и Г.Л.Кравченко [808, 809]. Один сиенитовый интрузив (20 кв.км) сложен микроклин-гастингситовыми сиенитами. Центр массива занимает гранит-граносиенитовый интрузив.

Кременевский массив (160 кв. км) состоит из двух габбросиенитовых интрузивов – северного (Чердаклинского) и южного (Старокрымского), разделенных гранитным интрузивом. Центр Чердаклинского интрузива занимают крупнозернистые амфибол-клинопироксеновые сиениты, а периферия – переслаивающимися монцонитами, габбро и сиенитами.

Для обоих массивов предполагается следующая схема становления: первый этап – расслоенная интрузия щелочных габброидов, плагиоклазитов и габбросиенитов (монцититов), второй этап – интрузия сиснитов и кварцевых сиенитов, третий – образование биотит-амфиболовых гранитов. Жильные породы комплекса представлены меланосиенитами, микросиенитами, микрогранитами, гранофирами, пертозитами.

Основные и ультраосновные породы образуют пластообразные или линзообразные тела с нечеткими контактами, сложенные пироксенитами, в том числе рудными апатит-ильменитовыми, щелочными габброидами – феррогортонолитовыми казанскитами, – и андезинитами. В рудных габброидах установлено бедное вкрапленное оруденение с содержаниями: апатит – 5-9, ильменит – 6-10, титаномагнетит – 5-7%. Пироксен представлен ферроавгитом,  $f=60\%$ , оливин – феррогортонолитом,  $f=85\%$ . Ортопироксен редок,  $f=74\%$ , выступает преимущественно в виде ламелл в клинопироксене (табл. 8.19); плагиоклаз антипертитовый, №№ 30-41, иногда по периферии зерен альбитизирован, магматическая зональность отсутствует. Амфибол бурый – керсутит. Вторичный амфибол ярко-зеленый. Среди габброидов установлен новый для УЩ вид горных пород – рудное феррогортонолитовое габбро – казанскит (рудный троктолит) [810]. Казанскит имеет состав: ортопироксен,  $f=59$ ; оливин,  $f=82$ ; плагиоклаз –  $An_{27}Ab_{63}Or_9Cs_1$  и калишпат –  $Or_{59}Ab_{21}An_{17}Cs_3$ .

Таблица 8.19  
Химический состав минералов южнокальчикского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	48,34	29,78	49,12	30,34	47,88	29,91
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,72	0,37	0,03	0,51	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	0,45	0,80	–	1,12	–
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	0,11	24,88	65,82	27,75	67,04
FeO	20,73	59,10				
MnO	0,54	1,04	0,64	1,44	0,71	1,68
MgO	8,16	7,79	3,90	2,63	1,49	0,74
CaO	18,20	0,35	20,57	0,02	19,99	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,11	0,54	–	0,48	–
K <sub>2</sub> O	0,10	0,05	0,0	–	0,0	0,52
H <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–
П.п.п.	–	0,07	–	–	–	–
Сумма	100,35	99,57	100,82	100,27	99,92	100
f	61	81	63	87	83	96
f <sub>0</sub>	3	0				

Примечание. 1 – ферроавгит из феррогаб-бро, Володарский массив; 2 – феррогортонолит, там же; 3 – феррогеденбергит из габбросиенита, там же; 4 – фаялит, там же; 5 – феррогеденбергит из сиенита, Кременевский массив; 6 – фаялит, там же. Анализы из [615].

образуют рудные концентрации, а более кислые обогащены цирконом, чевкинитом, сфеном, флюоритом. Наибольшие концентрации – Zr (1325-1600 г/т) приурочены к монцититам. В прочих породах циркония на порядок меньше. Содержание некоторых прочих элементов следующие: Nb – 50-150, Ba – 310-1600, Sr – 40-250, Rb – 30-120 г/т [615].

Согласно минеральному и химическому составу породы Южнокальчикского массива относятся к субщелочному ряду: коэффициент апатитности находится в пределах 0,62-0,98. Высокая общая железистость – 87-98% – объясняется не только присутствием рудных минералов, но и железистостью силикатов. Последняя – результат высокой калиевой щелочности, а все вместе – следствие низкой фугитивности кислорода, что выражается в низкой степени окисления железа (табл. 8.20). Общая железистость остается постоянной при переходе от основных пород к более кислым; она заметно возрастает лишь в гранитах, достигая почти предельной величины. Высокая восстановленность магмы подчеркивается низким содержанием гематитового компонента в ильмените. Калиевость пород (отношение K/(K+Na)) с увеличением кремнекислотности значительно возрастает: от 0,3 в щелочных габброидах до 0,6 в гранитах и кварцевых сиенитах. Возрастание калиевой щелочности обусловлено фракционной кристаллизацией с отсадкой оливина, пироксенов и плагиоклаза, что подтверждается наличием андезинитов [615].

Южнокальчикский комплекс представляет собой единую серию генетически связанных пород. Феррогабброиды по геологическому положению сравниваются с породами верхней зоны расслоенных интрузий типа Скергаард [809]. Предполагается, что родоначальной была основная магма повышенной щелочности. Дифференциация магмы усложнялась явлениями контаминации, о чем свидетельствует наличие ксенолитов вмещающих пород.

По двупироксеновому геотермометру Р.Кратца для сиснитов установлена  $T=800^{\circ}\text{C}$ ,  $P=340\text{ МПа}$ , что отвечает глубине выплавления магмы 12-15 км. По геотермометру Л.Л.Перчука,  $T=700^{\circ}\text{C}$  [821].

Габбро-сиенит-гранитовая серия пород южнокальчикского комплекса является производной высокожелезистой и высоковосстановленной магмы, которая, в свою очередь, является производной недеплетированной мантии. Породы южнокальчикского комплекса отличаются от хлебодаровских тем, что являются истинно субщелочными. Низкая основность плагиоклаза вместе с низкой фугитивностью кислорода указывают на большие глубины зарождения магмы. Вероятно, во время 2 млрд

Плагиоклазиты образуют маломощные тела в краевых частях массива. Жилы плагиоклазитов рассекают казанскиты. Плагиоклазиты – анхимономинеральные средне-крупнозернистые породы. Плагиоклаз №№ 28-40, антипертитовый, частично альбитизирован, содержание альбитового компонента – 6-9%. Кроме того, встречаются почти чистый фаялит,  $f=92\%$ , и ортопироксен,  $f=75\%$ . Габброанортозиты отличаются более высоким содержанием темноцветов и несколько более основным таблитчатым плагиоклазом – № 40. С ними ассоциируют сиснит-пегматиты с эгирином, щелочным амфиболом и высоким – до 1% – содержанием циркона.

Монцититы сложены ферроавгитом,  $f=77\%$ , фаялитом,  $f=93\%$ , высокожелезистым ортопироксеном,  $f=85\%$ , и калишпат-пертитом.

Амфибол-биотитовые и биотитовые граниты связаны постепенными переходами с граносиенитами. Амфибол – темно-бурый гастингсит,  $f=91\%$ . Биотит темно-коричневый,  $f=88\%$ . Калишпат всюду преобладает над плагиоклазом. Выступает в двух генерациях. Вкрапленники имеют форму таблиц длиной до 8 см, крипто- и микропертитовую структуру. Рентгеновская триклинность изменяется в широких пределах – от 0 до 1,0. В основной ткани находит-ся решетчатый микроклин. Плагиоклаз переменного состава – от №№ 5-10 до №№ 15-30.

Ильменит и титаномагнетит в основных породах иногда образуют рудные концентрации, а более кислые обогащены цирконом, чевкинитом, сфеном, флюоритом. Наибольшие концентрации – Zr (1325-1600 г/т) приурочены к монцититам. В прочих породах циркония на порядок меньше. Содержание некоторых прочих элементов следующие: Nb – 50-150, Ba – 310-1600, Sr – 40-250, Rb – 30-120 г/т [615].

Согласно минеральному и химическому составу породы Южнокальчикского массива относятся к субщелочному ряду: коэффициент апатитности находится в пределах 0,62-0,98. Высокая общая железистость – 87-98% – объясняется не только присутствием рудных минералов, но и железистостью силикатов. Последняя – результат высокой калиевой щелочности, а все вместе – следствие низкой фугитивности кислорода, что выражается в низкой степени окисления железа (табл. 8.20). Общая железистость остается постоянной при переходе от основных пород к более кислым; она заметно возрастает лишь в гранитах, достигая почти предельной величины. Высокая восстановленность магмы подчеркивается низким содержанием гематитового компонента в ильмените. Калиевость пород (отношение K/(K+Na)) с увеличением кремнекислотности значительно возрастает: от 0,3 в щелочных габброидах до 0,6 в гранитах и кварцевых сиенитах. Возрастание калиевой щелочности обусловлено фракционной кристаллизацией с отсадкой оливина, пироксенов и плагиоклаза, что подтверждается наличием андезинитов [615].

Южнокальчикский комплекс представляет собой единую серию генетически связанных пород. Феррогабброиды по геологическому положению сравниваются с породами верхней зоны расслоенных интрузий типа Скергаард [809]. Предполагается, что родоначальной была основная магма повышенной щелочности. Дифференциация магмы усложнялась явлениями контаминации, о чем свидетельствует наличие ксенолитов вмещающих пород.

По двупироксеновому геотермометру Р.Кратца для сиснитов установлена  $T=800^{\circ}\text{C}$ ,  $P=340\text{ МПа}$ , что отвечает глубине выплавления магмы 12-15 км. По геотермометру Л.Л.Перчука,  $T=700^{\circ}\text{C}$  [821].

Габбро-сиенит-гранитовая серия пород южнокальчикского комплекса является производной высокожелезистой и высоковосстановленной магмы, которая, в свою очередь, является производной недеплетированной мантии. Породы южнокальчикского комплекса отличаются от хлебодаровских тем, что являются истинно субщелочными. Низкая основность плагиоклаза вместе с низкой фугитивностью кислорода указывают на большие глубины зарождения магмы. Вероятно, во время 2 млрд



Таблица 8.20

## Химический состав пород южнокальчикского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	43,91	56,87	58,80	56,06	60,75	66,41	64,38	71,30
TiO <sub>2</sub>	3,36	1,48	1,22	0,27	0,47	0,37	0,21	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,00	14,94	14,54	25,97	17,50	14,97	16,60	13,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	2,97	1,54	0,75	1,14	4,81	1,42	0,53
FeO	2,36	9,19	9,07	0,85	5,25	1,80	2,81	2,88
MnO	0,45	0,24	0,21	0,02	0,16	0,12	0,08	0,03
MgO	2,60	0,93	0,88	0,24	0,24	0,16	0,32	0,08
CaO	8,05	3,92	3,85	8,03	3,15	1,35	1,15	1,56
Na <sub>2</sub> O	3,38	3,86	3,92	5,53	4,82	3,18	6,07	3,52
K <sub>2</sub> O	1,81	3,61	3,95	1,17	5,20	5,40	4,94	4,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,25	0,38	0,33	0,03	0,18	0,15	—	0,15
SO <sub>3</sub>	0,55	0,21	0,21	0,06	—	—	0,23	—
CO <sub>2</sub>	—	0,37	0,59	0,62	0,40	0,64	—	0,34
H <sub>2</sub> O—	0,01	0,11	0,10	0,13	0,14	0,15	0,08	0,10
H <sub>2</sub> O+	1,59	0,24	0,06	0,46	0,18	—	1,14	0,16
Сумма	99,96	99,32	99,27	100,16	99,58	99,54	100,28	99,56
F	90	93	92	87	96	98	93	98
Ffo	12	24	14	47	18	73	34	16

Примечание. 1 – субщелочное феррогаббро; 2 – габбросиенит, б. Саса-Гулах; 3 – габбросиенит, там же; 4 – плагиоклазит, там же; 5 – сиенит, Кальчикский карьер; 6 – кварцевый сиенит, б. Старокрымская; 7 – сиенит-пегматит; 8 – гранит амфибол-биотитовый. Анализы из [615].

минерализация. Рудные скопления тяготеют к контакту такситовых сиенитов с породами внутреннего ядра – лейкократовыми сиенитами. В удалении от него уменьшается концентрация редкоземельных элементов, но содержание циркона остается постоянным. Причиной расслоения сиенитов на лейко- и меланократовые явились процессы кристаллизационной и ликвационной дифференциации. Поскольку все минералы сиенитов, особенно анортоклаз, деформированы, то предполагается, что породы подверглись пластической деформации в горячем состоянии при температурах свыше 650–700 °С.

Минералы Азовского штока и их особенности, в основном такие же, что и в прочих породах комплекса. Можно сделать некоторые дополнения.

Оливин сиенитов содержит до 0,8% MnO. В геденбергите установлено 5–10% эгиринового минала. Состав феррогастингита отличается чрезвычайно низкой степенью окисления железа, что подтверждает высокую восстановленность исходной магмы. Щелочной полевои шпата определен как анортоклаз-микропертит. Основу его матрицы составляет почти чистый альбит.



Пертитовые вроски представлены микроклином или ортоклазом. Степень упорядоченности калиевой фазы высокая – 0,90–0,97. Кристаллы КПШ обычно разбиты на разноориентированные блоки. Биотит (лепидомелан) имеет максимальную железистость. Флюорит является сквозным минералом во всех разновидностях и кристаллизуется при температуре не менее 800 °С. Иногда его скопления достигают по объему десятков процентов. Кристаллы циркона достигают размера 10–15 мм. Гомогенизация стекла во внутренних частях кристаллов циркона происходит при T=1160–1250 °С. Бритолит образует мелкую вкрапленность в кристаллах полевои шпата, амфибола и циркона. Светло-желтые кристаллы бритолита обогащены иттрием и тяжелыми РЗЭ, красные и темно-коричневые обеднены иттрием. Содержание суммы TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в бритолите изменяется от 35 до 58%. Кроме того, установлены редкоземельный ортит, вудьяврит, пироксдор.

Рис. 8.19. Схема геологического строения Азовского сиенитового штока [532]. Породы: 1 – сиениты такситовые щелочноземельные и щелочнополевошпатовые; 2 – такситовые щелочнополевошпатовые; 3 – сиениты щелочноземельные; 4 – сиениты щелочнополевошпатовые; 5 – сиенит-пегматиты лейкократовые; 6 – сиениты и граносиениты щелочноземельные и щелочнополевошпатовые. Масштаб 1:200000.

Авторы [532] также считают, что щелочнополевощатовые сиениты Азовского блока представляют собой конечные дифференциаты магмы подкорового происхождения. Отрицательная европиевая аномалия указывает на неоднократное фракционирование расплава, вследствие чего сиениты приобрели простой минеральный состав – КПШ с феррогастингситом или лепидомеланом. Состав сиенитов контролируется двумя элементами – Са и Fe. Высокая восстановленность магмы поддерживалась поступлениями водорода, который впоследствии трансформировался в воду, обусловив кристаллизацию водосодержащих силикатов и магнетита. Исходная магма сиенитов, как показывают включения в цирконах, была сильно перегрета – на 300-400°C. Разобшенность кристаллизации циркона и бритолита и высокая концентрация этих минералов указывают на циклическое поступление флюидов в составе мощных мантийных потоков.

Уникальность Азовского месторождения заключается не только в больших запасах редких металлов и простом минеральном составе руд, но и в отсутствии формационных аналогов. Авторы [532] предлагают выделить новый тип цирконий-редкоземельных месторождений, связанных с анортоклазовыми феррогастингситовыми и лепидомелановыми сиенитами и содержащими парагенетическую ассоциацию циркон-бритолит-флюорит.

Южнокальчичский комплекс рассматривается как разновозрастный с октябрьским и каменноугольным комплексами. Изохронные датировки по цирконам следующие: габбро – 1807, мондонит – 1785 млн лет [615].

С.Г.Кривдик и В.И.Ткачук [446] указывают на сходство массивов сиенитов Восточного Приазовья с Коростенским и Корсунь-Новомиргородским плутонами. Сходство выражается в одинаковом наборе пород, идентичных минеральном, химическом составе и близких геохимических особенностях. Усугубляется сходство наличием диаллаговых гранитов в юго-западном контакте Октябрьского массива. По минеральному составу (высокожелезистые темноцветы, состав полевых шпатов и др.) диаллаговые граниты вполне сопоставимы с гранитами рапакиви.

#### 8.4.14. Октябрьский комплекс

Октябрьский комплекс слагают субщелочные основные и ультраосновные породы, щелочные и нефелиновые сиениты.

Октябрьский массив изучали Й.Морозевич, Л.Ф.Айнберг, В.И.Лучицкий, П.И.Лебедев, И.Д.Царовский, Е.Р.Осокин, С.А.Руденко, А.А.Вальтер, Г.К.Еременко, Г.Г.Коньков, Р.М.По-луновский, А.А.Стороженко и другие геологи. Массиву посвящены специальные монографии Н.А.Елиссеева с соавторами [256], А.Н.Донского [242] и С.Г.Кривдика и В.И.Ткачука [446].

Возраст массива, определенный по циркону из нефелиновых сиенитов – 1795 млн лет [884].

Породы октябрьского комплекса образуют два массива. Октябрьский и недавно открытый – Щербаковский [630] (рис. 8.20).

Октябрьский массив имеет форму овала, вытянутого в северо-северо-восточном направлении на 8 км при ширине до 6 км. Строение массива концентрически зональное: внутренняя часть сложена щелочными сиенитами и фойяитами, внешняя – кварцевыми сиенитами, а между ними – тела габбро, пироксенитов и перидотитов [256]. Массив расположен на пересечении зон глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания [242]. С севера, востока и юга массив окружен гранитами анадольского комплекса, с запада – хлебодаровского, а с юго-запада – диаллаговыми гранитами типа рапакиви. Последние так определены Й.Морозевичем и Л.Ф.Айнберг и имеют состав от кварцевых мондонитов до гранитов. С.Г.Кривдик и В.И.Ткачук [446] кварцевые сиениты внешней зоны рассматривают как частично преобразованные гранитоиды рамы, а все прочие породы массива – как комагматические фазы единой габбро-сиенитовой серии. Повсюду в экзоконтакте массива разви-

ты щелочные метасоматиты с альбитом, микроклином, эгирином и щелочным амфиболом. По мнению А.Н.Донского [242], щелочные породы являются метасоматитами нескольких стадий ощелачивания гранитов и пород гнейсово-мигматитовой толщи, что доказывает наличие типично метасоматической зональности. Ранний, преимущественно калиевый метасоматоз, привел к образованию сиенитов, а последующий натриевый – щелочных пород.

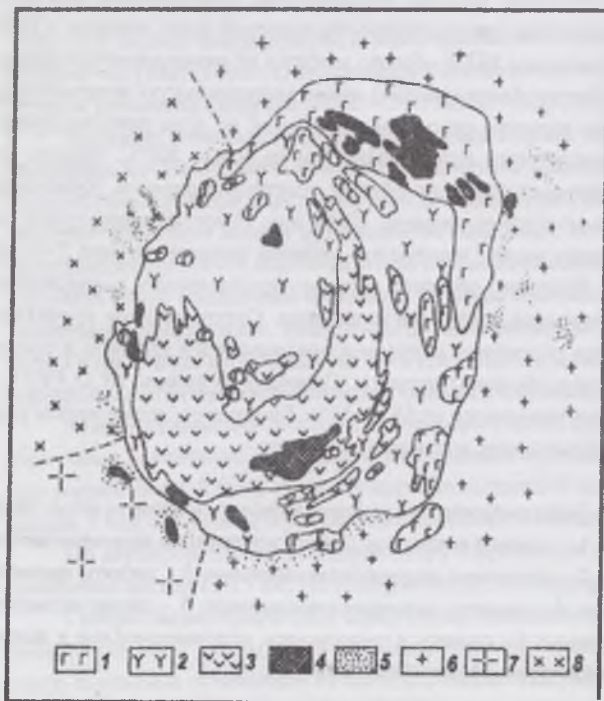


Рис. 8.20. Схема геологического строения Октябрьского массива [446].

1 – габбро, пироксениты; 2 – щелочные сиениты; 3 – фойяиты; 4 – мариуполиты; 5 – ощелоченные (альбитизированные, эгиринизированные, микроклинизированные) вмещающие гранитоиды; 6 – граниты биотит-амфиболовые и биотитовые анадольского и дубовского типов; 7 – гранитоиды группы рапакиви (диаллаговые граниты); 8 – гранитоиды группы эндербита-чарнокита хлебодаровского типа.

Основные и ультраосновные породы – наиболее ранние в массиве. Они представлены габбро, пироксенитами и перидотитами, образующими взаимопереходы. Среди габбро преобладают оливиновые разновидности. Их состав: коричневато-розовый титанавгит (f=23-27%), редко – гиперстен, средний плагиоклаз, №№ 55-57, оливин, f=24-28%, ильменит, титаномagnetит. Аксессуары: апатит, циркон, бадделейт. Допускается, что эти породы слагают лополит, подстилающий щелочные

и нефелиновые сиениты [449]. Одно крупное тело основных и ультраосновных пород, расположенное на северо-востоке массива, имеет зональное строение: его внешние части сложены пироксенитами и перидотитами с зонами закалки, а внутренне – габбро. Установлено расслоение этих пород и наличие в экзоконтактах зон закалки. Внешняя часть тела контаминирована анадольскими гранитами. По химическому составу габбро отвечают щелочным базальтам. Необычно, что при высоком содержании титана количества апатита в них невелики (табл. 8.21). От субщелочных габброидов других массивов эти породы отличаются резким преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  и высоким содержанием когерентных элементов: Ni – 80-280, Cr – 100-500, Co – 60-140 г/т. По большинству признаков, кроме титанистости, габброиды Октябрьского массива резко отличаются от аналогичных пород южнокавказского комплекса [446].

Среди щелочных сиенитов преобладают трахитоидные амфиболовые и биотит-амфибо-ловые щелочнополевошпатовые бескварцевые разновидности, иногда с реликтовым титанавгитом, оливином и нередко – с нефелином. За пределами массива встречаются жильные сиениты – сельсбергиты. Щелочной полевой шпат – микроклин-пертит. Состав клинопироксена изменяется от титанферроавгита и эгиринсодержащего ферросалита до эгирин-геденбергита,  $f=70-98\%$  (табл. 8.22). Розовато-серый в шлифах титанавгит по периферии обычно окружен или полностью замещается зеленым эгиринсодержащим клинопироксеном. Оливин – марганцовистый фаялит. Первичный амфибол – высокожелезистый гастингсит, явно наложенный амфибол – зеленовато-синий рибекит-арфведсонит. Нефелин всегда ксеноморфный. Аксессуары: апатит, ильменит, циркон, баделлеит, сфен, флюорит, молибденит, пи-рит. Петрохимические особенности пород: примерно равные отношения  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , слабая пересыщенность щелочами. В более щелочных разновидностях появляется энigmatит (редкий титаносиликат натрия и железа). В эндоконтактных сиенитах повышено содержание титана и фосфора. В типичных щелочных сиенитах внутренних частей массива апатит вообще отсутствует.

К нефелиновым сиенитам относятся фойяиты, мариуполиты и нефелинсодержащие сиениты.

Фойяиты могут быть гнейсовидными и массивными, трахитоидными, мелко- до крупнозернистыми, лейко-, мезо- и меланократовыми. Темноцветные минералы высокожелезистые: амфибол (тарамит),  $f=77-100\%$ , редко – катафорит, биотит – аннит, эгирин-геденбергит. Содержание нефелина – 20-32%. Щелочной полевой шпат – гипертальсусный микроклин-пертит, являющийся наиболее ранним минералом. Он образует вытянутые, вплоть до шестоватых, кристаллы, особенно в трахитоидных разновидностях. Внутри массива и за его пределами встречаются жильные и дайковые сиениты тарамитового и эгиринового состава, иногда с магнетитом. Во всех фойяитах первыми кристаллизуются калишпат и нефелин, а темноцветы находятся в интерстициях. Аксессуары фойяитов: циркон, апатит, сфен, флюорит, бритоцит (силикат кальция и церия), пироксид и др. Петрохимические особенности фойяитов (табл. 8.21): высокая общая железистость, достигающая 100%, высокая восстановленность железа, высокий коэффициент апатитности (0,9-1,1), низкие содержания  $\text{TiO}_2$  (0,1-0,9%) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,0-0,2%).

Таблица 8.21

Химический состав пород октябрьского комплекса.

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	40,32	46,99	59,21	54,53	59,41	62,93	54,57	56,92	55,51	55,59	54,80	53,00	60,53
TiO <sub>2</sub>	7,02	1,77	1,81	1,24	0,84	0,26	0,56	0,19	0,94	0,07	0,09	0,08	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,55	5,01	16,02	17,77	16,21	16,96	20,32	21,53	18,90	24,05	19,78	19,27	17,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	2,09	1,97	1,35	2,74	2,22	3,53	0,95	6,02	2,15	6,00	5,88	2,08
FeO	13,16	7,74	8,42	7,18	4,39	1,73	3,15	3,49	0,22	0,75	1,22	2,15	3,24
MnO	0,29	0,27	0,22	0,18	0,21	0,14	0,21	–	–	0,09	0,49	0,49	0,07
MgO	6,82	15,48	2,02	1,00	0,97	0,08	0,26	0,68	0,37	–	0,30	0,08	0,31
CaO	11,32	19,71	4,10	4,60	2,59	2,10	1,67	1,28	1,56	0,53	1,18	1,88	1,03
Na <sub>2</sub> O	2,74	0,54	5,06	5,50	5,88	5,14	8,78	7,54	12,85	12,30	11,20	8,96	4,15
K <sub>2</sub> O	0,40	0,13	4,62	3,98	4,92	7,38	5,82	5,51	2,04	3,05	4,32	4,60	7,30
SO <sub>3</sub>	0,26	0,23	0,11	0,01	0,05							0,04	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,23	0,56	0,43	0,26	0,12					0,09	0,11	0,15
CO <sub>2</sub>	0,48	–	0,85	0,36	0,78	0,28				0,09	0,14	0,95	
H <sub>2</sub> O–	0,08	–	0,13	0,01	0,09	0,26			0,21	0,12	–	0,60	
П.п.п.	1,11		0,77	0,81	0,31	0,34	0,74		0,63	0,58	0,39	1,68	2,42
Сумма	99,95	100,19	99,87	98,95	99,65	99,94	99,61	98,09	100,45	99,97	100,36	99,70	99,65
Ag			0,83	0,75	0,92	0,97	0,98	0,85	1,13	1,00	11,17	1,03	
F	71	39	84	90	88	98	96	87	94	100	96	99	95
Fo	19	21	19	16	38	56	53	21	96	74	83	73	39

Примечание. Кроме того, в № 9  $\text{ZrO}_2=0,26\%$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_5=0,11\%$ ; в № 11  $\text{ZrO}_2=0,36\%$ . 1 – габбро оливинсодержащее; 2 – пироксенит, ср. из 10 ан.; 3 – мелкозернистый биотит-амфиболовый нефелинсодержащий щелочной пироксенит; 4 – биотит-амфибол-пироксеновый щелочной сиенит; 5 – пироксеновый щелочной сиенит; 6 – энigmatитсодержащий эгирин-геденбергитовый щелочной сиенит; 7 – тарамитовый трахитоидный фойяит; 8 – биотит-амфиболовый нефелиновый сиенит, средний состав; 9 – содалит-канкринитовый, цирконсодержащий мариуполит; 10 – грубозернистый мариуполит; 11 – эвдиалитсодержащий мариуполитовый фонолит; 12 – дайковый нефелиновый сиенит; 13 – Щербаковский массив, щелочной сиенит. Анализы №№ 1-12 – из [446], № 13 – из [630].

Мариуполиты (эгирин-альбитовые нефелиновые сиениты) одними авторами [2, 446] рассматриваются как первично магматические, другими [256, 808] – как метасоматические образования. Предполагалось, что все разновидности мариуполитов

возникли за счет переработки мелкозернистых также мариуполитов. Однако, контакты мариуполитов с вмещающими всегда четкие, интрузивные. Есть данные, что кроме дайковых имеются мощные пологозалгающие тела мариуполитов, погружающиеся к центру массива.

Мариуполиты отличаются обилием структурно-текстурных (массивные, гнейсовидные, мелко- и среднезернистые и др.) и минеральных разновидностей. Кроме мариуполитов с главным парагенезисом эгирина-альбит-нефелин, выделяются цирконовые, беккелитовые (бритолитовые), содалит-канкринитовые, биотитовые, безнефелиновые и другие разновидности. Альбит образует микролитовые или таблитчатые зерна. Нефелин склонен к образованию идиоморфных кристаллов – квадратных или шестигульных в сечении, – и даже дает порфиновые выделения. Последовательность кристаллизации минералов аптаитовая. Сначала кристаллизуется альбит, затем альбит с нефелином, затем нефелин и последним – эгирина. Аксессуары мариуполитов: циркон (810 г/т), пироклор (142 г/т), флюорит, бастнезит, ринкит, сфен, эвдиалит. Вместо отсутствующего апатита кристаллизуется бритолит (650 г/т). Кристаллы циркона крупные – около 1 см, бипирамидальные. Циркон возникает после главных породообразующих минералов. По химическому составу мариуполиты близки к фойяитам: они также имеют близкую к максимальной общую железистость, высокий коэффициент аптаитности (1,0-1,5), но отличаются резким преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ .

Химический состав породообразующих минералов из пород Октябрьского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\text{SiO}_2$	30,10	47,06	47,74	51,31	36,72	36,66	37,55	35,86	31,60
$\text{TiO}_2$	–	2,37	0,48	1,27	3,42	3,00	0,89	2,30	0,90
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,02	5,90	0,96	–	10,94	11,13	9,90	10,99	11,23
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	–	1,43	5,94	30,79	4,01	6,20	11,89	6,10	12,47
FeO	60,76	7,34	15,84	1,35	22,84	22,37	21,40	22,03	27,86
MnO	4,32	0,14	1,08	0,85	0,63	1,22	1,25	2,57	0,78
MgO	2,97	14,55	5,22	0,32	4,60	2,73	1,31	0,53	2,61
CaO	0,01	20,16	18,26	1,32	10,62	10,32	7,28	–	1,12
$\text{Na}_2\text{O}$	0,10	0,38	2,46	12,16	2,52	2,70	4,05	1,02	0,71
$\text{K}_2\text{O}$	–	0,04	0,24	0,27	1,68	1,96	22,11	8,56	7,68
F					0,23	0,32		1,52	
$\text{H}_2\text{O}$			0,32		0,07		0,04	0,52	0,28
П.п.п.		1,05	1,02	0,35	2,00	1,50	1,80	2,41	1,55
Сумма	99,28	100,42	99,50	99,59	100,23	100,38	99,82	99,78	100,42
f	92	25	71	98	77	86	93	81	94

Примечание. 1 – марганцовистый фаялит из щелочного пироксенового сиенита; 2 – титанавит из пироксенита; 3 – эгирина-ферросалит из пироксенового сиенита; 4 – эгирина из меланократового мариуполита; 5 – гастингсит из нефелинсодер-жащего сиенита; 6 – феррогастингсит из щелочного сиенита; 7 – тарамит из нефелинового сиенита; 8 – лепидомелан из порфириовидного мариуполита; 9 – лепидомелан из фойяита. Анализы из [446].

образует микролиты или таблички в основной ткани, иногда зональные: в центре ортоклаз, по периферии – альбит. Средний состав полевого шпата:  $\text{Or}_{35}\text{Ab}_{64}\text{An}_1$ . Нефелин замещается канкринитом. Эгирина структурно подчинен светлым минералам.

Октябрьский массив уникален. По мнению авторов [446], он не имеет мировых аналогов, поскольку лишь этот массив обладает полным набором пород габбро-сиенитовой формации – от габбро-пироксенитов до аптаитовых нефелиновых сиенитов.

Щербаковский массив щелочных сиенитов расположен в пределах юго-восточной части Кальмиус-Еланчикского граносиенитового массива (хлебодаровский комплекс) и находится в зоне влияния Грузско-Еланчикского разлома. Массив имеет округлую форму и площадь около 10 кв.км [630]. Щелочные сиениты – розовые и красно-бурые, средне- и крупнозернистые породы, массивной или нечетко трахитоидной текстуры. Состав пород: щелочной полевошпата – 60-80, альбит – 5-30, пироксен – 8, биотит – 7, флюорит – 0,3%. По-видимому, их можно назвать мариуполитами. Кристаллы ортоклаза длиннопризматические, некоторые нацело замещены альбитом. Пироксен – темно-зеленый эгирина или эгирина-авгит; обычно он замещен карбонатом. Биотит темно-коричневый. Аксессуары: апатит, циркон, ксенотим, анатаз, титаномagnetит, сфен, шприт. Породы содержат повышенные количества Zr, Nb, Ti, Sn, Mo, Cu, Zn.

В пределах Октябрьского массива разведаны значительные запасы нефелиновых руд – комплексного сырья на глинозем, щелочные продукты, цемент и другие материалы [244]. Щелочные породы являются также рудой на циркон, ниобий, редкие земли.

#### 8.4.15. Каменноугольный комплекс

Каменноугольный комплекс слагают лейкократовые биотитовые и мусковит-биотитовые граниты. Граниты комплекса завершают платформенный этап развития УЩ. Они относятся к формации лейкократовых редкометалльных гранитов, формируются в гипабисальных условиях и представляют собой продукт кристаллизации обогащенных летучими остаточными магм после формирования пород хлебодаровского и южнокальчикского комплексов [615]. Иногда их рассматривают как апограниты

Таблица 8.22

Эвдиалитсодержащие аптаитовые фонолиты и дайковые нефелиновые сиениты открыты С.Г.Кривдиком и В.И.Ткачуком [446]. Они подобны лувяритам и фойяитам Балтийского щита и рассматриваются как продукты дифференциации щелочно-базальтовой магмы. Будучи по составу аналогичными мариуполитам, эти породы отличаются еще более высоким коэффициентом аптаитности (1,16-1,25) и отсутствием циркона. В них обнаружены такие характерные для аптаитовых нефелиновых сиенитов минералы, как энигматит, эвдиалит и астрофиллит.

Фонолиты и дайки эгириновых фойяитов залегают среди анадольских гранитов. Последние в контактах эгиринизированы. Это – светло-серые или желтовато-серые массивные мелкозернистые или сливные породы с вкрапленниками полевого шпата или нефелина. Их состав: щелочной полевошпата – 30-55, нефелин – 25-30, эгирина – 15-25%. Щелочной полевошпата образует

Таблица 8.23

Химический состав биотита и гранитов каменноугольско-го комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	36,1	34,	37,1	74,4	76,2	73,38	75,8	74,72	76,37
TiO <sub>2</sub>	0,9	1,3	0,7	0,06	0,09	0,05	0,08	0,19	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,5	20,6	20,1	13,1	12,4	14,92	12,7	13,15	13,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,1	6,3	3,4	0,6	0,7	1,16	0,6	0,64	0,49
FeO	14,8	23,3	22,3	0,9	1,0	0,40	0,9	1,66	1,09
MnO	0,3	0,3	0,3	0,01	0,03	—	0,02	0,01	0,01
MgO	0,6	0,4	0,2	0,3	0,7	0,16	0,18	0,10	0,37
CaO	0,1	—	0,2	0,8	0,7	0,76	0,8	1,10	0,64
Na <sub>2</sub> O	1,0	0,3	0,6	3,7	3,1	4,93	3,4	2,99	2,66
K <sub>2</sub> O	7,9	8,2	8,9	4,6	4,4	4,31	4,5	3,55	3,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,05	0,02	0,02	0,03	0,06	0,00
F	2,4	0,8	1,7	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	3,6	4,0	4,1	0,9	0,9	0,60	0,9	0,73	0,64
Сумма	99,7	99,7	99,5	99,4	99,2	100,41	99,33	99,69	99,76
Фобщ, f	96	98	99	83	71	911	89	96	81
Fo f	27	11	6	40	41	74	40	28	31

Примечание. 1-3 – биотит: 1 – из крупнозернистого каменноугольско-го гранита; 2 – из крупнозернистого екатериновского гранита; 3 – из грейзенизированного каменноугольско-го гранита. 4-9 – граниты: 4 – гранит крупнозернистый, каменноугольско-го, ср. из 14 ан.; 5 – гранит крупнозернистый, екатериновский, ср. из 13 ан.; 6 – гранит розовый, стародубовский; 7 – граниты каменноугольско-го комплекса, ср. из 17 ан.; 8 – гранит краснокутский, мусковит-биотито-вый; 9 – гранит краснокутский, биотитовый. Анализы 1-5, 7 – из [615], 6 – из [627], 8-9 из [74].

чении разломов и имеют сходное строение. С большой долей условности мы относим к каменноугольско-му комплексу граниты Краснокутского массива.

Каменноугольско-го массив площадью около 11 кв. км расположен в 50 км к северо-востоку от г. Мариуполь и вытянут в северо-западном направлении вдоль Каменноугольско-го зоны разломов. Вмещающими служат породы центральноприазовско-й серии, с которыми массив имеет резко секущие контакты. Массив зональный: в центре находятся крупнозернистые и пегматоидные граниты, а периферия сложена мелкозернистыми гранитами с линзами кварц-флюорит-мусковитовых грейзенов. Зоны грейзенизации с глубиной быстро затухают. Вблизи эндоконтакта находятся зоны биотитизированных гранитов с такситовой структурой. В массиве также установлены элементы сводовой структуры: они выражаются в ориентировке кристаллов калишпата и системы пологопадающих трещин.

Екатериновский массив находится в верховьях р. Кальчик, в 25 км к востоку от Каменноугольско-го массива. Его площадь около 30 кв. км. Екатериновский массив также окружен зоной метасоматитов. С ним связывают Малояннисольское медное месторождение [425].

Стародубовский массив открыт Р.М. Полуновским [627]. Он находится в 22 км к юго-востоку от Каменноугольско-го. Площадь массива 4,5 кв. км. Это – типичная малая интрузия штокообразной формы. Вмещающие породы – гнейсы центрально-приазовско-й серии.

Типичные каменноугольско-го граниты – средне-крупнозернистые порфиридные породы. Их средний состав: биотит – 2-7, мусковит – 2-10, калишпат – 30-40, плагиоклаз – 25-30, кварц – 32%. В грейзенизированных гранитах и грейзенах содержание мусковита достигает 50%.

Биотит – почти чистый высокоглиноземистый сидерофиллит, f= 82-99%, с содержанием Li<sub>2</sub>O, достигающим 0,4% и более (табл. 8.23). В амфиболсодержащих разностях гранитов слюда представлена лепидомеланом, а в пегматитах – циннвальдитом.

Калишпат образует идиоморфные вкрапленники и ксеноморфные зерна в основной тка-ни. Средний состав калишпата: Or<sub>69</sub>Ab<sub>20</sub>An<sub>1</sub>. Калишпатовая фаза очень чистая. Оптическая и рентгеновская триклинность – 1,0. Микроклин этих гранитов отличается чрезвычайно низкой величиной рентгеновской термолюминесценции, совпадающей по величине с природной и равной 200 усл.ед. Форма кривой термовысвечивания – простая кривая. Свойства калишпата каменноугольско-го гранитов указывают на высокую температуру первичной магмы, высокую насыщенность магмы флюидами (высокая чистота фаз), кристаллизацию в приповерхностных условиях (низкая I<sub>рпл</sub>), одноактность образования гранитов (простая кривая ТВ). Низкая величина I<sub>рпл</sub> – характерный признак редкометальных гранитов, например, пержанских, кишинских, сырницких и др. [632, 633].

Плагиоклаз гранитов – альбит и кислый олигоклаз, №№ 5-15. Мусковит содержит повышенное – более 9%, – содержание железа.

Акцессорные минералы принадлежат к трем генерациям. Минералы магматической фазы – циркон, сфен, ортит, магнетит, ильменит, чевкинит, апатит, монацит. Метасоматическая стадия представлена флюоритом, топазом, малаконом, турмалином, колумбитом, торитом, касситеритом, сподуменом, бериллом и др. В гидротермальную стадию кристаллизовались барит, касситерит, гематит, сульфиды. Самый характерный акцессорный минерал – флюорит. Акцессорная минерализация наиболее обиль-

[627]. Подобно другим редкометальным гранитам щита, каменноугольско-го граниты тяготеют к массивам субщелочных гранитов, в данном случае – к северо-западной окраине массивов южнокальчикско-го комплекса.

Благодаря своей разнообразной редкометальной минерализации, каменноугольско-го граниты издавна привлекали внимание геологов. Их изучали И.Г. Сагайдак, В.Н. Гладкий, Ю.Ю. Юрк, Б.И. Горюшников, Л.В. Юрьев, А.П. Виноградов, З.М. Ляшкевич, Р.М. Полуновский и др. Минералогия гранитов подробно рассмотрена в монографиях Е.К. Лазаренко и др. [541], Ю.Ю. Юрка и др. [910]; метасоматитам, связанным с гранитами посвящена книга З.М. Ляшкевич [515]. Подробное описание гранитов выполнена К.Е. Есипчуком и В.К. Осадчим [901], Е.М. Шереметом и К.Е. Есипчуком [615], Д.П. Виноградовым [173], В.Н. Гладким [198].

В составе комплекса выделяются три массива: Каменноугольско-го, Екатериновский и Стародубовский [615]. Все массивы располагаются на пересече-

на в мусковит-альбит-микроклиновых гранитах и кварц-мусковитовых грейзенах. Четкую тантал-ниобиевую специализацию имеют стародубовские граниты, однако все граниты являются в сущности, колумбитоносными [596].

Особенность химического состава каменногильских гранитов – высокое содержание  $\text{SiO}_2$ , обычно в пределах 74-77%, что позволяет относить их к лейкогранитам и характерная для редкометальных гранитов высокая железистость при весьма высокой окисленности железа. Сумма щелочей незначительно превышает 8% при постоянном преобладании  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Граниты каменногильского комплекса отличаются высокими содержаниями многих, характерных для редкометальных гранитов, элементов: Ве – 6,1, Li – 170, Rb – 563, Sn – 19, Pb – 85, Zr – 232, Nb – 72, Y – 72, Zr – 62, Ba 275, Sr – 150 г/т [740]. Среднее содержание фтора – 0,24%. Количество этих элементов резко возрастает в пегматитах и грейзенах. Их содержание позволяет сопоставлять каменногильские граниты с редкометальными гранитами литий-фтористого типа.

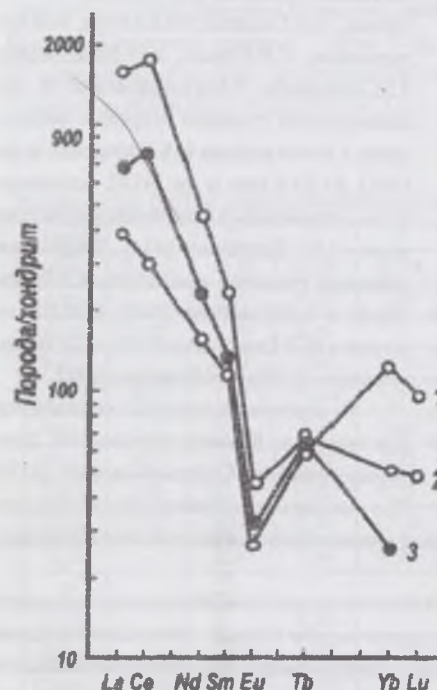


Рис. 8.21. Распределение РЗЭ в каменногильских гранитах [264].

Для распределения РЗЭ в каменногильских гранитах особенно характерен резкий дефицит европия, свойственный всем редкометальным гранитам:  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,02-0,27$  и высокое содержание РЗЭ, в том числе и ТРЗЭ – 500-1700 г/т [264] (рис. 8.21).

В пределах Каменногильского и Екатериновского массивов и возле них описаны дайки онгонитов – топазосодержащих амазонитовых кварцевых порфиров [501, 833]. Две дайки обнаружены В.Ф.Раздорозным. Кварцевые порфиры даек имеют состав: альбит, кварц, калишпат, слюда, топаз, флюорит. В центре даек породы имеют порфировую структуру, а вблизи контактов видны следы течения. Калишпат разной упорядоченности:  $\Delta r = 0,3-0,7$ . Таблички слюды зональные: в центре – железистый лепидолит, по периферия – бесцветный циннвальдит. Температура кристаллизации кварцевых порфиров определена по гомогенизации включений и равна  $1140^\circ\text{C}$ . Е.М.Шермет и К.Е.Есигчук [615] определяют эти дайки не как онгониты, а как обычные топазосодержащие аплитовидные граниты. Раскристаллизованный характер структуры и высокие температуры кристаллизации не позволяют, по их мнению, относить эти породы к онгонитам.

Краснокутский массив открыт при крупномасштабной съемке В.М.Кичурчаком [714]. Он находится в зоне сочленения северо-западной части Приазовья с ДДВ. Вскрыты две части массива общей площадью около 20 кв. км. Восточный выход массива приурочен к пересечению субмеридиональной Шевченковской и и

субширотной Федоровской структур. Граниты, согласно [74, 611] прорывают гнейсы западноприазовской серии, гранитоиды шевченковского комплекса и породы осипенковской толщи и содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород. В контактах гранитов проявлены процессы ороговикования, скарнирования, грейзенизации, эпидотизации и др. К массиву приурочены слюдосные и петалитовые пегматиты. Возраст гранитов по калий-аргоновому методу – 2000-2100 млн лет.

Краснокутские граниты светло-серые и розово-серые, массивные, среднезернистые. Состав: плагиоклаз №№ 26-28 – 30-50, кварц – 30-35, микроклин – 15-35, биотит – 5-15, мусковит – 0-10%. Аксессуары: циркон, апатит, магнетит, силлиманит. Микроклин четко решетчатый, биотит темно-бурый, среднежелезистый, высокоглиноземистый. По биотиту развивается мусковит, по плагиоклазу – альбит. Начало кристаллизации гранитов, определенное по включениям в кварце –  $740^\circ\text{C}$ .

По химическому составу краснокутские граниты являются лейкогранитами нормального по щелочности ряда. Содержания некоторых элементов-примесей такие: Ва – 350, Ве – 5,7, Pb – 28, Sn – 3,1, Zr – 189, Li – 43, Sr – 28 г/т. Согласно [74], краснокутские граниты положительно специализированы на W, Nb, Ga.

Геологические особенности – морфология и внутреннее строение массива, наличие приконтактных изменений, – свидетельствуют, по мнению авторов [74], об интрузивном генезисе массива. Мы относим эти граниты к каменногильскому комплексу, учитывая высокое содержание в них  $\text{SiO}_2$ , очень высокую общую железистость, наличие некоторых элементов-примесей и связанных с гранитами литиевых пегматитов. Разделяет эти граниты отсутствие редкометальной минерализации в краснокутских гранитах. По нашему мнению, краснокутские граниты весьма близки к липняжским гранитам вознесенского комплекса. Их общие черты – геологическое положение, наличие литиевых пегматитов и одинаковый изотопный возраст.

По последним данным, свинцово-изохронный возраст циркона каменногильских гранитов равен 1810 млн лет [884]. Эти граниты заметно древнее пержанских (1708 млн лет). Было предложение выделить массив в отдельный комплекс [75].

#### 8.4.16. Покрово-киреевский комплекс

Магматические породы герцинского цикла (девон) распространены в зоне сочленения Приазовья и Донбасса на протяжении почти 80 км от с.Новотроицкое на западе до с. Кумачево (Покрово-Киреево) на востоке [23, 133, 446, 698].

Наиболее известна схема девонского магматизма Н.В.Бутурлинова [130, 131], уточненная А.Н.Донским и др. [245]. К самой ранней стадии отнесен Восточно-Приазовский уль-трамафитовый интрузивный комплекс, сформировавшийся в рифтовом режиме. Следующий – Волновахско-Еланчикский, базальтоидный, режим рифтовый. Самый поздний – Покрово-Киреевский, щелоч-

ной; режим платформенный. Девонский магматизм очень полно изучен В.И.Гоньшаковой, Н.В.Бутурлиновым и И.Д.Царовским [23, 130, 131, 806, 807]. Все комплексы вместе с эффузивными и жильными образованиями эти авторы определяют как щелочно-ультраосновную-щелочнобазальтоидную формацию. Формация включает 4 субформации (от древних к молодым): 1) ультраосновную (широксениты, рудные пироксениты, перидотиты); 2) щелочноультраосновную кимберлитовую; 3) щелочнобазальтоидную (лимбургиты, авгититы, псевдолейцитовые базальтоиды) и 4) щелочную (малиньиты, фонолиты, нефелиновые сиениты).

В составе покрово-киреевского комплекса наиболее изучены два массива – Покрово-Киреевский и Хомутовский, а небольшие тела ультрабазитов распространены во многих участках зоны сочленения Донбасса с Приазовьем. Оба массива находятся в Еланчикской субмеридиональной зоне глубинных разломов, простирающейся вдоль р. Грузский Еланчик и имеющей сложное блоковое строение. Эта зона представляет собой ряд сближенных субмеридиональных разломов шириной 8-10 км. Поперечное строение фундамента здесь ступенчатое: северные ступени приподняты, южные – опущены. В девоне происходит активизация как субмеридиональных, так и субширотных разломов. Специфика этой зоны в том, что магматизм центрального типа сопровождается эруптивным брекчированием в узлах пересечения разломов [130]. Покрово-киреевский комплекс – единственный на УЩ комплекс щелочных пород последокембрийского возраста. С.Г.Кривдик и В.И.Ткачук [446] рассматривают его как пример генетической связи субщелочных габброидов с истинно щелочными породами.

Покрово-Киреевский массив (структура) находится на пересечении двух региональных зон разломов – субширотной Волновахской и субмеридиональной – Грузско-Еланчикской. Он расположен в верховьях р. Грузский Еланчик и в широтном направлении приурочен к переходной области от Еланчикского горста к Федоровскому грабену, который является частью впадины, отделяющей Приазовье от Ростовского поднятия (рис. 8.22). Площадь массива около 10 кв. км, возраст (лимбургиты и авгититы) – 384 млн лет [23]. С Покрово-Киреевской структурой связано месторождение флюорита. Нефелин-лейцитовые породы комплекса содержат крупные запасы нефелиновых руд [243].

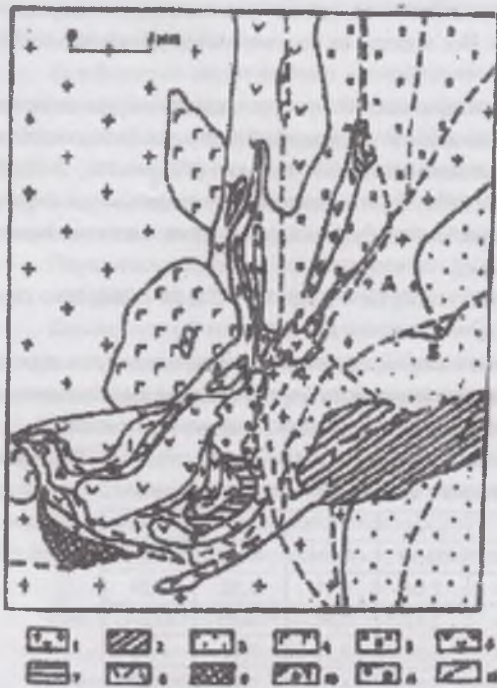


Рис. 8.22. Схематическая геологическая карта Покрово-Киреевской структуры [244]. 1 – граниты; 2 – раздольенская свита (андезиты, базальты, песчаники); 3 – долгинская свита (песчаники, конгломераты, сланцы); 4 – ультраосновные породы; 5 – нерасчлененные базальтоиды и ортофиры; 6 – базальтоиды; 7 – эруптивные брекчии ортофиров; 8 – малиньиты; 9 – нефелиновые сиениты (ювиты); 10 – эруптивные брекчии фонолитовидных тефритов; 11 – ортоклазиты; 12 – разломы, А – Культурный горст; Б – Покрово-Киреевский грабен.

Покрово-Киреевский массив сложен ультрабазитами (оливинитами, перидотитами, оливиновыми и полевошпатовыми пироксенитами, рудными пироксенитами), габбропироксенитами и габбро. Контакты массива преимущественно тектонические. В целом для массива предполагается форма штока. Строение массива концентрически зональное. Периферическая часть сложена пироксенитами с прослойками рудных пироксенитов, центральная часть – габброидами. Габброиды кристаллизовались позже, чем пироксениты. Они формировались из остаточного расплава и внедрились в застывшую расслоенную массу пироксенитов. С заключительным этапом связано внедрение в массив и во вмещающие породы жильного комплекса – слюдяных пикритов, лимбургитов, авгититов, одинитов, беербахитов, габбро-порфиритов и плагиоклазитов. Одни из них чаще встречаются в пределах массива и по составу близки к слагающим его породам [678]. Это – пикриты, микропироксениты, лимбургиты, авгититы, одиниты,

беербахиты, плагиоклазиты. Другие встречаются преимущественно за пределами массива и подверглись метасоматическим изменениям. К ним относятся камптониты, минетта, вогезиты, твейтозиты.

Оливиниты встречаются только в брекчиях. Экструзивные вулканогенные образования отнесены к кимберлитам [23]. Перидотиты представлены верлитами, переходящими в полевошпатовые перидотиты. Они сложены титанавгитом, оливином, титаномagnetитом, плагиоклазом и биотитом. Плагиоклаз №№ 49-54; он кристаллизуется последним. Бурая роговая обманка и биотит – автометасоматические минералы.

Пироксениты в составе массива преобладают. Выделяются оливинсодержащие, амфиболовые, биотитовые и плагиоклазовые разновидности, в том числе и рудные пироксениты. Породы средне- и крупнозернистые, с крапленниками пироксена. В рудных пироксенитах количество титаномagnetита достигает 35%. В некоторых разновидностях содержится до 4% апатита.

Габброиды тесно связаны с полевошпатовыми пироксенитами. Центральная часть массива, возможно, расслоена. В ней чередуются оливинсодержащие и безоливиновые пироксениты и габброиды. Полевошпатовые пироксениты – крупно- или среднезернистые, с ксеноморфным плагиоклазом, кристаллизующимся по субпараллельным плоскостям. Между пироксенитами и габбропироксенитами (тылаитами) существуют постепенные переходы путем возрастания количества плагиоклаза.

Породообразующие минералы во всех разновидностях одинаковые. Оливин (f=28%) обычно замещен серпентином или илдингситом. Плагиоклаз №№ 45-55; в габброидах он часто альбитизирован.

Содержание некоторых элементов-примесей в пироксенитах следующее: Cr – 320, Ni – 260, Zr – 130, Cu – 140, Zr – 170, TR – 310, Rb – 18, Be – 10, Sr – 70, Ta – 28 г/т.

Породы Покрово-Киреевского массива отличаются низкими содержаниями SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и высокими TiO<sub>2</sub>, общей железистости и высокой степенью окисления железа (табл. 8.24).

А.Н. Донской и др. [245] описали в южной части Покрово-Киреевской структуры нефелиновые породы: нефелиновые сиениты, малиньиты, тингуаиты, грорудиты, тейфриты. Они, вероятно, имеют гипабиссальную природу. Малиньиты южной части структуры содержат угловатые ксенолиты пироксенитов и базальтоидов.

Щелочные породы – малиньиты, кюиты и нефелиновые сиениты, – образуют массив площадью около 10 кв. км южнее Покрово-Киреевской структуры (см. рис. 8.22) [446]. С малиньитами связаны эпи- и псевдолейцитовые нефелиновые сиениты. Малиньиты и нефелиновые сиениты состоят из ортоклаза или санидин-анортоклаза, нефелина, пироксенов ряда титан-авгит-эгирин, биотита. Последний иногда имеет обратную схему абсорбции. Аксессуары: сфен, кальциевый ринколит, флюорит. В малиньитах и грорудитах установлены высокие содержания циркония – до 0,2%, однако, что характерно для этих пород, минеральная форма циркония не установлена.

Хомутовский массив субщелочных основных пород находится к северо-востоку от с. Хомутово (Донецкая обл.). Он приурочен к пересечению субмеридиональной Грузско-Еланчикской и субширотной Хомутовско-Ростовской разломных зон [421]. Размеры массива 1,6 x 1,8 км, возраст – палеозойский – 390 млн лет (калий-аргоновый метод) [807]. Вмещающими служат сиениты Кальмиус-Еланчикского массива. Впервые массив описан И.Д. Царовским и др. [807], затем И.С. Потапчуком [630] и Г.Л. Кравченко [421]. Все авторы единодушно сопоставляют Хомутовский массив с Покрово-Киреевским.

Хомутовский массив расслоенный. В своей верхней части он сложен габброидами и габбропироксенитами, в средней и нижней – пироксенитами и оливиновыми пироксенитами.

Среди пироксенитов выделяются полевошпатовые, мономинеральные, оливиновые, рудные разновидности, а среди габброидов – меланократовые, лейкократовые, порфиридные и микрогаббро. Все породы на постмагматическом этапе амфиболитизированы и флогопитизированы.

Пироксениты – средне- и крупнозернистые, иногда порфиридные, массивные. Структура панидиоморфнозернистая. Пироксен – титанавгит, f=15%, высокоглиноземистый. Оливин, f=18-20%, плагиоклаз – андезин-лабрадор. Амфибол – постмагматический густо-оран-жевый керсутит. Слода – красновато-коричневый высокотитанистый флогопит (TiO<sub>2</sub>=4-7%, f=27-29%). В рудных пироксенитах содержание ильменита и титаномагнетита достигает 25%. Прочие минералы: титанит, эпидот, хлорит, карбонат. Некоторые разновидности пород альбитизированы. В разных частях массива установлены дайки авгитовых порфи-ров, лампрофиров, плагиоклазитов, ортоклазитов и нефелинсодержащих пород.

В рудных пироксенитах содержание элементов-примесей следующее: Ni – 250, Cr – 2000, V – 430, Zr – 260, Nb – 50, Cu – 340, Zr – 270, Sc – 15, Ba – 400, Sr – 330, Li – 10, Rb – 25 г/т.

Породы Хомутовского массива по общей железистости, степени окисления железа, глиноземистости, низкому содержанию фосфора близки к аналогичным породам Покрово-Киреевского массива и в целом могут быть определены как якупирангиты (см. табл. 8.24). Для Хомутовского массива предполагается более глубокий эрозионный срез, чем для Покрово-Киреевского.

Таблица 8.24

Химический состав пород покрово-киреевского комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	38,82	41,86	43,16	36,85	41,63	34,07	36,78	49,94	40,12	35,88
TiO <sub>2</sub>	3,24	4,53	5,87	7,00	4,50	2,36	2,01	1,77	5,52	7,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,28	4,19	9,09	4,00	10,70	3,86	2,83	3,10	12,95	14,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,56	7,95	7,12	11,60	9,90	4,23	6,67	2,38	2,16	0,95
FeO	8,28	8,13	8,77	11,42	7,15	5,67	7,28	4,50	8,46	11,63
MnO	0,13	0,09	0,05	0,10	0,14	0,44	0,19	0,11	0,20	0,20
MgO	18,51	13,57	9,51	12,50	8,90	10,18	22,62	14,55	12,52	17,53
CaO	11,61	14,54	10,75	14,30	9,66	19,23	5,70	22,27	12,43	–
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,80	2,03	0,50	2,88	0,48	0,72	0,60	2,90	0,70
K <sub>2</sub> O	0,25	0,52	1,35	0,10	1,30	1,85	0,40	0,06	1,33	9,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,17	0,29	0,02	0,40	0,43	0,36	–	–	–
NiO	0,11	0,07	0,07	–	–	–	–	–	–	–
SO <sub>3</sub>	0,03	0,11	0,08	0,10	1,70	–	–	–	–	–
CO <sub>2</sub>	–	–	–	1,00	1,54	13,18	3,64	–	–	–
П.л.п.	4,70	3,31	2,70	0,85	0,29	3,03	10,28	0,32	1,59	2,59
Сумма	100,08	99,99	99,80	100,34	100,79	99,61	99,48	100,10	100,18	99,83
F	49	54	63	50	51	50	38	21	32	29
Fo	54	49	45	48	55	43	45	32	19	7

Примечание. 1-3 – Покрово-Киреевский массив: 1 – перидотит (верлит), ср. из 14 ан.; 2 – пироксенит, ср. из 37 ан.; 3 – габбропироксенит, ср. из 18 ан. 4, 5 – Хомутовский массив: 4 – пироксенит оливиновый рудный, 5 – габбропироксенит 6 – кимберлиты 1-го этапа, 7 – кимберлиты 2-го этапа; 8-10 – минералы из пироксенита полевошпатового, скв. 560-А, гл. 367,0 м. 8 – титан-авгит, 9 – керсутит, 10 – флогопит. Анализы 1-3 – из [130], 6-7 из [23], 8-10 – из [421].



Кимберлиты пространственно и генетически связаны с Покрово-Киреевской структурой. Интересно, что к выводу о существовании кимберлитов авторы фундаментальной книги и [132] пришли не сразу. В предыдущей книге [23] о них не говорится.

Как известно, во всех регионах кимберлиты приурочены к разломам определенного простирания, причем для поисков кимберлитов перспективны районы с наиболее глубинными и интенсивными нарушениями. Алмазоносные кимберлиты обычно приурочены к окраинам крупных глубинных структур опускания, удаленным от края платформы. Неалмазоносные кимберлиты располагаются на окраинах платформы непосредственно в контакте со структурами погружения. Для поисков кимберлитов наиболее плодотворна девонская эпоха, комплекс пород – щелочноультраосновный, а форма залегания – трубки взрыва. Еще один признак алмазоносных районов – групповое расположение геологических тел в виде кустов, полей, узлов. Ряд этих признаков характерен и для Покрово-Киреевской структуры.

В наличии имеется структура опускания (Донбасс), ограниченная глубинными разломами. Южно-Донецкий глубинный разлом отделяет Донецкий авлакоген от поднимающегося горста – Приазовья. Разлом состоит из серии разломов, образующих ступенчатые блоки – горсты и грабены, заполненные основными и ультраосновными магматическими породами. Амплитуда перемещения блоков достигает 2 км. Зона развития кимберлитов представляет собой фрагмент Южно-Донецкого разлома, пересекающего Грузско-Елаччикскую зону глубинных разломов с мощными проявлениями магматической деятельности в течение среднего и верхнего девона. Наряду с жильными и дайковыми формами залегания кимберлитов установлены и трубки взрыва.

Среди кимберлитов установлены породы двух этапов. Кимберлиты 1-го этапа – доэффузивные, формировались до излияния псевдолейцитовых базальтоидов. Они представлены базальтоидными и слюдяными порфиrowыми кимберлитами, эруптивными брекчиями порфиrowых кимберлитов, кимберлитовыми туфобрекчиями. Кимберлиты 2-го этапа – постэффузивные эруптивные брекчия ультраосновных пород. Жильные тела кимберлитов секут ультрабазиты покрово-киреевского комплекса.

По минеральному составу кимберлиты отвечают серии пород дуниты-гарцбургиты-лер-цолиты-верлиты. По-видимому, некоторые породы, определенные как кимберлиты, ранее рассматривались в составе пород щелочноультраосновной-щелочно-базальтоидной формации.

Порфиrowые вкрапленники в порфиrowых кимберлитах образованы оливином. Основная ткань полнокристаллическая, сложена карбонатизированным оливином, флогопитом, небольшими количествами пироксенов, магнетита, перовскита. Оливин сравнительно высокожелезистый,  $f=8-18\%$ ; клинопироксен – диопсид,  $f=12-19\%$ ; слюда – железистый флогопит,  $f=24-32\%$ ; гранат – альмандин-пироп и пироп-альмандин. Установлены редкий минерал титано-хромит и гранат пироп-альмандиновое ряда, по составу отвечающий эклогитовым гранатам. Ильменит ( $MgO=0-4\%$ ) и пикроильменит ( $MgO=5-11\%$ ) отличаются очень низким содержанием  $Fe_2O_3$ . Алмаз в числе аксессуаров не указан.

Эруптивные брекчия сцементированы базальтоидным или нацело измененным цементом. Обломочный материал в брекчии составляет 40-60%. Брекчия чередуются с псевдолейцитовыми базальтоидами.

Кимберлиты 2-го этапа относятся к кимберлитам условно. Они состоят главным образом из слюды, серпентина с примесью клинопироксена и магнетита. Обломочный материал в них более разнообразный: щелочные базальтоиды, оливиниты, пироксенины и перидотиты, кристаллы минералов.

Установлено значительное сходство кимберлитовых пород Приазовья с кимберлитами Африки, Сибири и других районов мира [132]. Кимберлиты 1-го этапа по петрохимическим и геохимическим особенностям соответствуют кимберлитовым породам железистой формации, близким по условиям образования породам эклогитовой фации. Особенность кимберлитов Приазовья – повышенное содержание железа. Другие особенности: низкие содержания  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и повышенные –  $CO_2$ . По многим другим характеристикам существует геохимическое родство кимберлитов Приазовья и Якутии.

#### 8.4.17. Дайковый комплекс

Приазовье, подобно Северо-западному району УЩ, насыщено дайками разнообразного состава и возраста, в том числе дайками редких петрографических видов. Изучением даек занимались геологи нескольких поколений: И.Г.Сагайдак, Л.Ф.Айнберг, В.И.Лучицкий, П.И.Лебедев, И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская, Н.В.Бутурлинов, Б.В.Байраков, М.Д.Бойчук, С.Т.Борисенко, В.А.Слипченко, А.А.Вальтер, В.И.Гоньшакова, Е.Б.Глевасский, А.Н.Донской, А.И.Зарицкий, В.Г.Кушев, Г.Л.Кравченко, С.Г.Кривдик, А.С.Иванушко, И.К.Латыш, С.В.Нечаев, В.В. Слипченко, И.С.Потапчук, Н.Н.Шаталов, И.М.Скопиченко и другие геологи. Наиболее полные сводки по дайкам Приазовья принадлежат В.А.Слипченко [683, 684, 685] и Н.Н.Шаталову [831, 832].

По подсчетам Н.Н.Шаталова [968, 969], в Приазовье зафиксировано около 500 даек. Причины такого изобилия – близость Донбасса и особенности глубинного строения района. Наиболее насыщено дайками Восточное Приазовье, что хорошо коррелируется с уменьшенной мощностью земной коры в этой части района. Локализация даек не зависит от пликтивных структур фундамента: они секут как антиклинальные, так и синклинальные складки. Например, дайки кварцевых порфиrowов возле Каменноугольного массива секут мигматиты под прямыми углами. Протерозойские дайки субширотного простирания вместе с разломом срезают Сорокинскую тектоническую зону.

Локализация даек обусловлена исключительно разломно-блоковой тектоникой, которая, в свою очередь, является отражением неоднородности глубинного строения земной коры [831]. В зависимости от характера разломов в Приазовье выделяются две группы даек: 1) дайки регионального значения, приуроченные к крупным разломам и 2) дайки местного значения, контролируемые относительно мелкими элементами структуры, например дайки, образующие дугу вокруг Тельмановского купола. Большинство даек приурочено к сбросовым и сбросо-сдвиговым нарушениям. Предполагается, что для своего внедрения дайки использовали планетарную систему разломов [831].

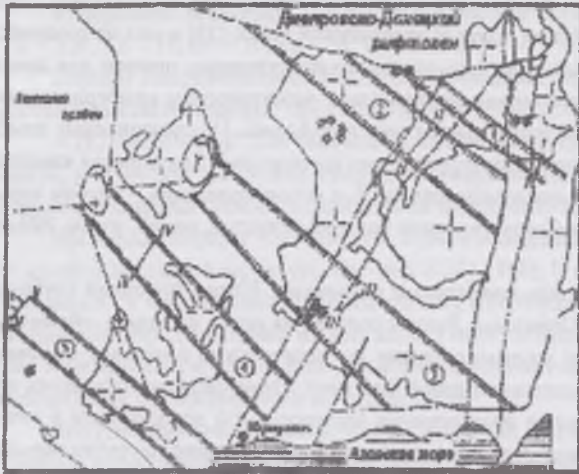


Рис. 8.23. Схематическая карта дайковых поясов Приазовского геоблока Украинского щита [969].

1 – Кузнцово-Михайловский, 2 – Антон-Тарамский, 3 – Павлополь-Октябрьский, 4 – Малоянисольский, 5 – Каменноугольский.

Как установлено, свиты даек совпадают с поднятиями Мохо, причем более мощные дайки приурочены к разломам с наибольшей амплитудой смещения Мохо, порядка 3-5 – 5 км. Большинство даек имеет молодой возраст и никак не связано с докембрийскими структурами. Преобладают диагональные системы даек – северо-западного или северо-восточного простирания. Мощность даек – от первых сантиметров до 60 м. Наиболее мощные дайки находятся в зоне сочленения Приазовья с Донбассом.

Главная особенность размещения даек в Приазовье – концентрация в виде поясов северо-западного простирания. В пределах поясов дайки имеют разный петрографический состав и разный возраст, но пересекаются очень редко. Выделено пять дайковых поясов

(рис. 8.23) [969].

Кузнцово-Михайловский пояс находится на крайнем северо-востоке. Для этого пояса особенно характерны грорудиты, есть также дайки ортофиоров, диабазов, микродиоритов и кварцевых порфиров. В Антон-Тарамском поясе дайки занимают до 50% площади. Некоторые из них располагаются нормально к простиранию пояса. Состав даек этого пояса: диабазы, диабазовые порфириты, конга-диабазы, андезитобазальты, лампрофиры. Возраст даек чаще всего девон (360 млн лет), реже – венд (900-650 млн лет). Павлополь-Октябрьский пояс простирается от р. Кальмиус до Октябрьского массива. В нем преобладают ортофиры, меньше диабазов и лампрофиров. Малоянисольский пояс протягивается от г. Мариуполь до с. Екатериновка. Сложен диабазами, кварцевыми порфирами и лампрофирами. В Каменноугольском поясе преобладают кварцевые порфиры, меньше диабазовых порфиритов.

По морфологии тел выделены три типа даек: правильные и выдержанные по простиранию, менее правильные с мало изменяющейся формой и тела переменной формы [831]. Наиболее мощные дайки прослежены по простиранию до 3 км.

По возрасту выделяется шесть групп даек: поздний архей, ранний протерозой, поздний протерозой, венд, палеозой и мезозой. Количественно преобладают дайки протерозойского и палеозойского возраста.

Древнейшие дайки (свыше 2600 млн лет), представленные метаультрабазитами и метабазами, приурочены к западно-приазовской серии. Дайки этого времени интенсивно деформированы и метаморфизованы. К ним, возможно, отнесены тела двупироксен-плаггиокла-зювых кристаллосланцев, серпентинитов, актинолититов и других пород. В Сорокинской зоне дайки метаультрабазитов и метабазитов секутся жилами пегматитов возрастом 2240 млн лет.

Раннепротерозойские дайки секут породы западноприазовской серии, частично и центральноприазовской серии, но сами прорываются гранитоидами обиточненского и салтычанского комплексов. Преобладают дайки, сложенные амфиболитами и горнблендитами. А.С. Иванушко среди даек р. Обиточной называет малхиты, керсантиты и одиниты [305]. Наличие древних даек говорит о том, что перед началом активного гранитообразования Приазовье уже существовало в виде жесткого блока.

Позднепротерозойские дайки возрастом 1600-1100 млн лет свежие. Они секут все породы района, в том числе и щелочные. Состав этих даек очень разнообразный: диабазы, конгадиабазы, нордмаркиты, мончикиты, сельсбергиты, микродиориты, кварцевые порфиры, тингуаиты, лаурдалиты, лампрофиры. Наиболее древние из этих даек (1560-1430 млн лет) внедрились по зонам северо-западного простирания. К ним относятся лампрофиры, развитые в пределах Октябрьского массива. Другую группу даек образуют дайки с возрастом 1800-1600 млн лет. Они также тяготеют к щелочным породам Октябрьского массива и представлены щелочными видами – нефелиновыми сиенитами, сиенит-порфирами, микрофойяитами и микромариуполитами. В различных участках Приазовья локализованы дайки с возрастом 1500-1200 млн лет. Это – диабазы, кварцевые порфиры и лампрофиры.

К венду относятся дайки моложе 1100 млн лет. Допускается, что они связаны с заложением ДДВ, что косвенно подтверждает рифейский возраст впадины.

Палеозойские дайки – результат отраженной активизации – каледонской, герцинской и киммерийской. Их особенно много в краевых частях Приазовья и в зоне его сочленения с Донбассом. Обычно они аналогичны дайкам Донбасса, где их возраст определен по осадочным породам. Состав даек – пироксениты, лимбургиты, авгититы, диабазы, ортофиры, грорудиты, шонкиниты и другие. Дайки этого возраста особенно распространены в Покрово-Киреевской структуре.

Мезозойские дайки возрастом 170-200 млн лет вскрыты восточнее г. Мариуполя и залегают в пределах центральноприазовской серии [629, 832]. Они представлены лампрофирами – камптонитами и мончикитами. Камптонит сложен титанавгитом, баркевикитом, слюдой, агрегатом альбита и ортоклаза. Вкрапленники – титанавгит и псевдолейцит. Внедрение даек связано с активизацией Скифской платформы.

Видовой состав даек чрезвычайно разнообразный. Наиболее распространены метаультрабазиты, метабазиты, лампрофиры, диабазы, габбро-диабазы, кварцевые порфиры.

Метаультрабазиты и метабазиты представлены амфиболитизированными перилогитами, пироксенитами, горнблендитами, габбро-амфиболитами, амфиболитами. Они детально охарактеризованы И.С.Усенко [757]. Н.Н.Шаталов вслед за И.С.Усенко

считает, что большинство тел этих пород следует относить к гипабиссальным, частью эффузивным образованиям – к подводным каналам некогда существовавших интрузивов и эффузивных покровов. Это подтверждается приуроченностью многих тел к разрывным нарушениям, наличием секущих контактов, типично дайковой формой залегания, резкими контактами, наличием в дайках ксенолитов более древних пород, преобладающее мелкозернистой структурой и другими признаками. Дайковая форма особенно характерна, как считает автор [831], для даек горблендитового состава.

Е.Б.Глевасский и С.Г.Кривдик [210] установили, что дайки с. Елисеевки и г. Бердянска, ранее считавшиеся горблендитами, являются щелочными породами. Они секут все породы, включая осипенковские гранодиориты и пегматиты с. Елисеевки. Дайки образуют пояс северо-западного простирания, дают апофизы и имеют тонкозернистые зоны закалки в эндоконтактах. Дайки сложены обыкновенной голубовато-зеленой роговой обманкой, реже – актинолитом с магнетитом. Метаморфизм дайковых пород не соответствует региональному метаморфизму вмещающих пород: он значительно ниже. Щелочной характер дометаморфических дайковых пород определяется по высоким  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ , высоким содержаниям Nb – 300-500 г/т и P3Э, сочетаниям Cr, Ni, Co и Nb, P3Э и Zr. Такие соотношения характерны для щелочных пироксенитов – якуширангитов. Микроклиноиды содержащие разновидности даек реставрируются как шонкиниты. Калий-аргоновый возраст даек – 1,95 млрд лет. Авторы [210] считают возможным связывать эти дайки с черниговским карбонатитовым комплексом.

Дайки, штоки и тела грубчатой формы, сложенные неметаморфизованными слюдяными ультрамафитами, секут диориты Коларовского массива (среднее течение р. Лозоватки) [631]. Перидотиты состоят из оливина (серпентинизированного), флогопита, амфибола тремолитового и куммингтонитового рядов. Перидотиты низкотитанистые ( $TiO_2=0,2-0,7\%$ ) и высококальциевые ( $K_2O=2,3-4,8\%$ ) (табл. 8.25), содержат повышенные количества Ni, Co, Cr и обеднены Nb. В одном из проявлений – трубка «Мрия» – установлены пикроильменит ( $MgO=7\%$ ) и низкомагнезиальные хромшпинелиды. Выявленные породы рассматриваются как лампроитоподобные гипабиссальные аналоги лейцитовых ультраосновных пород [631].

На Васильковском участке, по р. Волчьей, в зоне сочленения Среднеприднепровского и Приазовского блоков, обнаружена дайка амфиболового пикрита [710]. Судя по минеральному составу, это – оливин-роговообманковый пироксенит. Структура породы порфировая, вкрапленники – клинопироксен и оливин. Состав породы: оливин,  $f=53\%$ ; ортопироксен,  $f=45-69\%$ ; субкальциевый авгит,  $f=35\%$ ; бурая роговая обманка (керсутит),  $f=46\%$ ; флогопит,  $f=43\%$ ; плагиоклаз № 43, частично альбитизированный. Минеральный и химический состав породы (табл. 8.25), по нашему мнению, явно субщелочной. Калий-аргоновый возраст – 1480 млн лет. По расчетам авторов [710], пироксенит представляет собой 4-8% выплавку из материала гранатовых перидотитов при  $T=1600^\circ C$  и  $P=2500$  МПа. Наличие этих пород согласуется с мантийным характером Орехово-Павлоградского разлома.

Среди диабазов и диабазовых порфиритов выделяются авгит-плагиоклазовые, авгит-роговообманково-плагиоклазовые, биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности, а также конга-диабазы.

Дайки камптонитов и мончикитов (щелочных лампрофиров) пространственно и генетически связаны с Октябрьским щелочным массивом [259, 260]. Дайки маломощные – 0,5-1,0 м.

Мончикиты сложены плагиоклазом №№ 32-35, амфиболом и анальцитом, вкрапленники – титанистым амфиболом (оксикерсутитом), плагиоклазом и оптически гомогенным анортотитом. Они содержат ксенолиты эклогитоподобных пород и эссекситов [259]. Состав эссекситов: вкрапленники титанистого амфибола (темно-коричневый керсутит), таблицы плагиоклаза №№ 42-44 с включениями титан-авгита; основная ткань – плагиоклаз, амфибол, титанавгит, титаномagnetит. Учитывая большое петрохимическое сходство мончикитов и эссекситов (см. табл. 8.25, №№ 15, 16), автор полагает возможным возникновение магмы лампрофиров за счет эссекситового расплава.

Дайки камптонитов по минеральному составу определяются как лейкократовые камптониты, близкие к базанитам. Калий-аргоновый возраст даек – 1,4-1,5 млрд лет.

Ксенолиты в дайках камптонитов имеют мантийное происхождение, отвечают шпинелевой фации верхней мантии и представлены шпинелевыми клинопироксенитами, шпинелевыми оливиновыми пироксенитами, вебстеритами и серпентинизированными перидотитами [152]. Для включений веб-стеритов определены  $T=1050^\circ C$ ,  $P=220$  МПа. Включения, диагностированные как породы экзо- и эндоконтактных зон промежуточной магматической камеры, представлены грубозернистыми керсутитовыми породами и авгитовыми кумулятами. Они состоят из мегакristов глиноземистого ( $Al_2O_3=6,17-10,60\%$ ) или хромистого клинопироксена и основной ткани – титанистого амфибола (керсутита), титансодержащего биотита ( $TiO_2=7,5-8,5\%$ ,  $f=33-47\%$ ), железистого биотита ( $f=73\%$ ), калинатрового полевого шпата (натриевого санидина), высокоглиноземистой шпинели, апатита [152]. Перечисленные минералы рассматриваются как близиквидусные фазы высокотемпературной кристаллизации исходного расплава. Температура кристаллизации глиноземистого авгита оценивается величинами 1200-1240° C, давление около 180 МПа.

Авторы [132] отмечают, что в поверхности Мохо под Октябрьским массивом существует глубинный разлом, её нарушающий: в ней имеется прогиб глубиной около 3 км и шириной более 10 км. Включения камптонитов характеризуют состав зоны разломов. Камптонитовый расплав внедрился из глубинного очага, где происходила его медленная кристаллизация. При этом нижняя часть очага достигала верхней мантии, а верхняя, возможно, нижней части коры. Камптонитовые дайки фиксируют начало перестройки земной коры и заложение структур Донбасского направления.

Грорудиты – дайковые аналоги щелочных гранитов, описали С.Г.Кривдик и В.И.Ткачук [447]. Их возраст – 400 млн лет отвечает возрасту пород Покрово-Киреевского массива. Выделены два типа грорудитов.

Пироксеновые (эгириновые) грорудиты содержат порфиновые вкрапленники эгирина, кварца и щелочного полевого шпата. Основная ткань – мелко- и среднезернистая. Состав: ор-токлаз, кварц, игольчатый эгирин, рибекит, арфведсонит. В закалочной фации – скелетные вкрапленники кварца с радиально-лучистыми вростками калишпата. Содержание Zr – 1533, Nb – 486, TR+Y – 867 г/т.

Амфиболовые грорудиты включают вкрапленники кварца и щелочного полевого шпата. Содержание примесей значительно меньше: Nb – 121 г/т, TR+Y=579 г/т.

Акцессорные минералы Zr, Nb и TR в обоих типах грорудитов отсутствуют. Эгириновые и амфиболовые грорудиты четко различаются по содержанию TiO<sub>2</sub>, суммы FeO, коэффициенту аптаитности (см. табл. 8.25).

Пироксеновые грорудиты близки к комендитам, амфиболовые – к пантеллеритам. Оба типа родственны ультраосновным и щелочным породам Покрово-Киреевского массива и базальтоидам ДДВ.

Есть сообщения о многих дайках, трубках взрыва и штокообразных интрузиях, сопровождающихся дайками, в Восточном Приазовье возрастом 500-250 млн лет [156]. Названы ряд проявлений возле пос. Зирка, массивы Мариупольский и Приморский, структуры Кирилловская и Ичкису, трубки «Надия», «Южная», «Новолапинская» и другие. В числе пород, слагающих эти образования, имеются кимберлиты, щелочные пироксениты, шонкиниты, эссекситы, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, якуширангиты и др. Источники генерации магмы этих пород разноглубинные и степень дифференцированности магмы разная.

Таблица 8.25

Химический состав некоторых дайковых пород Приазовья

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	45,40	39,82	43,22	50,34	45,55	54,09	73,10	72,92	74,34	62,89	64,35	41,60	41,56	45,03	46,38	46,04	42,40
TiO <sub>2</sub>	2,28	0,60	3,82	2,18	1,82	2,18	0,14	1,27	0,34	0,11	1,00	1,68	4,65	3,27	2,10	2,32	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,40	5,63	4,93	13,84	17,14	14,68	12,70	8,34	10,40	19,14	15,11	15,60	14,90	14,40	13,98	14,75	4,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		9,60	8,86	12,56	4,62	5,21	1,25	6,24	2,35	1,70	2,23	4,95	7,51	6,99	2,30	0,56	4,22
FeO	1,45	9,07	6,90	0,72	6,64	6,82	1,62	1,41	2,75	0,18	1,59	7,40	6,06	5,69	9,79	8,83	3,43
MnO	0,24	0,26	0,16	0,18	0,13	0,13	0,01	0,23	0,70	0,02	0,06	0,26	0,16	0,21	0,19	0,14	0,18
MgO	16,48	10,11	13,90	4,60	6,00	2,30	0,20	0,30	0,11	0,20	2,63	4,13	3,85	6,72	7,15	7,79	38,21
CaO	7,24	14,19	13,88	7,10	9,69	5,90	1,10	0,44	0,27	0,24	4,06	10,59	10,23	8,88	8,60	1,30	1,32
Na <sub>2</sub> O	2,19	0,64	0,80	3,33	3,18	3,31	2,84	3,90	4,20	3,77	4,86	3,52	4,35	3,50	4,45	3,38	0,45
K <sub>2</sub> O	0,75	0,72	0,32	2,00	0,85	2,11	5,00	4,44	4,38	10,10	2,14	2,85	1,18	2,55	2,86	1,56	2,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,92	0,36	0,46	0,20	0,80	0,02	0,06	0,04	0,02	0,31	1,68	0,96	0,59	0,38	0,02	0,13
CO <sub>2</sub>		0,10	0,35	–	–	–	–	0,06	0,16								6,55
F			0,26														
H <sub>2</sub> O		0,20	0,13	0,35	0,14	0,60	0,16	0,14	–	0,19	0,50	0,05	0,59	0,29	0,21	0,07	
П.п.п.		1,74	1,90	2,46	3,96	1,92	1,39	0,30	0,29	1,13	1,38	9,03	5,04	2,85	2,46	2,92	
Сумма	99,95	99,71	99,98	99,82	100,30	99,51	99,53	100,02	99,73	99,69	100,20	99,90	100,00	99,82	100,64	99,61	
F	9,3	65	53	74	65	84	94	96	98	90	60	75	78	66	63	55	17
Fo	–	51	56	95	41	43	44	82	46	90	58	40	55	55	19	6	55

Примечание. 1 – пикрит, р. Волчья, 2 – горнблендит, дайка в мигматитах, р. Обиточная; 3 – горнблендит, хут. Дахно, р. Обиточная; 4 – диабаз, ср. из 500 образцов; 5 – габбро-диабаз, б. Стара-Тарама; 6 – андезитабазальт, б. Дубровка; 7 – кварцевый порфир, ср. из 100 образцов; 8 – грорудит, ср. из 5 ан.; 9 – грорудит амфиболовый, ср. из 5 ан.; 10 – трахит, ср. из 100 образцов; 11 – андезит, ср. из 25 образцов; 12 – камptonит, п. Хлебодаровка; 13 – камptonит, р. Кальмиус; 14 – мончикит, с. Кремневка; 15 – мончикит; 16 – камptonит, 17 – слюдяной перидотит, с. Зелёновка. Анализы: 1 – из [710], 2, 3 – из [210], 8, 9 – из [447], 15, 16 – из [259], 17 – из [631], прочие – из [831].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. – М.: Наука, 1982. – 104 с.
2. Айнберг Л.Ф. Приазовский щелочной массив // Тр. Всесоюз. геол.-разв. объединения. – Л.-М., 1933. – Вып. 196. – С.3-19.
3. Аллорт Я. Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть Западной Гренландии // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 188-201.
4. Арт Дж. Модель образования докембрийского гранит-зеленокаменного комплекса северо-восточной Миннесоты // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 305-309.
5. Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. – 1995. – № 21. – С. 129-154.
6. Артеменко Г.В. Два типа архейских дифференцированных интрузий в Среднеприднепровском блоке // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 1. – С. 56-67.
7. Артеменко Г.В. Эволюция кислого магматизма в зеленокаменных поясах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 2. – С. 52-59.
8. Артеменко Г.В. Возраст Авдотьевского и Старобогдановского массивов (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 4. – С. 89-92.
9. Артеменко Г.В. Нижняя возрастная граница осадочных пород в Сорокинской и Федоровской грабен-синклиналях (Приазовье) // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 6. – С. 77-81.
10. Артеменко Г.В. Новые геохронологические данные по Сурской зеленокаменной структуре // Минерал. журн. – 1998. – 20, № 2. – С. 74-81.
11. Артеменко Г.В. Геологические границы Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области // Минерал. журн. – 1998. – 20, № 4. – С. 84-89.
12. Артеменко Г.В. Использование Sm - Nd метода в геохронологии и петрологии // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 111-117.
13. Артеменко Г.В. Геохронология гранулитогнейсового комплекса Приазовского блока (Украинский щит) // Минерал. журн. – 2001. – 23, № 1. – С. 73-79.
14. Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Мартынюк А.В. и др. Возраст конкской вулканоплутонической ассоциации северо-западной части Верховцевского района // Докл. АН УССР. – Сер. Б. – 1988. – № 10. – С. 3-7.
15. Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Мартынюк А.В. и др. Возраст плагиогранитов и метабазитов Ореховского участка Правобережного района // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1989. – № 10. – С. 3-6.
16. Артеменко Г.В., Демедюк В.В., Бартницкий Е.Н. и др. 3400 млн. лет – минимальный возраст тоналитов Васильковского участка Орехово-Павлоградской зоны // Геол. журн. – 2002. – № 2. – С. 88-95.
17. Артеменко Г.В., Демедюк В.В., Татарина Е.А. Протерозойский возраст плагиогранитов Мангушского синклинория (Центральное Приазовье) // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 2/3. – С. 67-70.
18. Артеменко Г.В., Жуков Г.В., Клещ В.А. Изотопный возраст гранодиоритов района Осипенко (Западное Приазовье) // Докл. АН УССР. – Сер. Б. – 1985. – № 3. – С. 5-7.
19. Артеменко Г.В., Жуков Г.В., Кльоц В.А. Нижня вікова межа осипенківської світи (Приазовський блок) // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1986. – № 3. – С. 3-5.
20. Артеменко Г.В., Татарина Е.А., Бородыня Б.В., Довбуш Т.И. Возраст интрузий Салтычанского антиклинория // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 4. – С. 93-96.
21. Артеменко Г.В., Татарина Е.А., Шпыльчак В.А., Бондаренко В.К., Довбуш Т.И. U-Pb возраст тоналит-гранодиоритовой формации Гайчурского блока (Западное Приазовье) // Минерал. журн. – 2002. – 24, № 1. – С. 28-34.
22. Бабинін О., Братчук О., Гурський Д. та ін. Мінералогія Чубівського та Клинівського золоторудних об'єктів Клинівського рудного поля (Кіровоградський блок Українського щита) // Мінерал. зб. – 2001. – 51, № 1. – С. 35-50.
23. Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра, 1973. – 293 с.
24. Бакало В.В. Про титаніт з району Умані // Геол. журн. – 1966. – 26, № 6. – С. 76-79.
25. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 268 с.
26. Балашов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Изотопно-геохимические и петрологические данные о формировании и преобразовании протокрыши // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. – С. 102-113.
27. Балашов Ю.А., Егоров О.С., Колесов Г.М. Редкоземельные элементы в основных и ультраосновных породах Среднего Побужья // Геохимия. – 1990. – № 3. – С. 437-441.
28. Балашов Ю.А., Кремснецкий А.А., Швец В.М. Геохимические критерии расчленения докембрийских амфиболитов // Геохимия. – 1972. – № 11. – С. 1358-1371.
29. Бартошевский В.И. Щелочные породы Волины и их связь с рапакиви. – Киев: Киевский ун-т, 1955. – 58 с.
30. Батиевский Б.А. Геохимические критерии расчленения пород росинско-тикичской серии бассейна р. Рось // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1972. – № 8. – С. 675-678.
31. Батиевский Б.А., Луговая И.П. О природе материнской породы амфиболитов центральной части Украинского щита по данным изотопно-кислородного анализа // Геол. журн. – 1978. – 38, № 3. – С. 94-100.

32. Батиевский Б.А., Скаржинская Т.А., Шуныко В.И. Об амфиболизированных диабазовых порфиригах из кристаллических образований бассейна р. Рось // Геол. журн. – 1972. – 32, № 4. – С. 21-31.
33. Безбородько М.І. Граніти Волині та їх пегматити // Вісн. Укр. відділ. Геолкому. – 1929. – Вып. 13. – 60 с.
34. Безбородько Н.И. К петрогенезису темноцветных пород Подолии и соседних районов // Труды минерал. Института АН СССР. 1931. – Т. 1. – С. 127-157.
35. Безбородько М.І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. — Київ: Вид-во УАН, 1935. – 361 с.
36. Безвинный В.П. IV Всеукраїнська міжвідомча нарада „Геологія і магматизм докембрію Українського щита”. Виступлення // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 4. – С. 124-125.
37. Безвинный В.П. Про типізацію, генезис та формаційну належність амфіболітів росинсько-тикицької серії // Вісник Київського університету. – Геологія. – 2002. – №№ 21,22. – С. 39-41.
38. Безвинный В.П., Орса В.И. Раннепротерозойские граниты Росинско-Тикичского района // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. Міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 92-94.
39. Безвинный В.П., Орса В.И. Геодинамические обстановки и структурно-вещественные комплексы позднего архея Росинско-Тикичского района // Геологія і магматизм докембрію УЩ. – Київ: ПМР НАН України, 2000. – С. 8-11.
40. Безвинный В.П., Орса В.И. Диорит-тоналит-гладіогранітова формація Росинсько-Тикицького району // Регіон. геол. дослідження в Україні і питання створення держгеолкарти-200. – Київ, 2001. – С. 98-100.
41. Безпалько Н.А. Биотитовый гранит верхней текти р.Перга (Волинь) // Геол. журн. – 1965. – 25, № 4. – С. 79-90.
42. Безпалько Н.А. Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. – Київ: Наук. думка, 1970. – 162 с.
43. Безпалько Н.А. Граніти, основні породи та метасоматити Суцано-Пержанської зони // Стратиграфія УРСР. В 11 т. – Київ: Наук. думка, 1972. – Т.1: Докембрій. – С. 306-317.
44. Беспалько Н.А., Луныко В.Ф., Металиди С.В. и др. Классификация метасоматитов Суцано-Пержанской зоны // Геохимия и рудообразование. – 1978. – Вып. 7. – С. 16-24.
45. Беланов В.М. Тектоническое районирование северо-западной части Украинского щита: Автореф. дис.канд.геол.-мин. наук. – Киев, 1969. – 14 с.
46. Белевцев А.Р. Изотопный возраст и условия локализации золотого оруденения в Кировоградском блоке Украинского щита: Автореф. дисс. канд. геол. наук: 04.00.02 – Киев, 2002. – 20 с.
47. Белевцев А.Р., Дудко В.С., Пономаренко А.Н. и др. Петрохимия вмещающих пород Клиновского золоторудного месторождения (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1998. – 20, №4. – С.74-84.
48. Белевцев А.Р., Монахов В.С. Биотит из пород рудной зоны Клиновского золоторудного месторождения // Минерал. журн. – 1999. – 21, № 4. – С. 57-62.
49. Белевцев Р.Я. Метаморфическая зональность Криворожского бассейна // Геол. журн. – 1970 – 30, № 4. – С. 25-38.
50. Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. – Киев: Наук. думка, 1975. – 232 с.
51. Белевцев Р.Я. О тектонике Криворожского бассейна // Геол. журн. – 1974. – 34, № 2. – С. 121-126.
52. Белевцев Р.Я. Термодинамический режим метаморфизма гранат-кордиеритовых пород Украинского щита // Геол. журн. – 1977. – 37, № 3. – С. 95-108.
53. Белевцев Р.Я. Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1982. – 149 с.
54. Белевцев Р.Я. Генезис и стратиграфическое положение архейских железистых кварцитов // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 121-123.
55. Белевцев Р.Я., Бухарев С.В., Коломиец Г.Д. Концепция плутонического формирования континентальной земной коры Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С.118-132.
56. Белевцев Р.Я., Дудко В.С., Белевцев А.Р. Диффузионный массоперенос при метаморфизме в докембрии. – Киев: Институт геохимии окружающей среды НАН Украины, 2001. – 204 с.
57. Белевцев Р.Я., Дудко В.С., Бесстужев А.М. Эволюция минералообразования и петрогенезис Софиевского зеленокаменного массива (Среднее Приднепровье, Украинский щит) // Минерал. журн. – 1994. – 16, № 3/4. – С. 28-37.
58. Белевцев Р.Я., Белевцев Я.Н., Курлов Н.С., Решетняк В.В. Глубинная геологическая структура и вертикальная метасоматическая зональность Криворожского железорудного бассейна (по данным сверхглубокого бурения) // Геол. журн. – 1990. – № 2. – С. 109-119.
59. Белевцев Р.Я., Петько В.Н., Дудко В.С., и др. Петрология Чертомлыкского зеленокаменного массива (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1995. – 17, № 2. – С. 56-67.
60. Белевцев Я.Н., Белевцев Р.Я. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. – Киев: Наук. думка, 1981. – 48 с.
61. Белевцев Я.Н., Сухинин А.Н. Некоторые минеральные, геохимические и генетические особенности гранитоидов центральной части Украинского щита // Геол. журн. – 1974. – 34, № 1. – С. 16-34.
62. Белевцев Я.Н., Рудницкий П.М., Сухинин А.Н. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита // Геол. журн. – 1971. – 31, №2. – С.119-134.
63. Беличенко Е.П. Реконструкция первичного состава гнейсов обрамления Корсунь-Новомиргородского плутона (по геохимическим и петрохимическим данным) // Геол. журн. – 1997. – 57, № 1/2. – С. 100-104.

64. Бсличенко Е.П. Петрогенезис гнейсо-мигматитовых толщ Братского и Ингульского синклиналиев Кировоградского блока (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1997. – 19, №6. – С.84-87.
65. Белоус В.Л. Металлогения северной части Кировоградского антиклинария Украинского щита // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С.124-126.
66. Берзенин Б.З. О металлогении докембрия района Славгородско-Синельниковских магнитных аномалий // Геол. журн. – 1974. – 34, № 1. – С. 107-111.
67. Берзенин Б.З. Новые данные о составе архейских образований Среднего Приднепровья // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1975. – Вып. 4. – С. 97-101.
68. Берзенин Б.З., Берзенина Э.Ф. О Дерезоватской структуре // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1981. – № 9. – С. 53-57.
69. Берзенин Б.З., Бобров А.Б., Орс В.И. и др. Некоторые черты геологии и петрологии гранитоидов северо-восточного обрамления Сурской структуры // Геол. журн. – 1983. – 43, № 2. – С. 90-96.
70. Берзенин Б.З., Бойко В.Л., Бобров А.Б. Древнейшие гранитоиды Украинского щита // Древнейшие гранитоиды СССР. – Л.: Наука, 1981. – С. 108-115.
71. Берзенин Б.З., Варавка А.И. Новые данные о купольных структурах докембрия Среднего Приднепровья // Геол. журн. – 1970. – 30, № 6. – С. 115.
72. Берзенин Б.З., Воронова С.Г., Новикова В.Л. О стратиграфии докембрия Приазовского блока Украинского щита // Геол. журн. – 1991. – № 4. – С. 69-74.
73. Берзенин Б.З., Кичурчак В.М. К петрологии Мокромосковского массива // Геол. журн. – 1978. – 38, № 5. – С. 132-135.
74. Берзенин Б.З., Кичурчак В.М., Баранов П.А. и др. О новом (Краснокутском) массиве Западного Приазовья // Геохимия и рудообразование. – 1988. – Вып. 16. – С. 57-61.
75. Берзенин Б.З., Кичурчак В.М., Насад А.Г., Пигулевский П. И. Некоторые результаты по составлению среднемасштабной геолого-структурной карты докембрийских образований юго-восточной части Украинского щита // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С.12-13.
76. Берзенин Б.З., Кичурчак В.М., Насад А.Г., Пигулевский П. И. К вопросу о расчленении образований, слагающих зеленокаменные структуры Среднеприднепровского блока // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С.13-15.
77. Берзенин Б.З., Сироштан Р.И., Щербакова Т.Г. Ставролит-кордиеритовая ассоциация как отражение метаморфической зональности Конкско-Белозерской структурно-фациальной зоны // Докл. АН УССР. – Сер. Б. – 1978. – № 3. – С. 195-198.
78. Берзенина Э.Ф. Парагенетический анализ кордиеритсодержащих пород Ингульской гнейсовой полосы (юго-восточная часть Кировоградского блока) // Геол. журн. – 1970. – 30, № 4. – С. 39-47.
79. Берзенина Э.Ф. Опыт расчленения докембрийских гранитов юго-восточной части Кировоградского блока // Геохимия и рудообразование. – 1974. – №4. – С.89-95.
80. Бернадская Л.Г., Долгова В.И. Дайковые породы Украинского щита // Палеовулканизм Украины. – Киев: Наук. думка, 1984. – С. 8-77.
81. Бесстужев А.М. К вопросу о тепловой толще верхнего архея // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 15-16.
82. Бибикина Е.В., Баадегаард Х. Sm-Nd изотопное датирование древнейших пород Украинского щита и Омолонского массива // Геохимия. – 1986. – № 5. – С. 601-611.
83. Бибикина Е.В., Вильямс И., Кампстон У. Геохронологическое исследование акцессорных цирконов из древнейших пород СССР на ионном микрозонде // Геохимия. – 1989. – № 5. – С. 691-701.
84. Бинс Р.А., Гакторн Р.Дж., Гравс Д.М. Особенности метаморфизма и развития зеленокаменных поясов в Восточно-Йилгарнском блоке, Западная Австралия // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 309-322.
85. Бобров А.Б. Тоналиты Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области (геологическое положение, формационная принадлежность, петрогенезис): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1986. – 27 с.
86. Бобров А.Б. Некоторые особенности геологии ультрамафитов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья // Геология и металлогения мафит-ультрамафитов докембрия Приднепровья. – Днепропетровск, 1989. – С. 40-48.
87. Бобров А.Б. Новые данные по стратиграфии зеленокаменного комплекса Среднего Приднепровья (на примере Сурской структуры) // Геол. журн. – 1989. – 49, № 3. – С. 78-85.
88. Бобров А.Б. Состав и строение Еленовского плагиогранитоидного массива (Среднее Приднепровье) // Геол. журн. – 1990. – 50, № 3. – С. 64-72.
89. Бобров А.Б. Новые данные по стратиграфии зеленокаменного комплекса в аспекте проблемы выделения тепловой свиги (Среднее Приднепровье) // Геол. журн. – 1991. – 51, № 4. – С. 74-83.
90. Бобров А.Б. К вопросу о расчленении комплекса основных и ультраосновных пород Среднего Приднепровья // Геол. журн. – 1992. – 52, № 6. – С. 52-59.
91. Бобров А.Б. Метаморфизованная коматитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита (состав, строение, стратиграфическое положение, металлогения) // Геол. журн. – 1993. – 53, № 1. – С. 9-19.
92. Бобров А.Б. Новые данные о возрасте отложений белозерской свиги (Среднее Приднепровье) // Геол. журн. – 1993. – 53, № 2. – С. 73-79.

93. Бобров А.Б. Метариодацитсвая формация зеленокаменных поясов Украинского щита. Статья 1. Состав, строение и возраст // Геол. журн. – 1993. – 53, № 4. – С. 23-32.
94. Бобров А.Б. Метаморфизованная риодацитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита. Статья 2. Палеовулканические реконструкции, металлогения // Геол. журн. – 1993. – 53, № 5. – С. 53-60.
95. Бобров А.Б., Берзенин Б.З. Температурный режим формирования аллохтонных гранитов Среднего Приднпровья // Геол. журн. – 1982. – 42, № 1. – С. 93-96.
96. Бобров А.Б., Малюк Б.И. Петрология расслоенных потоков коматиитов Косивцевской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геохимия. – 1991. – № 11. – С. 1573-1585.
97. Бобров А.Б., Сиворонов А.А. Тоналиты Среднеприднпровской гранит-зеленокаменной области (Украинский щит) // Геол. журн. – 1985. – 45, № 3. – С. 37-47.
98. Бобров А.Б., Сиворонов А.А. Риодацит-плагиогранитоидная вулcano-плутоническая ассоциация Сурской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геол. журн. – 1987. – 47, № 4. – С. 62-71.
99. Бобров О.Б., Малюк Б.И., Сиворонов А.О. Метакоматиити Сорокинської зеленокам'яної структури (Західне Приазов'я) // Минерал. журн. – 2001. – 23, № 2/3. – С. 84-94.
100. Бобров А.Б., Малюк Б.И., Шпыльчак В.А. Метаморфизованные коматииты Приазовского геоблока Украинского щита // Геол. журн. – 1991. – № 1. – С. 92-101.
101. Бобров А.Б., Монахов В.С., Сукач В.В. Парагенерация метакоматиит-толеитовой формации зеленокаменных поясов Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 4. – С. 103-113.
102. Бобров А.Б., Сиворонов А.А., Берзенин Б.З. О подушечных метабазитах Верховцевской и Сурской структур (Среднее Приднпровье) // Геол. журн. – 1981. – 41, № 6. – С. 128-133.
103. Бобров А.Б., Сиворонов А.А., Гурский Д.С. и др. Геология и минерализация золота Сорокинского зеленокаменного пояса. – Днепропетровск, 2000. – 148 с.
104. Бобров А.Б., Сиворонов А.А., Маслянка Т.Б. Стратиграфия Сорокинской зеленокаменной структуры (по данным геологического картирования) // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 81-84.
105. Бобров А.Б., Сиворонов А.А., Меркушин И.Е. и др. Тектоническое строение и этапы формирования структуры Савранского рудного поля (Среднее Побужье) // Геолого-мінералогічний вісник. – 1999. – № 2. – С. 18-23.
106. Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Меркушин И.Е. та ін. Майське золоторудне родовище (Геологія, речовинний склад, модель утворення). – Дніпропетровськ, 2000. – 166 с.
107. Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Степанюк Л.М. та ін. Геологічна позиція та вік гранітів Майського золоторудного родовища (Середнє Побужжя) // Мінерал. журн. – 1999. – 21, № 4. – С. 83-86.
108. Бобров О.Б., Гулий В.Н., Шевчук В.Н., Шваевский А.В. Гнейсово-мигматитовые и зеленокаменные комплексы архея: структурно-тектонические соотношения (на примере Украинского и Балтийского щитов) // Геолого-мінералогічний вестник. – Кривой Рог, 1999. – № 2. – С. 14-18.
109. Бобров О.Б., Колий В.Д., Сукач В.В., Эль Айаши Абдельхак. Особенности метаморфизма пород Сурской зеленокаменной структуры (Украинский щит, Среднее Приднпровье) // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 4. – С. 61-70.
110. Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Малюк Б.И., Лисенко О.М. Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита // Зб. наук. пр. Укр. геологорозвід. ін-ту. – Київ: УкрДГРІ, 2002. – № 1/2 – С. 46-68.
111. Бобровник Д.П. О диопсиде окрестностей Гниvani // Минерал. сб. Львов. гос. ун-та. – 1947. – № 1. – С. 18-24.
112. Богатырев В.Ф., Быстревская С.С., Ионис Г.И., Ярошук М.А., Ярошук Э.А. К вопросу образования карбонатно-магнетитовых руд юго-западной части Украинского щита в связи с развитием зон тектоно-магматической активизации // Геол. журн. – 1977. – 37, № 6. – С. 18-27.
113. Бойко В.Л., Зыков Е.А., Полетаева Л.Н. и др. Метасоматиты Базавлукского и Восточно-Саксаганского поясов и связанная с ними металлогенность // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1976. – № 5. – С. 51-60.
114. Бойко В.Л., Щербаков И.Б. О биотитах из осадочно-вулканогенных метаморфических пород юга Базавлукской структуры // Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва. – 1967. – № 21, в. 2 – С. 184-192.
115. Бойко В.Л., Щербаков И.Б., Рокачук Т.А. и др. Петрология Софиевской вулcano-плутонической ассоциации. ИГМР НАН Украины. – Киев: „Академперіодика”, 2001. – 88 с.
116. Бойченко С.А. Корнинский гранит – структурно-текстурные особенности, состав и генезис // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ПМР НАН України, 2000. – С. 127-129.
117. Бойченко С.А. О взаимоотношении и генезисе житомирских и коростышевских гранитов // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ПМР НАН України, 2000. – С. 129-130.
118. Бойченко С.А. Правомерно ли выделение быстревского типа гранитов в самостоятельный комплекс? // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ПМР НАН України, 2000. – С. 131-132.
119. Болубах К.А. Глибина будова центральних районів Українського щита за геофізичними даними. – Київ: Наук. думка, 1972. – 96 с.
120. Бондаренко С.Н., Бугаенко В.Н., Семка В.А., Яковлев Б.Г. Ультраосновной-основной магматизм центральной части Братско-Звенигородской зоны (Ингуло-Ингулецкий блок) // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ПМР НАН України, 2000. – С. 132-134.



121. Бондаренко С.Н., Будаенко В.Н., Семка В.А., Яковлев Б.Г. Эссекситы постметаморфической серии субцелочных пчирексенитов в раме Корсунь-Новомиргородского плутона (Хмельевская зона метаморфо-магматической активизации) // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 134-136.
122. Бондаренко Я.И. Мегаморфизованная офиолитовая формация гранит-зеленокаменных структур Среднего Приднепровья // Геол. журн. – 1992. – № 1. – С. 45-54.
123. Борисенко Т.С. Новый тип апатитопоявлений в Среднем Побужье // Геол. журн. – 1982. – 42, № 4. – С. 131-133.
124. Борко В.Н., Демьяненко В.В. О кислых вулканитах осницкого комплекса // Геол. журн. – 1990. № 3. – С. 37-41.
125. Бородин Л.С. Петрохимические тренды и происхождение раннеархейской гнейсо-амфиболитовой серии Среднего Приднепровья. // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. – С. 151-157.
126. Брянский В.П., Поповиченко В.А., Валимова О.Н. О вольфрамоносности гнейсовой толщи Кировоградского блока // Геол. журн. – 1983. – 43, № 6. – С. 120-123.
127. Букович И.П. Стратиграфия Вильчанской, Овручской и Белоковорвичской впадин Украинского щита // Геол. журн. – 1966. – 26, вып. 2. – С. 110-116.
128. Букович И.П. Геологическое строение и реконструкция палеовулканизма Овручского грабена: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Киев, 1983. – 26 с.
129. Бурцева З.А., Ильвицкий М.М., Колбанцев Р.В. Геохимические особенности ультраосновных и основных интрузивных комплексов Украинского щита. – Л.: Недра, 1976. – 151 с.
130. Бутурлинов Н.В. Покрово-Киреевский сложный массив щелочно-ультраосновных и габброидных пород в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем // Геохимия и рудообразование. – 1974. – Вып. 4. – С. 55-70.
131. Бутурлинов Н.В., Куликовский В.К. Краткая петрографическая характеристика изверженных пород юго-западных районов Донбасса // Тр. Донецк. индустр. ин-та. Сер. геол. – 1959. – 37, вып. 2. – С. 75-90.
132. Бутурлинов Н.В., Гоньшакова В.И., Зарицкий А.И. Состав и строение юго-восточной части Русской платформы по данным ГСЗ // Кимберлитовые породы Приазовья. – М.: Наука, 1978. – С. 256-274.
133. Бутурлинов Н.В., Гоньшакова В.И., Юрченко В.В. и др. Девонский щелочноультраосновной-щелочнобазальтоидный комплекс зоны сочленения Донбасса с Приазовской частью Украинского щита // Базит-гипербазитовый магматизм и минерализация юга Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра, 1973. – С. 171-270.
134. Бухарев В.П. О пугачевской свите протерозоя северо-запада Украинского щита // Геол. журн. – 1969. – 29, вып. 3. – С. 104-108.
135. Бухарев В.П. Ультрабазиты Коростенского плутона // Геол. журн. – 1969. – 29, вып. 6. – С. 126-132.
136. Бухарев В.П. О контактовых взаимоотношениях пород Коростенского плутона с рамой // Геол. журн. – 1970. – 30, вып. 5. – С. 82-86.
137. Бухарев В.П. К вопросу о положении островных гранитов в стратиграфической схеме Украинского щита // Геол. журн. – 1972. – 32, № 2. – С. 143-149.
138. Бухарев В.П. Ефузивні породи Коростенського плутону // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1973. – № 9. – С. 777-780.
139. Бухарев В.П. Анортосит-рапакивигранитная формация Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – 43, № 4. – С. 30-40.
140. Бухарев В.П. Полесский орогенный пояс – автономная региональная структура в фундаменте Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. – 1988. – № 3. – С. 99-105.
141. Бухарев В.П. Квазикратонный гипербазитовый магматизм позднего архея Украинского щита (Среднее Побужье) // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 92-100.
142. Бухарев В.П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1992. – 152 с.
143. Бухарев В.П., Колосовская В.А. О строении гранитных интрузий Коростенского плутона // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1970. – № 12. – С. 1083-1085.
144. Бухарев В.П., Колосовская В.А. О строении анортоситовых массивов в северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. – 1973. – 33, № 2. – С. 104-108.
145. Бухарев В.П., Полянский В.Д. Классификация и формационная принадлежность габбро-долеритов Волинского блока Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – 43, № 1. – С. 33-44.
146. Бухарев В.П., Полянский В.Д. Систематика и генезис габброидов Каменского массива (северо-западная часть Украинского щита) // Геол. журн. – 1983. – 43, № 2. – С. 71-77.
147. Бухарев В.П., Полянский В.Д. Позднепротерозойская толеит-базальтовая прототрапповая формация северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. – 1986. – 46, № 3. – С. 65-73.
148. Бухарев В.П., Полянский В.Д. Вулканизм пугачівської епохи осадкоутворення північно-західної частини Українського щита // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1987. – № 1. – С. 9-12.
149. Бухарев С.В. Интрузивные чарнокиты западной части Украинского щита // Геол. журн. – 1987. – 47, № 3. – С. 32-45.
150. Бучинская К.М., Нечаев С.В. Топаз-циннвальдитовые грейзены Вербинского полиметаллического рудопроявления (Украинский щит) // Геол. журн. – 1989. – 49, № 2. – С. 86-93.
151. Вальтер А.А. Феномен Первомайского месторождения в Криворожье и роль Я.Н.Белевцева в его познании // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 5. – С. 72-85.
152. Вальтер А.А., Еременко Г.К. Особливості складу та генезису мегакристалів авгіту камптонітових дайок Східного Приазов'я // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1973. – С. 873-879.

153. Вальтер А.А., Рябенко В.А. Петрографические признаки ударно-метеоритного происхождения Ильинецкой структуры (Винницкая область) // Геол. журн. – 1973. – 33, № 6. – С. 142-144.
154. Вальтер А.А., Рябенко В.А. Ильинецкая структура – взрывной метеоритный кратер // Геол. журн. – 1976. – 36, № 1. – С. 42-53.
155. Васильченко В.В., Киселев В.А., Загнитко В.Н. Чарнокитоиды Восточного Приазовья // Геол. журн. – 1992. – № 1. – С. 27-34.
156. Васильченко В.В., Раздорожный В.Ф., Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. Тектоно-магматическая активизация Приазовского блока Украинского щита в палеозое // Геология і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 100-102.
157. Великославинский Д.А., Биркис А.Л., Богатиков О.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. – Л.: Наука, 1978. – 296 с.
158. Венидиктов В.М. Докембрийские гранитоидные породы Приднестровья // Геол. журн. – 1970. – 30, № 3. – С. 108-116.
159. Венидиктов В.М. Петрохимические особенности и условия образования гранитоидов Приднестровья // Геол. журн. – 1971. – 31, № 5. – С. 41-50.
160. Венидиктов В.М. Метаморфизм и гранитизация в кристаллическом фундаменте Приднестровья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Киев, 1971. – 24 с.
161. Венидиктов В.М. О распространении метаморфических фаций в кристаллическом фундаменте Приднестровья // Геохимия и рудообразование. – 1974. – № 4. – С. 28-31.
162. Венидиктов В.М. Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1978. – 162 с.
163. Венидиктов В.М. К систематике силикатно-карбонатных пород // Геол. журн. – 1980. – 40, № 5. – С. 1-11.
164. Венидиктов В.М., Глевасский Е.Б., Голуб Е.Н. и др. Породообразующие пироксены Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1979. – 226 с.
165. Вербяцкий В.Н. О первичной природе гнейсов Приингуля // ДАН УССР. – 1971. – № 3. – С. 195-198.
166. Веремьев П.С. Особенности геологического строения и развития в докембрии Волынской области раннепротерозойской складчатости // Геол. журн. – 1981. – 41, № 4. – С. 31-43.
167. Веремьев П.С. Осницкая рифтогенная палеозона территории Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – 43, № 3. – С. 81-90.
168. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1995. – Вып. 21. – С. 34-47.
169. Верхогляд В.М., Скобелев В.М. Изотопный возраст субвулканитов района г. Новоград-Волынский (северо-западная часть Украинского щита) // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 47-56.
170. Ветрин В.Р. Петрология древнейших эндробитов и состав архейской коры в центральной части Кольского полуострова // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. – С. 187-199.
171. Винниченко П.И. Новое о строении Белозерского железорудного района // Геол. журн. – 1975. – 35, № 3. – С. 114-120.
172. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 1. – С. 555-572.
173. Виноградов Д.П. Граниты молодых интрузий Приазовья // Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964. – Вып. 19. – С. 110-121.
174. Власова Т.А. Стратиграфическая и возрастная принадлежность амфиболитов основания Криворожского разреза (обзор) // Геолого-минерал. вiсн. – Кривий Ріг, 1999. – № 2. – С. 41-46.
175. Возняк Д.К., Квасница В.Н., Крочук В.М. Включения затвердевших расплавов в бадделеите из карбонатитов Приазовья // Докл. АН СССР. – 1981. – 259, № 4. – С. 952-955.
176. Войновский А.С. О характере контакта пород нижней свиты криворожской серии с плагиигранитами в Кременчугском районе // Геол. журн. – 1972. – 32, № 2. – С. 115-118.
177. Войтович В.С. Генезис Завальевского графитового месторождения // Геол. журн. – 1990. – № 2. – С. 138-144.
178. Воробей А.И., Фомин А.Б., Щербаков И.Б. Природа Ядлово-Трактемировских магнитных аномалий // Геол. журн. – 1977. – 37, № 4. – С. 27-35.
179. Гаева Н.М., Добренский О.Е., Соловей Б.О. Знахідки шесліту та каситериту в районі Середнього Побужжя // Геол. журн. – 1967. – 27, № 2. – С. 95-97.
180. Галецкий Л.С. Новый тип апогранитов // Геол. журн. – 1970. – 30, № 6. – С. 75-81.
181. Галецкий Л.С. Волынская металлогеническая область // Металлогения Украины и Молдавии. – Киев: Наук. думка, 1979. – С. 103-109.
182. Галецкий Л.С., Доброхотов С.М. Позднеархейские апобониниты Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Геол. журн. – 1998. – № 3/4. – С. 132-138.
183. Галецкий Л.С., Доброхотов С.М. Эволюция зеленокаменных поясов на Среднем Приднепровье (Украинский щит) // Докл. НАН Украины. – 2000. – № 3. – С. 125-127.
184. Галецкий Л.С., Доброхотов С.М., Коржнев М.Н. Ортоамфиболиты криворожской и конкской серий Южного Криворожья (Украинский щит) // Докл. НАН Украины. – 1999. – № 1. – С. 116-120.

185. Галецкий Л.С., Доброхотов С.М., Трипольский А.А. Строение и тектоника зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Докл. НАН Украины. – 1997. – № 12. – С. 114-117.
186. Галецкий Л.С., Деренюк Н.Е., Богач Д.И., Ярошук М.А., Лебедев Ю.С. и др. Железисто-кремнистые породы Фрунзовских магнитных аномалий // Геол. журн. – 1985. – 45, № 5. – С. 1-11.
187. Галецкий Л.С., Ярошук М.А., Деренюк Н.С., Кузнецов В.Л., Вайло А.В. Метаморфизованные конгломераты Фрунзовской зоны магнитных аномалий Украинского щита // Геол. журн. – 1988. – 48, № 2. – С.130-133.
188. Галий С.А., Есипчук К.Е., Когут К.В., Кондратенко П.А. Вербинское месторождение молибдена (северо-запад Украинского щита): петрография, минералогия, условия формирования // Минерал. журн. – 2000. – № 4. – С. 73-84.
189. Ганоцкий В.И., Струева О.М. Тепловская свита – неотъемлемая составная часть конкско-верховцевской серии Украинского щита // Геол. журн. – 1986. – 46, №2. – С.40-48.
190. Гейко Ю.В., Глухов А.П., Кривдик С.Г., Цымбал С.Н. Вулканиды среднего и кислого состава Новоград-Волынского блока Украинского щита и перспективы его рудоносности // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 148-149.
191. Геологическая карта докембрийских образований Украинского щита м-ба 1:100 / Ред.Н.П.Щербак, Д.П.Володин // Комплект карт «Геология и металлогения Украинского щита». – Киев, 1984
192. Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. – М.: Наука, 1994. – 502 с.
193. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. – Киев: Наук. думка, 1989. – 144 с.
194. Гинтов О.Б. Положення конгломератів м. Первомайська у розрізі докембрію Побузького нікеленосного району // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1969. – № 9. – С. 781-784.
195. Гинтов О.Б., Исая В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. – Киев: Наук. думка, 1988. – 230 с.
196. Гинтов О.Б., Патрикиян Р.П., Тимощенко А.И. Коростенский сложный плутон как гигантская кольцевая тектоно-магматическая структура // Геол. журн. – 1974. – 34, №3. – С.73-81.
197. Гинтов О.Б., Шевченко Т.П., Голуб В.Н. Об эндогенной природе Ильинской структуры // Геол. журн. – 1975. – 35, № 1. – С. 54-62.
198. Гладкий В.Н. Субщелочные граниты каменноугольного (екатерининского) типа Восточного Приазовья // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. – Киев: Наук. думка, 1979. – С. 25-26.
199. Глевасский Е.Б. О генезисе основных кристаллических сланцев и типе железисто-кремнистой формации района Мангушских магнитных аномалий (Приазовье) // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1975. – Вып. 4. – С. 49-55.
200. Глевасский Е.Б. Зеленокаменные пояса и перспективы поисков оруденения в Приазовье // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 4. – С. 72-88.
201. Глевасский Е.Б. Посткарельская «перестройка» Украинского щита и его минералогия // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 2. – С. 98-104.
202. Глевасский Е.Б. Высокоамплитудное смещение Криворожской полосы в рифее и его металлогенические последствия // Аспекты минералогии Украины. – Киев. – 1998. – С. 117-124.
203. Глевасский Е.Б. О дайках среднего и кислого состава, секущих гуляйпольскую свиту // Геологія і магматизм докембрію УЩ. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С.151-153.
204. Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 77-92.
205. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Ультраосновные и щелочные породы докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья // Геол. журн. – 1977. – 37, № 6. – С. 95-109.
206. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийские карбонатиты Приазовья // Геол. журн. – 1978. – 38, № 2. – С. 83-98.
207. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Фениты черниговского карбонатитового комплекса (Приазовье) // Геол. журн. – 1979. – 39, № 4. – С. 77-89.
208. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Щелочные сиениты, твейтозиты и нордмаркиты Черниговского карбонатитового массива (Приазовье) // Геол. журн. – 1980. – 40, № 6. – С. 83-94.
209. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. – Киев: Наук. думка, 1981. – 227 с.
210. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Пояс докембрийских даек щелочных метаультрабазитов в Западном Приазовье // Геол. журн. – 1985. – 45, № 4. – С. 58-63.
211. Глевасский Е.Б., Крамар О.А., Лашко С.П., Шестопалов О.И. Эволюция геодинамических обстановок и этапы рудообразования в докембрии Центральной части Украинского щита // Регіональні геологічні дослідження. – Київ, 2001. – С.147-152.
212. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по щитам южного полушария // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 264-285.
213. Гойжевский А.А. Рельеф поверхности фундамента Украинского щита // Геол. журн. – 1977. – 37, № 2. – С. 99-107.
214. Гойжевский А.А. Андрушевский разлом // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1977. – № 10. – С. 877-881.
215. Гойжевский А.А., Шевченко О.Е. Некоторые особенности Украинского щита как области сноса // Геол. журн. – 1983. – 43, № 1. – С. 73-79.

216. Голуб Е.Н. Биотиты из гранитоидов новоукраинского комплекса // Геол. журн. – 1978. – 38, № 1. – С. 132-139.
217. Голуб Е.Н., Ярошук Э.А. Минералого-геохимическая характеристика ультраосновных и основных пород девладовско-го комплекса // Геол. журн. – 1977. – 37, № 6. – 85-94.
218. Голубев В.А., Карпов Г.М., Поповиченко В.А. Про метеоритно-вибухове походження Бовтиської западини на Кіровоградщині // ДАН УРСР. Сер. Б. – 1974. – № 1. – С. 10.
219. Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность. Справ. / Под ред. Н.П. Щербака. – Киев: Наук. думка, 1993. – 232 с.
220. Гранулитовая фация Украинского щита / Под ред. И.С. Усенко. – Киев: Наук. думка, 1985. – 218 с.
221. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника. – 1980. – № 5. – С. 3-24.
222. Гречиников Н.П., Коржнева Е.П., Крамар О.А., Щербак Д.Н. О возрасте дайковых пород Субботско-Мошоринской зоны разломов // Геол. журн. – 1980. – 40, № 5. – С. 139-143.
223. Гречиникова З.М., Чистякова Т.А. Геохимические особенности гранитоидов северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. – 1972. – 32, № 2. – С. 42-58.
224. Гринченко В.Ф. Стратиграфо-формаційна модель розвитку Волинського мегаблоку в докембрії. – Київ: Київський університет, 1998. – 124 с.
225. Гринченко О.В. Геохронологія кристалічних утворень Савранського рудного поля: Автореф. дис. канд. геол.-мін. наук. – Київ. – 1995. – 28 с.
226. Гуров Е.П., Вальтер А.А. Выбросы Болтышского метеоритного кратера на Украинском щите // Геол. журн. – 1977. – 37, № 6. – С. 79-84.
227. Гуров Е.П., Гурова Е.П. Геологическое строение и вещественный состав пород импактных структур. – Киев: Наук. думка, 1991. – 158 с.
228. Гурський Д.С., Металіди В.С., Приходько В.Л., Гейко Ю.В. Перспективи алмазоносності України та напрямки геолого-розвідувальних робіт // Мінерал. журн. – 2003. – 25, № 5/6. – С. 7-17.
229. Давидовский О.Р., Зинченко О.В. О редкометалльных жильных гранитоидах в Коростенском плутоне (Украинский щит) // Геол. журн. – 1990. – № 6. – С. 58-67.
230. Данилович Л.Г. Петрологические типы коматитов Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 1. – С. 16-21.
231. Данилович Л.Г., Букович И.П., Полищук Л.В. Особенности петрологии вулканических образований Овручского грабена (северо-западная часть Украинского щита) // Геол. журн. – 1983. – 43, № 6. – С. 101-110.
232. Демьяненко В.В. Петрология габбро-сиенит-гранитной ассоциации Восточного Приазовья (Украинский щит): Автореф. дис. канд. геол.-мін. наук. – Киев, 1990. – 22 с.
233. Дзидзинский А.А., Слоницкая С.Г. Особенности строения зоны сочленения Приднепровского блока и Западно-Ингулецкой шовной зоны Украинского щита // Тектоника и стратиграфия. – Киев: Наук. думка, 1993. – № 3. – С. 28-32.
234. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма / Под редакцией акад. В.С. Соболева. – М.: Недра, 1970. – 432 с.
235. Доброхотов М.Н. О геологии Белоцерковско-Одесской структурной зоны Украинского щита // Геол. журн. – 1974. – 34, № 6. – С. 84-95.
236. Доброхотов С.М. Про кордієрит з бердичівського граніту // Геол. журн. – 1964. – 24, № 1. – С. 68-70
237. Доброхотов С.М. Граниты и чарнокиты Верхнего Побужья: Автореф. дис. канд. геол.-мін. наук. – М., 1971. – 20 с.
238. Доброхотов С.М. Метаморфизм железисто-кремнистых формаций Среднего Приднепровья // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 6. – С. 6-10.
239. Довбуш Т.И., Скобелев В.М., Степанюк Л.М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 132-142.
240. Долгова В.И., Бухарев В.П. Некоторые особенности вещественного состава габбро-долеритов и долеритов Томашгородской зоны (Волинский блок Украинского щита) // Геол. журн. – 1988. – 48, № 5. – С. 126-130.
241. Долгова В.И., Яценко О.Н., Стеценко М.Е. Опыт сравнительного изучения Малотерсянского щелочного массива // Геол. журн. – 1990. – № 3. – С. 72-79.
242. Донской А.Н. Нефелиновый комплекс Октябрьского щелочного массива. – Киев: Наук. думка, 1982. – 148 с.
243. Донской А.Н., Донской Н.А. Покрово-Киреевский рудный узел и связанные с ним перспективы поисков и разведки на цветные, редкие металлы, флюорит и алмазы // Мінерал. ресурси України. – 2003. – № 1. – С. 20-22.
244. Донской А.Н., Кулиш Е.А. Щелочные серии пород Украины (петрология, геохимия, минералогия) // Аспекты минералогии Украины. – Киев, 1998. – С. 84-109.
245. Донской А.Н., Легкова Л.И., Стремовский А.М. Рудно-геохимическая специализация пород девонского магматического комплекса и связанных с ним метасоматитов зоны сочленения ДДВ с Приазовской частью Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1984. – № 12. – С. 39-53.
246. Драгомирецкий А.В. Основные черты петрогенезиса ультрабазит-базитовых интрузивов западной части Украинского щита в связи с потенциальной рудоносностью: I. Петрохимические особенности ультрабазит-базитов // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 157-159.

247. Драгомирецкий А.В. Основные черты петрогенезиса ультрабазит-базитов западной части Украинского щита в связи с потенциальной рудоносностью: II. Стадийность и особенности формирования ультрабазит-базитов по данным исследований аксессуарных минералов // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 160-162.
248. Дранник А.С. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита // Геотектоника. – 1968. – № 3. – С. 70-75.
249. Дранник А.С., Костенко М.М., Єсипчук К.Ю. та ін. Геолого-структурне районування Українського щита для уточнення стратиграфічної кореляції докембрійських утворень // Мінерал. ресурси України. – 2003. – № 1. – С.26-29.
250. Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П. и др. Гранулитовая фация метаморфизма. – Ленинград: Наука, 1972. – 255 с.
251. Другова Г.М., Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в метаморфических амфиболах // Геохимия. – 2003. – № 2. – с. 172-180.
252. Дубяга Ю.Г. Завальско-Хощеватский комплекс изверженных темноцветных пород и хромитовые пироксениты // Докембрий УССР, ч. 1. – Киев: Изд-во АН УССР, 1937. – С.32-37.
253. Євтехос Є.В. До питання про стратиграфічне і вікове співвідношення розривів Східно-Ганнівської смуги Саксаганського району Кривбасу // Геология і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. Міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 71-72.
254. Егоров О.С., Лещигов Г.Д., Когут К.В. Геохимические особенности магм габбро-анортозитовой формации древних щитов в свете проблемы эволюции первичной коры // Геол. журн. – 1982. – 42, № 4. – С. 47-52.
255. Егоров Ю.П. Химические составы горных пород, региональные кларки и геохимические фоны химических элементов Украинского щита // Геол. журн. – 1985. – 45, № 2. – С. 83-96.
256. Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. – М.-Л.: Наука, 1965. – 201 с.
257. Ентин В.А. Особенности формирования железорудных структур Среднего Побужья по геолого-геофизическим данным // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 28-30.
258. Ентин В.А., Павлюк В.Н., Цымбал С.Н. и др. Ультраосновный магматизм Бердичевского блока Украинского щита // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 170-172.
259. Еременко Г.К. Эссекситовые ксенолиты в мончикитовых дайках Приазовья // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1968. – № 7. – С. 590-593.
260. Еременко Г.К., Вальтер А.А. Глубинные включения протерозойских камптонитов Приазовья // Геол. журн. – 1984. – 44, № 4. – С. 59-65.
261. Ермаков Ю.Г., Кирикилица С.И., Пономарев Е.А. и др. Приингульский авлакоген Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 5. – С.6-10.
262. Ершов В.А. Ультраосновные породы Украины и связанные с ними полезные ископаемые // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 37-44.
263. Єсипчук К.Ю. Анатектичні лейкодiorити в архей Західного Приазов'я // Геол. журн. – 1966. – 26, № 4. – С. 67-75.
264. Єсипчук К.Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. – Киев: Наук. думка, 1988. – 264 с.
265. Єсипчук К.Е., Глевасский Е.Б. Гранитизация основных и железисто-кремнистых пород Приазовья // Геохимия и рудообразование. – 1974. – № 4. – С.3-16.
266. Єсипчук К.Е., Васильченко В.В., Демьяненко В.В. и др. Возрастное и формационное расчленение бывшего восточноприазовского комплекса щелочных и субщелочных пород: Препр. / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. – Киев, 1990. – 60 с.
267. Єсипчук К.Е., Цуканов В.А., Кравченко Г.Л. Геологические формации раннего докембрия приазовской части Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1975. – Вып. 4. – С.31-36.
268. Єсипчук К.Ю., Щербак М.П., Глевасский Є.Б. та ін. Уточнення кореляційної стратиграфічної схеми докембрію Українського щита // Мінерал. журн. – 1999. – 21, № 1. – С. 5-20.
269. Єсипчук К.Е., Щербак Н.П., Глевасский Е.Б. О дальнейшем уточнении корреляционной стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита // Регіон. геол. дослідження в Україні. – Київ, 2001. – С. 46-48.
270. Ефименко Н.Г., Решетняк В.В., Сазонова Н.М. О многофазном строении оливиновых диабазов Северного Саксаганского района Кривбасса // Геол. журн. – 1985. – 45, № 3. – С. 47-53.
271. Железисто-кремнистые формации Украинского щита / Под ред. Н.П.Семеновко. – Киев: Наук. думка, 1978. – Т.1. – 326 с.
272. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Метаморфизм / Белевцев Я.Н., Белевцев Р.Я., Пап А.М., Лебедев И.П., Решетняк В.В. и др. – Киев: Наук. думка, 1988. – 148 с.
273. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия / Щербак Н.П., Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю., Половко Н.И., Коржнев М.Н. и др. – Киев: Наук. думка, 1988. – 189 с.
274. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Тектоника / Белевцев Я.Н., Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Автонеев С.В., Богданова С.В. и др. – Киев. Наук. думка, 1988. – 203 с.
275. Жеру М.И. Докембрий Молдавии. – Кишинев: Штиинца – 1972. – 161 с.
276. Жеру М.И., Чебан И.Т., Димитров Г.Х. Железорудные проявления в кристаллическом фундаменте Среднего Приднепровья // Геол. журн. – 1985. – 45, № 1. – С. 36-41.

277. Жуков Г.В., Ворхотов В.А., Сахацкий И.И., Горячев Ю.П. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье // Геол. журн. – 1973. – 33, № 5. – С. 150-152.
278. Жуков Г.В., Глеваський Є.Б. Теригенна формація Приазовського кристалічного масиву // Геол. журн. – 1968. – 28, № 6. – С. 100-101.
279. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В., Симон А.К. Sm-Nd и Rb-Sr-изотопные системы амфиболитов и плагиогнейсов аульской «серии» Среднего Приднепровья // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 294, № 6. – С. 1456-1461.
280. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В., Симон А.К. Sm-Nd и Rb-Sr возраст метавулканитов Сурской зеленокаменной структуры (Среднее Приднепровье, Украинский щит) // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 295, № 3. – С. 703-707.
281. Забияка Л.И., Злобенко И.Ф., Костюченко В.С., Мельничук Э.В. Новое рудопроявление меди в Винницкой области // Геол. журн. – 1975. – 35, № 6. – С. 109-115.
282. Забияка Л.И., Кислюк В.В. Контактные роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутона // Геол. журн. – 1986. – 46, № 5. – С. 82-86.
283. Загнитко В.Н. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных пород Верхнего Побужья и их генезис // Докл. АН УССР. – 1978. – № 11. – С. 963-967.
284. Загнитко В.Н. Генезис карбонатных пород западной части Украинского щита по изотопно-геохимическим данным: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Киев, 1979. – 20 с.
285. Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопный состав графита в породах Украинского щита // Минерал. журн. – 1986. – 8, № 1. – С. 44-56.
286. Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1989. – 315 с.
287. Загнітко В.М., Монахов В.С., Великанов Ю.Ф. Мінералогічні та ізотопно-геохімічні фактори формування Клишівського золоторудного родовища // Мінерал. журн. – 1999. – 21, № 4. – С. 45-56.
288. Закруткин В.В. Основные парачарнокиты. – Ростов: Изд-во Ростовского университета, 1981. – 216 с.
289. Закруткин В.В., Агарков Ю.В., Сопровчук В.Р. Плагиоклазы основных метаморфитов чарнокитовых серий // Геол. журн. – 1980. – 40, № 3. – С. 115-119.
290. Зарицкий А.И., Каньгин Л.И., Кирикилица С.И. и др. Железисто-кремнистая формація докембрия Мариупольского рудного поля. – М.: Недра, 1974. – 151 с.
291. Захаров В.В., Курлов Н.С., Маргынюк А.В. Предложения по уточнению стратиграфической схемы докембрийских образований и тектонического районирования Ингуло-Ингулецкого и Средне-Приднепровского районов // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 184-185.
292. Зинченко В.М., Решетняк В.В. Геологическая позиция, стратиграфия и рудоносность южного района Правобережных магнитных аномалий // Геол. журн. – 1983. – 43, № 3. – С. 63-70.
293. Зинченко О.В. Проявление цинцивалдитовых гранитов в породах габбро-лабрадорит-рапакививидной формации Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1982. – № 1. – С. 13-15.
294. Зинченко О.В., Бернасовская О.Ф., Латыш В.Т. и др. О систематическом положении лезниковских гранитов среди пород Коростенского плутона // Вестник Киев. ун-та. Сер. Геология. – 1985. – Вып. 4. – С. 26-31.
295. Зинченко О.В., Гринченко В.Ф., Добрянский Ю.Е., Лабузный В.Ф. Геохимические типы даек северо-западной части Украинского щита и некоторые вопросы их стратиграфического положения // Геол. журн. – 1986. – 46, № 1. – С. 68-77.
296. Зинченко О.В., Гринченко В.Ф., Павлов Г.Г., Табачний Л.Я. Поширення бору в породах анортозит-рапакиві-гранітоїдної формації Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геологія. – 1983. – Вип. 2. – С. 12-18.
297. Зинченко О.В., Гринченко В.Ф., Щербина Р.Н., Андреев А.В. О составе и объеме осницкого комплекса ( Украинский щит ) // Вестн. Киев. ун-та. Сер. Геология. – 1986. – Вып. 5. – С. 11-15.
298. Зинченко О.В., Деревизька Л.О., Митрохін О.В. До питання про вікові межі та об'єм пугачівської товщі // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 37-38.
299. Зинченко О.В., Лазарева І.І. Новий прояв топаз-цинцивалдитових гранітів у Коростенському плутоні // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 185-186.
300. Зинченко О.В., Митрохін О.В., Молявко В.Г. Петрографічні та петрохімічні особливості різновікових серій основних порід Коростенського плутону // Мінерал. журн. – 2001. – 23, № 2/3. – С. 95-100.
301. Зинченко О.В., Шумлянський Л.В., Молявко В.Г. Трапова формація півдня Східно-Європейської платформи: склад, обсяг, стратиграфічне положення // Геол. і стратигр. докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. Міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 102-104.
302. Злобенко И.Ф., Каневский А.Я., Лепигов Г.Д., Маринович Б.А. Гондиты Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1982. – № 1. – С. 16-18.
303. Иванов Б.Н., Куликов Е.Г., Макивчук О.Ф., Прытков Ф.Я. Генетические типы геомагнитных аномалий Новоукраинского массива // Геол. журн. – 1987. – 47, № 4. – С. 35-43.
304. Ивантишина М.Н. Комплекс гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов Подолии и чудново-бердичевские граниты // Геология СССР. В 5 т. – М: Госгеолтехиздат, 1958. – Т. V. – С. 211-214.
305. Иванушко О.С. Жильні породи басейну р.Обіточної // Вісн. Київ. ун-ту. – 1967. – №8. – С. 26-36.

306. Іванушко О.С. Про природу так званих звенигородських конгломератів // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1974. – № 8. – С. 682-687.
307. Іванушко А.С., Виноградов Г.Г., Зайцева А.Н. Состав и структурное положение даек беембахитов Хащевато-Завальевского района (Украинский щит) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1970. – № 11. – С. 56-62.
308. Іванченко Г.А. Геологія поля кришталеносних пегматитів в південно-західній частині Корсунь-Новомиргородського плутону // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1973. – вип.4. – С. 287-298.
309. Іванченко Г.А. О послемагматических образованиях в гранитах рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона // Петрография докембрия Русской платформы. – Киев: Наук. думка, 1970. – С.144-147.
310. Ільвицкий М.М. Ультрамафиты Днепровской гранит-зеленокаменной области // Геология и металлогения мафит-ультрамафитов докембрия Приднепровья. – Днепропетровск, 1989. – С. 77-92.
311. Ільвицкий М.М., Лаайоки К., Горностаев С.С. Хромшпинелиды ультрамафитов Сурской зеленокаменной структуры // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ГМР НАН України, 2000. – С. 190-192.
312. Ільченко Т.В. Скоростная модель земной коры и верхов мантии Кировоградского блока Украинского щита по данным ГСЗ (профиль Бабанка-Пятихатки) // Допов. НАН України. – 2003. – № 7. – С.100-106.
313. Ільченко Т.В., Красовский С.С., Куприенко П.Я. Сейсмогравитационная модель земной коры Украинского щита и Скифской плиты вдоль линии Саки-Винница-Ровно // ДАН УССР. – 1989. – Сер.Б. – № 10. – С. 11-15.
314. Ішевская Э.Г. О двух типах докембрийских метаграувакк северо-западной части Ингуло-Ингулецкой области Украинского щита // Литология и геохимия раннего докембрия. – Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977. – С. 69-76.
315. Кабанов В.Г., Кушев В.Г. Обнаружение новых массивов гранито-сиенитового комплекса в Приазовье и их значение с точки зрения перспектив металлогении исследуемого района // Геол. журн. – 1974. – 34, № 1. – С. 111-115.
316. Калесбек Ф. Метаморфизм архейских пород западной Гренландии // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 234-245.
317. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. – Киев: Наук. думка, 1965. – 188 с.
318. Каляев Г.И. Палеотектонические реконструкции и металлогения золотоносной гранит-зеленокаменной области Украинского щита // Минерал. журн. – 1995. – 17, № 6. – С. 67-68.
319. Каляев Г.И. Строение Криворожского железорудного бассейна с учетом данных сверхглубокого бурения // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 2. – С. 60-67.
320. Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. – Киев: Наук. думка, 1984. – 237 с.
321. Каляев Г.И., Комаров А.Н. Структура Кировоградского блока // Допов. АН УРСР. – 1969. – № 5. – С. 393-398.
322. Каляев Г.И., Комаров А.Н. Разрывные структуры Кировоградского блока (центральная часть Украинского щита) // Геол. журн. – 1971. – 31, №3. – С. 11-20.
323. Каляев Г.Г., Крутиховська З.О., Жуков Г.В. та ін. Тектоніка Українського щита. – Київ: Наук. думка, 1972. – 300 с.
324. Каневский А.Я. Молибденовое рудопроявление в Липовеньковском гипербазитовом массиве на Среднем Побужье // Геол. журн. – 1971. – 31, № 2. – С. 117-118.
325. Каневский А.Я. Ультраосновные породы Среднего Побужья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Киев, 1976. – 16 с.
326. Каневский А.Я. К классификации амфиболитов Среднего Побужья // Геол. журн. – 1988. – 48, № 4. – С. 29-39.
327. Каневский А.Я. Акцессорные хромшпинелиды - индикаторы рудной специализации мафитовых и ультрамафитовых интрузий на никель и хром: поисковый аспект // Геол. журн. – 1992. – № 6. – С. 118-125.
328. Каневский А.Я., Возианова Т. Г., Вербицкая Э.И. Проявление ортита на Среднем Побужье (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1989. – 11, № 1. – С. 42-47.
329. Каневский А.Я., Гинтов О.Б. Находка новой разновидности железных руд на Украинском щите в районе Среднего Побужья // Геол. журн. – 1972. – 32, № 5. – С. 140-141.
330. Каневский А.Я., Димитров Г.Х. Первая находка диабаза в районе Среднего Побужья // Геол. журн. – 1972. – 32, № 5. – С. 138-140.
331. Каневский А.Я., Иванов А.С., Тютюник З.М. Клиногумит в кальцифирах Украинского щита // Минерал. журн. – 1987. – 9, № 4. – С. 86-89.
332. Каневский А.Я., Котвицкий Л.Ф., Костенко Н.М. Потенциальная никеленосность Прутовско-Букинской площади Украинского щита // Геол. журн. – 1992. – № 1. – С. 55-64.
333. Каневский А.Я., Рябоконь А.Ф. К вопросу о потенциальности габбро северо-запада Украинского щита на сингенетические сульфидные руды никеля // Геол. журн. – 1985. – 45, № 4. – С. 30-37.
334. Каневский А.Я., Тютюник З.М. Жильные плагиограниты Среднего Побужья // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка. – 1975. – Вып. 4. – С. 95-97.
335. Кармазин П.С. Приазовский батолит, его структурное и возрастное положение // Геол. журн. – 1970. – 30, № 5. – С. 137-143.
336. Карта геологических формаций Украинского щита. М-б 1:500 000 / Гл.ред. Е.М.Лазько. – Киев: Госкомгеология Украины, ЦГЭ. – 1991.
337. Карташев В.Ф., Недовизин А.А. Об основных стадиях рифтогенеза // Геол. журн. – 1979. – 39, № 3. – С. 101-105.
338. Кац М.Б. Соотношение раннедокембрийских гранулитов и зеленокаменных комплексов с трансформными мобильными поясами и океаническими рифтами земной коры // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 160-169.

339. Киктенко В.Ф. Геологическое строение и типы железистых кварцитов метаморфических толщ центральной части Орехово-Павлоградской структурно-фациальной зоны // *Геохимия и рудообразование*. – 1976. – № 3. – С. 40-47.
340. Киктенко В.Ф., Орс В.И., Токаренко Н.Н. О новом массиве микроклиновых гранитов в юго-восточной части Среднего Приднепровья // *Докл. АН УССР. Сер. Б.* – 1977. – № 6. – С. 498-501.
341. Киктенко В.Ф., Орс В.И. и Фомин А.Б. Некоторые геохимические особенности ультраосновных пород р. Мокрая Московка (Среднее Приднепровье) // *Допов. АН УРСР.* – 1972. – № 2. – С. 109-111.
342. Кирилюк В.П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры // *Геол. журн.* – 1971. – 31, № 6. – С. 42-54.
343. Кирилюк В.П. О стратотипических районах и стратотипах докембрия западной части Украинского щита // *Геол. журн.* – 1986. – 46, № 2. – С. 18-26.
344. Кирилюк В.П. Опорні геологічні дані по західній частині Українського щита // *Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита* : Тез. допов. Всеукр. Міжвідом. нар. (Київ, квіт., 1998 р.). – С. 55-56.
345. Кирилюк В.П. Тектоническое районирование Украинского щита как основа составления легенд центральноукраинской серии листов Госгеолкарты -200. // *Регіональні геологічні дослідження в Україні.* – Київ, 2001. – С. 49-52.
346. Кирилюк В.П., Сиворонов А.О., Яценко Г.М. Про структурне та вікове взаємовідношення тикицького та звенігородського комплексів // *Допов. АН УРСР. Сер. Б.* – 1974. – № 7. – С. 586-589.
347. Кирилюк В.П., Смоголюк А.Г. Об основных элементах этажно-блоковой структуры Украинского щита // *Геол. журн.* – 1993. – № 3. – С. 54-68.
348. Кирьянов Н.Н., Чернов В.Ю., Макивчук О.Ф. и др. Кимберлиты Кировоградского геоблока Украинского щита // *Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита* : Тез. допов. Всеукр. міжвідом. нар. (Київ, квіт., 1988 р.). – С. 96-98.
349. Киселев В.А., Васильченко В.В., Загитко В.Н. Петрология и эволюция гранитоидов приазовского комплекса (Восточное Приазовье) // *Геол. журн.* – 1992. – № 2. – С. 27-35.
350. Кичурчак В.М., Бойко А.З., Берзенин Б.З. О разрезе сачкинской свиты центральноприазовской серии в северном обрамлении Дибровской структуры (Западное Приазовье) // *Геол. журн.* – 1991. – № 4. – С. 101-107.
351. Кичурчак В.М., Некряч А.И., Рузина М.В. Докембрийские структуры несогласия Приазовья: металлогения, перспективы // *Регіональні геологічні дослідження в Україні.* – Київ, 2001. – С. 161-163.
352. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. Богатикова О.А., Михайлова Н.П., Гоньшаковой В.И. – М.: Недра, 1981. – 159 с.
353. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. – М.: Недра, 1997. – 247 с.
354. Ключков В.М., Билынская Я.П., Шевченко А.Н. Методические аспекты районирования докембрия Украинского щита // *Регіональні геологічні дослідження.* – Київ, 2001. – С. 153-157.
355. Ключков В.М., Билынская Я.П., Шевченко А.Н. Некоторые проблемы геологического строения Ингуло-Ингулецкого района // *Регіональні геологічні дослідження.* – Київ, 2001. – С. 15-16.
356. Ключков В.М., Пастухов В.Г., Рябенко В.А. Обоснование структурно-геологического районирования Украинского щита // *Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита.* – Киев: Наук. думка, 1983. – С. 48-51.
357. Ключков В.М., Соловицкий В.Н., Пастухов В.Г. и др. Еще раз о границах Украинского щита и его склонов // *Геол. журн.* – 1983. – 43, № 1. – С. 80-85.
358. Кобзарь В.Н. О взаимоотношениях гранитоидных и метаморфических пород в районе Западно-Анновской полосы Северного Криворожья // *Геол. журн.* – 1965. – 25, № 4. – С. 72-76.
359. Кобзарь В.Н. Гевезит тальковых сланцев Западно-Анновской полосы Северного Криворожья // *Петрология докембрия Русской платформы.* – Киев: Наук. думка, 1970. – С. 369-375.
360. Кобзарь В.Н. Золотоносность метаконгломератов и гнейсов Тикичской свиты // *Допов. АН УРСР.* – 1972. – № 11. – С. 976-979.
361. Кобзарь В.Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении Центральной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1981. – 103 с.
362. Кобзарь В.Н., Гониондский Е.М. Новый район развития метаконгломератов в Центральной части Украинского щита // *Геол. журн.* – 1975. – 35, № 1. – С. 44-53.
363. Кобзарь В.Н., Коваль В.Б., Гониондский Е.М. О литологической природе гнейсов Кировоградской структурно-формационной зоны и их геологической позиции // *Геол. журн.* – 1977. – 37, № 3. – С. 120-135.
364. Коваленко В.И., Царева Г.М., Наумов В.Б. и др. Магма пегматитов Вольни: состав и параметры кристаллизации, полученные путем исследования минеральных включений // *Петрология.* – 1996. – 4, № 3. – С. 225-309.
365. Коваль В.Б., Николаско В.И., Мельниченко Б.Ф., Гавриленко В.Н. Камерные пегматиты в гранитах рапакиви Корсунь-Новомиргородского массива // *Геол. журн.* – 1984. – 44, № 6. – С. 129-132.
366. Когут К.В., Галий С.А., Скобелев В.М. и др. Петрология и никеленосность дифференцированного Каменского массива (северо-западная часть Вольнского блока Украинского щита) // *Геол. журн.* – 1992. – № 6. – С. 109-117.
367. Козлов Г.Г., Сведников К.И. Гранитоидные формации междуречья Тетерев-Случь // *Геол. журн.* – 1985. – 45, № 2. – С. 58-66.
368. Козловська Г.М. До петрографії кристалічних порід околиць м.Хашцевої на Поділлі // *Наук. зап. Орган. Київських науково-дослідних кафедр.* – 1928. – Т. 3, вип. 2, геологічний. – С. 88-99.



369. Коцловская А.Н. Геологическое строение и тектоника северо-западной и центральной частей Украинского щита // Петрография докембрия Русской платформы. – Киев: Наук. думка, 1974. – С. 54-59.
370. Колий В.Д. Формации и стратиграфия нижнепротерозойских образований Волынского геоблока (Украинский щит) // Геол. журн. – 1983. – 43, № 6. – С. 21-34.
371. Колий В.Д. Биотит-роговообманково-сланцевая (трахиандезитовая) формация тетеревской серии Украинского щита // Геол. журн. – 1989. – 49, № 4. – С. 93-104.
372. Колий В.Д., Забияка Л.И. К стратиграфии тетеревской серии (Волынский блок Украинского щита) // Геол. журн. – 1982. – 42, № 3. – С. 103-108.
373. Колий В.Д., Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Некряч А.И. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского геоблока Украинского щита // Геол. журн. – 1991. – № 4. – С. 28-40.
374. Коломиец Г.Д. Новые данные о протоплатформенном карбонатитовом магматизме Украинского щита // Тез. докл. IV регионального петрографич. совещания по Европ. части СССР. – Петрозаводск, 1987. – С. 44.
375. Комаров А.Н. О глубинной складчатости в Кировоградском районе Украинского щита // Геол. журн. – 1969. – 29, № 3. – С. 77-82.
376. Комаров А.Н. О глубинности Кировоградской зоны разломов // Геол. журн. – 1973. – 33, № 5. – С. 69-74.
377. Комаров О.М. Структурне положення і геологічна будова Звенигородсько-Аннівської зони розломів (центральна частина Українського щита) // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1978. – № 7. – С. 593-597.
378. Комаров А.Н. Структура западной части Кировоградского блока // Геол. журн. – 1979. – 39, № 5. – С. 83-91.
379. Комаров А.Н., Вербицкий В.Н., С.А. Комаров. Диафориты и натриевые метасоматиты Уманской зоны разломов (Украинский щит) // Геол. журн. – 1989. – 49, № 2. – С. 54-60.
380. Комаров А.Н., Кошик Л.И. Новые данные о взаимоотношениях Коростенского плутона с вмещающими породами // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1979. – № 10. – С. 802-804
381. Комаров А.Н., Прытков Ф.Я. Структура центральной части Волынского блока (по геолого-геофизическим данным) // Геол. журн. – 1975. – 35, № 4. – С. 56-63.
382. Комаров А.Н., Прытков Ф.Я. Диафориты и натровые метасоматиты Волынского блока. – Киев: Наук. думка, 1980. – 140 с.
383. Коматиты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита / Ред. О.А. Богатиков. – Л.: Наука, 1988. – 192 с.
384. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. – М.: Мир, 1983. – 390 с.
385. Кононов Ю.В. Габрові масиви Українського щита (центральна частина). – Київ: Наук. думка, 1966. – 100 с.
386. Кононов Ю.В. Трахітоїдні граніти і монзоніти м. Новоукраїнки // Стратиграфія УРСР. В 11 т. – Київ: Наук. думка, 1972. – Т.1: Докембрій. – С. 250-252.
387. Кононов Ю.В., Кононова М.М. Карбонатные метасоматиты Тальновской тектонической зоны // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1977. – № 4. – С. 304-305.
388. Коныков Г.Г., Марченко Е.Я. Щелочные породы и карбонатиты в обрамлении Украинского щита // Докл. АН СССР. Сер. Б. – 1980. – 252, № 4. – С. 937-939.
389. Коржнев М.Н., Покалюк В.В. Геохимические особенности Криворожского бассейна // Докл. АН Украины. – 1993. – № 1. – С. 70-74.
390. Корольчук О.С. К петрологии мафит-ультрамафитовых комплексов Голованевской шовной зоны (центральная часть Украинского щита) // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 6. – С. 58-69.
391. Корольчук О.С., Мархай О.И. Ультрамафиты Павловского массива // ДАН УССР. – 1989. – № 12. – С. 5-9.
392. Костенко Н.М. Геологическое развитие Волынского геоблока Украинского щита в раннем протерозое и некоторые вопросы его рудоносности // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 12-23.
393. Костенко М.М. Деякі проблемні питання будови, стратиграфії та магматизму докембрію Північно-Західного району Українського щита // Геологія і магматизм докембрію УЩ. – Київ: ГМР НАН України, 2000. – С. 39-41.
394. Костенко М.М. Перспективи золото- та платиновості Північно-Західного району Українського щита // Регіон. геологічні дослідження в Україні. – Київ, 2001. – С. 163-167.
395. Костенко Н.М., Котвицкий Л.Ф. Сульфидное медно-никелевое оруденение в северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. – 1989. – 49, № 2. – С. 94-103.
396. Костенко Н.М., Супруненко Н.С., Высоцкий Б.А. Петрохимические особенности дайковых образований северной части Украинского щита // Сов. геология. – 1990. – № 7. – С. 90-96.
397. Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. – М.: Наука, 1970. – 311 с.
398. Костюк В.П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винницы. – Киев: Изд-во АН УССР, 1955. – 112 с.
399. Котвицкий Л.Ф., Павлов Г.Г. Особенности дайкового и габбро-анортозитового комплексов Коростенского плутона // Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. – Киев: Вища школа, 1978. – С. 75-83.
400. Кравченко Г.Л. Природа Мангуської магнітної аномалії Південно-Східного Приазов'я // Геол. журн. – 1961. – 21, вып. 4. – С. 41-51.

- 401.Кравченко Г.Л. К вопросу о генезисе железистых кварцитов Мангунской магнитной аномалии (Приазовье) // Проблемы образования железистых пород докембрия. – Киев: Наук. думка, 1962. – С. 123-129.
- 402.Кравченко Г.Л. До питання про тектоніку Північного Приазов'я // Геол. журн. – 1965. – 25, № 3. – С. 56-65.
- 403.Кравченко Г.Л. Петрология и структура кристаллического основания западной и центральной части Приазовского массива (юго-восточная часть Украинского щита): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Киев, 1967. – 20 с.
- 404.Кравченко Г.Л. Новые данные о составе и возрасте железисто-известково-силикатных сланцев Приазовья // Геол. журн. – 1970. – 30, № 6. – С. 53-60.
- 405.Кравченко Г.Л. Піроксени із залізистих кварцитів Приазовського масиву // Геол. журн. – 1971. – 31, № 3. – С. 21-30.
- 406.Кравченко Г.Л. О находке бариевого флогопита в карбонатных породах Приазовья // Геол. журн. – 1975. – 35, № 3. – С. 144-147.
- 407.Кравченко Г.Л. О серпентинитах Корсак-Могили // Геол. журн. – 1977. – 37, № 6. – С. 38-47.
- 408.Кравченко Г.Л. Вещественный состав и генезис вмещающих пород золоторудного проявления юга Украины // Геол. журн. – 1990. – № 3. – С. 52-63.
- 409.Кравченко Г.Л. Новые данные о рудопроявлении золота в бассейне р.Буртичия и вещественном составе слагающих его пород (Западное Приазовье) // Геол. журн. – 1992. – № 4. – С. 110-120.
- 410.Кравченко Г.Л. Сурожское золоторудное месторождение (Западное Приазовье) // Минерал. журн. – 1999. – 21, № 4. – С. 7-19.
- 411.Кравченко Г.Л. Ильменитсодержащие кальцифиры железорудного месторождения Куксунгур (Западное Приазовье) // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ГМР НАН України, 2000. – С. 44-46.
- 412.Кравченко Г.Л. Ферропироксениты, эвлизиты и фаялитсодержащие магнетитовые кварциты Каменной Могили и Корсак-Могили (Западное Приазовье) // Минерал. журн. – 2001. – 23, № 2/3. – С. 71-83.
- 413.Кравченко Г.Л. Магнетит- и гранатсодержащие гнейсы и кварциты Куйбышевской магнитной аномалии (Западное Приазовье) // Допов. НАН України. – 2002. – № 3. – С. 111-115.
- 414.Кравченко Г.Л. Породообразующие минералы Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 1. Островные силикаты // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 1. – С.50-62.
- 415.Кравченко Г.Л. Породообразующие минералы Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 2. Цепочечные силикаты // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 2/3. – С. 5-10.
- 416.Кравченко Г.Л. Породообразующие минералы Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 3. Ленточные силикаты // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 4. – С.48-60.
- 417.Кравченко Г.Л., Бондаренко С.Н. Скарны Сорокинской тектонической зоны (Приазовье) // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 1. – С. 68-81.
- 418.Кравченко Г.Л., Бондаренко С.Н. Рудная минерализация Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 1. Сульфиды, теллуриды // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 2. – С. 3-14.
- 419.Кравченко Г.Л., Бондаренко С.Н. Рудная минерализация Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 2. Арсениды, сульфоарсениды // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 4. – С. 23-30.
- 420.Кравченко Г.Л., Бондаренко С.Н. Рудная минерализация Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 3. Оксиды, вольфраматы // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 6. – С. 20-27.
- 421.Кравченко Г.Л., Донской А.Н. Хомутовский субщелочной массив (Восточное Приазовье) // Минерал. журн. – 1999. – 21, № 5/6. – С. 76-86.
- 422.Кравченко Г.Л., Загнитко В.Н. Пироксен-гранатовые, дупироксен-плаггиоклазовые гнейсы и магнетитсодержащие кварциты Ульяновской магнитной аномалии (Орехово-Павлоградская зона) // Допов. НАН України. – 2002. – № 6. – С. 131-136.
- 423.Кравченко Г.Л., Кривонос В.П. Эвлизиты Зачатьевской магнитной аномалии (Восточное Приазовье) // Геол. журн. – 1992. – № 1. – С. 14-27.
- 424.Кравченко Г.Л., Русаков Н.Ф. О находке шеелита в пределах Сорокинской тектонической зоны (Приазовье) // Геол. журн. – 1982. – 42, № 1. – С. 140-144.
- 425.Кравченко Г.Л., Сахацкий И.И. Перспективы рудоносности Малоянисольской тектонической зоны (Восточное Приазовье) // Геол. журн. – 1974. – 34, № 2. – С. 93-98.
- 426.Кравченко Г.Л., Сахацкий И.И. Пластинчатое золото в катаклазированных гранодиоритах Осипенковского массива (Приазовье) // Геол. журн. – 1989. – 49, № 3. – С. 120-125.
- 427.Кравченко Г.Л., Фомин А.Б. Ультрабазиты Липовецкого железорудного месторождения (Западное Приазовье) // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1977. – № 3. – С. 205-209.
- 428.Кравченко Г.Л., Хмарук Т.Г. До питання про мінералогію та генезис залізистих кварцитів Західного та Центрального Приазов'я // Геол. журн. – 1966. – 26, № 2. – С. 18-32.
- 429.Кравченко Г.Л., Цуканов В.А. Павлопольский массив гранодиоритов Восточного Приазовья и особенности его петрогенезиса // Геол. журн. – 1972. – 32, № 1. – С. 48-55.
- 430.Кравченко Г.Л., Щербаков И.Б. Вапняки та вапняково-сілікатні сланці Приазов'я // Геол. журн. – 1967. – 27, № 3. – С. 30-40.
- 431.Кравченко Г.Л., Яковлев Б.Г. Об условиях метаморфизма Куксунгурского железорудного месторождения (Западное Приазовье) // Геол. журн. – 1976. – 36, № 2. – С. 21-37.

432. Кравченко Г.Л., Яковлев Б.Г. Железистые гипербазиты Сергеевского месторождения магнетитовых кварцитов (Западное Приазовье) // Минерал. журн. – (в печати).
433. Кравченко Г.Л., Мельников В.С., Лазаренко Е.Е. Цельзиан-анортит-эпидотовые метасоматиты и эпидозиты Западного Приазовья // Геол. журн. – 1989. – 49, № 4. – С. 104-116.
434. Кравченко Г.Л., Сахацкий И.И., Русаков Н.Ф. Новые данные о проявлении золота в Сорокинской тектонической зоне (Приазовье) // Геол. журн. – 1985. – 45, № 5. – С. 127-131.
435. Крамаренко Н.К. О генезисе иризирующих двухфазных фенокристаллов лабрадора в габброидах Волини // Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. – Киев: Наук. думка, 1974. – С.15-20.
436. Красовский С.С., Коньков Г.Г. Строение массивов граносиенитового комплекса Приазовья и вмещающих их гнейсов и мигматитов (геолого-геофизический анализ) // Геофиз. сб. – 1966. – № 16. – С. 63-72.
437. Красовский С.С., Оровецкий Ю.П. Глубинное строение земной коры Украинского щита: современные представления // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 57-76.
438. Крестин Е.М. Первая находка коматиитов в СССР // Докл. АН СССР. – 1978. – 242, № 2. – С. 412-415.
439. Кривдик С.Г., Брацлавский П.Ф. Нефелиновые породы Проскуровского массива (Приднестровье) и их формационная принадлежность // Геол. журн. – 1987. – 47, № 1. – С. 105-116.
440. Кривдик С.Г., Брацлавский П.Ф. Фениты Проскуровского массива (Приднестровье) // Геол. журн. – 1987. – 47, № 2. – С. 111-124.
441. Кривдик С.Г., Глевасский Е.Б., Левина Р.Л. Пироксены черниговского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Западное Приазовье) // Породообразующие пироксены Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1979. – С. 106-114, 216-220.
442. Кривдик С.Г., Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопный состав минералов в карбонатитах Черниговского массива (Приазовье) как индикатор условий их кристаллизации // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 6. – С. 28-42.
443. Кривдик С.Г., Нечаев С.В., Оставненко В.И., Козак С.А. Акцессорный бритолит из ястребецких сиенитов (северо-западная часть Украинского кристаллического массива) // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1982. – № 12. – С. 22-26.
444. Кривдик С.Г., Нечаев С.В., Ткачук В.И. Химический состав амфиболов из сиенитов Ястребецкого массива (Украинский щит) как индикатор условий их кристаллизации // Минерал. журн. – 1986. – 8, № 4. – С. 40-46
445. Кривдик С.Г., Оrsa В.И., Брянский В.П. Фаялит-геденбергитовые сиениты юго-восточной части Корсунь-Новомиргородского плутона // Геол. журн. – 1988. – 48, № 6. – С.43-53.
446. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1990. – 406 с.
447. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Грорудити Східного Приазов'я // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 3. – С. 67-84.
448. Кривдик С.Г., Ткачук В.И., Глухов А.П. Геологическое положение и генезис Давидковского массива (Украинский щит) // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1987. – № 3. – С. 23-27.
449. Кривдик С.Г., Ткачук В.И., Кривонос В.П. и др. Основные и ультраосновные породы Октябрьского щелочного массива // Геол. журн. – 1990. – № 6. – С. 35-44.
450. Кривдик С.Г., Ткачук В.И., Юрчишин А.П. Антоновский массив щелочных пород (Украинский щит) // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 74-84.
451. Крутиховская З.А., Пастухов В.Г., Подолянюк С.М. Исследование связи глубинных и поверхностных структур земной коры Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – 43, № 4. – С. 83-95.
452. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1982. – 216 с.
453. Крутиховская З.А., Чебан И.Г., Мельничук Э.В., Слоницькая С.Г. О строении Немировской зоны разломов в южной части Украинского щита и направление поисков полезных ископаемых // Геол. журн. – 1985. – 45, № 1. – С. 47-57.
454. Крюченко В.А. Геологическое истолкование результатов комплексной интерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ Бабанка-Пятихатки // Геол. журн. – 1981. – 41, № 4. – С. 51-61.
455. Крюченко В.А. О строснии верхних горизонтов земной коры центральной части УЩ // Геол. журн. – 1988. – 48, № 3. – С. 18-25.
456. Крюченко В.А. Проявление процессов протоактивизации в центральной части Украинского щита по геолого-геофизическим данным // Геол. журн. – 1989. – 49, № 2. – С. 23-29.
457. Крюченко В.А., Половинкин Б.В., Шевченко В.И. Некоторые особенности строения глубинных горизонтов земной коры центральной части Украинского щита // Геол. журн. – 1985. – 45, № 2. – С. 100-107.
458. Кузьменко В.И. Петрово-Гнутовское месторождение паризита (УССР) // Сов. геология. 1946. – № 12. – С. 49-61.
459. Кулиш Е.А., Никулина Э.А., Яковлев Б.Г. Сапфирин в метаморфических докембрийских комплексах Побужья (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1994. – 16, № 3/4. – С. 37-48.
460. Курепин В.А. Геобарометр гранат+кордиерит+силлиманит+кварц и термо-динамические условия образования кордиеритсодержащих гранитов и гнейсов Украинского щита // Минерал. журн. – 1998. – 20, № 6. – С. 38-47.
461. Курепин В.А. Эрозионный срез гранулитовых блоков Украинского щита по данным геологической термобарометрии // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 5/6. – С. 88-94.
462. Курепин В.А., Малюк Г.А., Калининченко А.М., Уточкин Д.В. Летучие компоненты в кордиерите из бердичевских гранитов (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1986. – 8, № 2. – С. 70-82.

463. Курепин В.А., Фокин А.Б. Парагенезисы оливин–ортопироксен и ортопироксен–клинопироксен в основных и ультраосновных породах Среднего Побужья // Конституция и свойства минералов. – 1971. – Вып. 5. – С. 106-110.
464. Курлов Н.С., Белевцев Р.Я., Мечников Ю.П. Рудно-метасоматическая зональность по разрезу Криворожской сверхглубокой скважины (СГ-8) // Геохімія та екологія. Сб. науч. тр. ИГОС НАН Украины. – 2002. – В. 5/6. – С. 133-144.
465. Курлов Н.С., Белевцев Р.Я., Решетняк В.В., Мечников Ю.П. Криворожская сверхглубокая скважина: значение для петрогенезиса и экологии // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 5. – С. 85-100.
466. Куголин В.А., Прусевич А.А. Петрохимические методы определения некоторых условий образования вулканических пород // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 148-158.
467. Кухарева Н.И. Новые данные о контакте амфиболитов и гранитов района Саксаганской полосы // Геол. журн. – 1972. – 32, № 1. – С. 56-64.
- у 468. Кушинов Н.В. К вопросу геологического строения Белозерского железорудного района // Геол. журн. – 1981 – 41, № 4. – С. 14-19.
469. Кушинов Н.В. Структурно-тектонические соотношения аульской толщи с породами конкско-верховцевской серии // Геол. журн. – 1981 – 41, № 5. – С. 9-12.
470. Кушинов Н.В. Новое о тектоническом строении Белозерского железорудного района // Геол. журн. – 1981 – 41, № 6. – С. 112-117.
471. Кушинов Н.В. О тепловой свите Белозерского синклинория // Геол. журн. – 1985. – 45, № 4. – С. 71-74.
472. Кушинов Н.В. Состав и возраст метаморфизованных терригенно-химических осадков белозерской свиты Белозерского железорудного района // Геол. журн. – 1987. – 47, № 2. – С. 125-131.
473. Кушинов Н.В. Мафиты, ультрамафиты зеленокаменных поясов юга Среднего Приднепровья // Геология и металлогения мафит-ультрамафитов докембрия Приднепровья: – Днепропетровск, 1989. – С. 26-40.
474. Кушинов Н.В., Некряч А.И., Кузь В.Д. Чкаловский гранитоидный массив // Геол. журн. – 1987. – 47, № 5. – С. 48-53.
475. Лавренко Е.И., Яценко Г.М. О моноклинном пироксене и гранате из кристаллических сланцев среднего течения р. Черный Ташлык // Минерал. сб. Львов. ун-та. – 1976. – №30, вып.1. – С. 51-54.
476. Лазаренко Е.Е., Сквородникова Е.А. Литолого-палеогеографическая реконструкция отложений чечелевской и рощаховской свит ингуло-ингулецкой серии Украинского щита // Геол. журн. – 1990. – 50, № 5. – С. 130-136.
477. Лазаренко Е.К., Матковський О.І., Винар О.М. та ін. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. – Львів: Вид-во Львівського ун-ту, 1960. – 510 с.
478. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Вольни. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973. – 359 с.
479. Лазыко Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М. Геологические формации и проблемы стратиграфии нижнего докембрия Украинского щита // Геол. журн. – 1984. – 44, № 2. – С. 103-112.
480. Лазыко Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита (на формационной основе) // Геол. журн. – 1986. – № 2. – С. 18-26.
481. Лазыко Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М. и др. Использование фундаментальных исследований при построении стратиграфической схемы докембрия Украинского щита // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1983. – С. 22-26.
482. Лазыко Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. – Львов: Вища школа, 1973. – 236 с.
483. Лазыко Е.М., Сиворонов А.А., Лысак А.М. К проблеме соотношения гравулитовых и гранитно-зеленокаменных областей // Геол. журн. – 1985. – 45, № 4. – С. 24-31.
484. Лазыко Е.М., Сиворонов А.А., Ярошук М.А. Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в формировании месторождений. – Киев: Наук. думка, 1990. – 169 с.
485. Ламберт Р.Ст.Дж. Архейские тепловые режимы, температуры коры и верхней мантии и поэтапная эволюция Земли // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 367-379.
486. Лапицкий Э.М., Качанов Е.Н., Митков М.В., Никонов А.И. Карбонатиты северо-западного Приазовья // Геол. журн. – 1974. – 34, № 2. – С. 144-145.
487. Лашко С.П. Геология, минеральные парагенезисы и стратиграфия северных участков Правобережного района (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 1. – С. 82-98.
488. Лашко С.П. Стратифікація залізистих порід Західно-Інгулецького району // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. Міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 69-70.
489. Лашко С.П. До питання про рудні поля Правобережного залізорудного району // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України. – 2000. – С. 199-200.
490. Лашко С.П. До проблеми кореляції залізорудних товщ Криворізького і Кременчуцького районів // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. Міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 70-71.
491. Лашманов В.И. К вопросу объема, строения и положения в разрезе докембрия кондалитовой формации Приазовья // Геол. журн. – 1989. – 49, №3. – С.69-78.
492. Лашманов В.И., Лысак А.М., Свешников К.И. Гранитоидные плутонические, плутонометаморфические формации и магматические комплексы Приазовья // Вестн. Киев. ун-та. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1986. – № 13. – С. 10-18.

493. Лебедев Т.С., Собакарь Г.Т. Тектоника Северо-Восточного Приазовья. – Киев: Изд-во АН УССР, 1962. – с.
494. Лебедев Т.С., Корчяк В.А., Буртный П.А. Глубинное петроскоростное моделирование земной коры Среднего Побужья (Украина) // Геофиз. журн. – 1999. – 21, № 1. – С. 64-84.
495. Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.П., Буртный П.А. Петроскоростная модель Земной коры и природа раздела «М» по профилю Шереметовка–Чернобыль (Украинский щит) // Геофиз. сб. – 1976. – Вып. 74. – С. 38-47.
496. Лебединский В.И. Дайковые породы Житомирской области как составная часть Коростенского плутона // Зап. Всес. Мин. о-ва. – 1952. – 81, № 4. – С. 303-305.
497. Левковский Р.З. Рапакиви. – Л.: Недра, 1975. – 221 с.
498. Лесная И.М. Акцессорные минералы амфиболитов верховьев р. Рось // Геол. журн. – 1975. – 35, № 6. – С. 135-138.
499. Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. – Киев: Наук. думка, 1988. – 136 с.
500. Лесная И.М., Плоткина Т.Э., Степанюк Л.М., Бартицкий Е.Н. Возрастные этапы формирования мафит-эндербитовой ассоциации Побужья // Геохимия и рудообразование. – 1995. – № 21. – С. 56-69.
501. Литвин А.Л., Возняк Д.К., Мельников В.С., Раздорожный В.Ф. Онгониты Украины и условия их кристаллизации // Геол. журн. – 1988. – 48, № 5. – С. 112-118.
502. Литвин М.А. Использование колориметрических характеристик роговых обманок для уточнения РТ-условий метаморфизма // Геол. журн. – 1989. – 49, № 3. – С. 125-129.
503. Личак И.Л. Дайкові породи Західної Волині // Геол. журн. – 1954. – 14, № 1. – С. 13-28.
504. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. – Киев: Наук. думка, 1983. – 248 с.
505. Личак И.Л., Бугович В.И., Козак С.А., Крамаренко Н.К., Лавров П.И. Гранитоиды Украинского щита как источник керамического сырья. – Киев: Наук. думка, 1979. – 200 с.
506. Личак И.Л., Піскорська О.К. Про діоритові лампрофіри Волині // Геол. журн. – 1968. – 28, № 4. – С. 65-72.
507. Личак И.Л., Усенко И.С., Царовский И.Д., Щербаков И.Б. Гранитоидные формации Украинского щита // Петрография докембрия Русской платформы. – Киев: Наук. думка, 1970. – С. 32-45.
508. Логвин Э.И. О строении Коростышевского массива гранитов // Геол. журн. – 1960. – 20, № 5. – С. 37-50.
509. Лучицкий В.И., Лебедев П.И. Петрография Украины. – Л.: Изд-во АН СССР, 1934. – Т. 1. – 286 с.
510. Лучицкий В.И., Семененко М.П., Ткачук Л.Г., Усенко И.С. Український кристалічний масив. – Київ: Вид-во АН УРСР, 1947. – 322 с.
511. Лысак А.М., Пащенко В.Г. Собитовая формация западной части Украинского щита (объем и внутреннее строение) // Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. – Львов: Вища школа, 1981. – С. 92-104.
512. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Тектоническая структура южной части Саксаганской глыбы Украинского щита // Геотектоника – 1976. – № 5. – С. 27-32.
513. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Петрографо-геохимические особенности и генезис гнейсово-амфиболитовой формации бассейна р.Базавлук (Украинский щит) // Геол. журн. – 1976. – 36, № 6. – С. 55-67.
514. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Гнейсово-амфиболитовая формация бассейна р.Базавлук (Украинский щит) // Геол. журн. – 1978. – 38, № 5. – С. 89-98.
515. Ляшкевич З.М. Метасоматиты Восточного Приазовья. – Киев: Наук. думка, 1971. – 210 с.
516. Майерс Дж.С. Раннедокембрийский гнейсовый комплекс Гренландии // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 176-186.
517. Макивчук О.Ф., Семка В.А., Бондаренко С.Н. и др. Вещественный состав пород и условия локализации золоторудной минерализации на Майском месторождении (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1999. – 21, № 4. – С. 63-82.
518. Макрыгина В.А., Бакшеев В.А., Смирнова Е.В. Редкоземельные элементы в процессах метаморфизма и гранитизации умеренных давлений // Геохимия. – 1980. – № 2. – С. 163-174.
519. Малюк Б.И. К проблеме эволюции базальтовых магм докембрийских зеленокаменных поясов // Геохимия. – 1989. – № 5. – С. 805-815.
520. Малюк Б.И., Сиворонов А.А. О природе коматиитов // Геология и геофизика. – 1982. – № 4. – С. 32-40.
521. Малюк Б.И., Сиворонов А.А. К вопросу систематики коматиитов // Геология и геофизика. – 1984. – № 1. – С. 62-69.
522. Малюк Б.И., Сиворонов А.А. Первичные магмы толеитов докембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1986. – № 11. – С. 44-52.
523. Малюк Б.И., Сиворонов А.А., Кушинов Н.В. Петрохимия и вопросы генезиса метавулканитов дацит-андезит-толеитовых формаций Чертомлыкской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геол. журн. – 1989. – 49, № 4. – С. 81-93.
524. Марченко Е.Я., Стрекозов С.Н. Азовская рудоносная докембрийская структура Приазовья // Минеральні ресурси України. – 1999. – № 1. – С. 34-36.
525. Марченко Е.Я., Коньков Г.Г., Васенко В.И. О карбонатитовой природе Петрово-Гнутовской флюоритово-карбонатной дайки Приазовья // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1980. – № 1. – С. 24-27.
526. Марченко Е.Я., Металиди С.В., Потенба М.Т. и др. Криолит и другие фториды из гранитов Луговского массива юго-западного обрамления Коростенского плутона // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1983. – № 12. – С. 20-22.
527. Марченко Е.Я., Металиди С.В., Потенба М.Т. и др. Луговской массив криолитоносных гранитов в юго-западном обрамлении Коростенского плутона (докембрий Украинского щита) // Докл. АН СССР. – 1984. – 275, № 5. – С. 1146-1149.

528. Матковский О.И. Акцессорные минералы гранитоидов осницкого комплекса Волыни. – Львов: Изд-во Львов. гос. ун-та, 1956. – 51 с.
529. Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды Таймыра (метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование). – Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1972. – 158 с.
530. Махлаев Л.В., Щербаков И.Б. Разнообразие петрографических типов докембрийских ультраметагенных гранитоидов как следствие неоднородности корового субстрата гранитообразования // Геол. журн. – 1986. – 46, № 1. – С. 15-21.
531. Мельник Ю.М. Горсейскит из Завальевского графитового месторождения (Среднее Побужье) // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. – 1974. – 28, вып 1. – С. 68-72.
532. Мельников В.С., Возняк Д.К., Гречановская Е.Е. и др. Азовское цирконий-редкометальное месторождение: минералогические и генетические особенности // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 1. – С. 42-61.
533. Мельниченко Б.Ф., Скобелев В.М., Степанов В.О. Геохронология эндогенных рудоутворяющих процессов на Жовторіченському родовищі // Геохімія та екологія. Сб. науч. тр. ИГОС НАН Украины. – 2000. – В. 5/6. – С. 166-171.
534. Мельничук Э.В., Слынько П.И. Некоторые вопросы литологии, метаморфизма и полезных ископаемых центральной и северо-восточной части Украинского щита // Проблемы осад. геол. докембр. – М.: Наука, 1967. – С. 204-211.
535. Метабазитовые и кератофировые алюмосиликатные формации центральной части Украинского щита / Н.П. Семененко, В.Д. Ладиева, В.Л. Бойко, И.Н. Бордунов, В.А. Стульчиков. – Киев: Наук. думка, 1982. – 375 с.
536. Металиды В.С., Букович И.П., Высоцкий Б.Л. и др. О новом комплексном молибденовом рудопроявлении на Украинском щите // Геол. журн. – 1986. – № 5. – С. 102-105.
537. Металиды В.С., Глухов А.П. Редкие элементы в базальтоидных породах Овручского грабена (Украинский щит) // Геол. журн. – 1988. – № 1. – С. 43-46.
538. Металиды С.В., Нецаев С.В. Суцано-Пержанская зона (геология, минералогия, рудообразование). – Киев: Наук. думка, 1983. – 136 с.
539. Минеева В.Н., Щербаков И.Б. Дюмортьерит из пегматитов Братского синклиория Украинского щита // Минерал. журн. – 1994. – 16, №3-4. – С. 82-84.
540. Минеева В.Н., Щербакова Т.Г., Щербаков И.Б. Значение находки ставролита в белоцерковской толще // Геол. журн. – 1985. – 45, № 3. – С. 63-67.
541. Минералогия Приазовья / Лазаренко Е.К., Лавриненко Л.Ф., Бучинская Н.И. и др. – Киев: Наук. думка, 1981. – 432 с.
542. Митрохин О.В. До природы смугастих текстур у базитах Коростенського плутону // Вісн. Київ. ун-ту. – Геологія. – 1998. – Вип. 15. – С. 37-39.
543. Митрохин О.В. До питання про склад та вікові співвідношення відмін аортозитових порід Волині // Вісн. Київ. ун-ту. – Геологія. – 1998. – Вип. 15. – С. 39-41.
544. Митрохин О.В. Еволюція речовинного складу основних порід Коростенського плутону // Геологія і магматизм докембрію УЩ. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 203-204.
545. Митрохин О.В., Богданова С.В., Шумлянський Л.В. Аортозитові породи Федорівського масиву (Коростенський плутон, Український щит) // Сучасні проблеми геологічної науки. – Київ. – 2003. – С. 53-57.
546. Михайлова Н.П., Гинтов О.Б., Карзанова А.Я., Кравченко С.Н., Шевченко Т.П. О природе Ильинецкой кольцевой структуры в свете палеомагнитных данных // Геол. журн. – 1978. – 38, № 5. – С. 51-58.
547. Міхняцька Т.П., Рябенко В.А. Пізньопротерозойські дислокації, магматизм та корисні копалини фундаменту території України // Мінерал.ресурси України. – 2003. – № 1. – С. 12-14.
548. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. Пер. с япон. / Под ред. и с предисловием А.А. Маракушева. – М.: Мир, 1976. – 536 с.
549. Молявко В.Г., Галій В.А., Зінченко О.В. та ін. Петрологія Прутівського розшарованого габроїдного масиву (північний захід Українського щита) // Вісн. Київ. ун-ту. – Геологія. – 1996. – № 14. – С. 23-33.
550. Монахов В.С., Бондар М.М., Савицька А.Б. Турмалін-плагіоклаз-кварцові метасоматити зон субширотних розломів докембрію Сурської зеленокам'яної структури (Сергіївська ділянка) // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1989. – № 2. – С. 17-21.
551. Монахов В.С., Пономаренко А.Н., Белевцев А.Р. Известково-силикатные метасоматиты Украинского щита (на примере Клиновского участка): минералогия, петрохимия, генезис // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 2/3. – С. 71-80.
552. Мордовец Л.Ф., Веригина Р.С., Кузнецова М.Н. и др. Субвулканические породы андезит-трахиандезитового комплекса Северного Криворожья // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1977. – № 6. – С. 42-46.
553. Мурбат С. Граничные условия эволюции аржейской коры по возрастным и изотопным данным // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 356-366.
554. Найденов И.В., Аксаментова Н.В. Сравнительная характеристика основных гранулитов и метагабброидов раннего докембрия Белорусского массива // Геол. журн. – 1983. – 43, № 4. – С. 62-72.
555. Наливкина Э.Б. Генезис чарнокитов на примере юго-западной части Украинского кристаллического массива // Материалы по геологии территории Европейской части СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. – Л.: М-во геологии и охраны недр СССР. – Т.91, 1963. – 191 с.
556. Наливкина Э.Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. – М.: Недра, 1964. – 122 с.
557. Наливкина Э.Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. – М.: Недра, 1977. – 183 с.

558. Насац А.Г., Пигулевский П.И., Кичурчак В.М., Радзивилл А.Я. О взаимосвязи поверхностных структур докембрийского фундамента Среднеприднестровского и Приазовского геоблоков Украинского щита с поверхностью Мохоровичича // Геол. журн. – 1997. – № 1/2. – С. 131-135.
559. Недомолкин В.Ф. Ультраметаморфические гранитоиды Братского синклиория Кировоградского блока // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 204-206.
560. Недомолкин В.Ф., Ткаченко К.О. Про походження гранітоїдів Чигиринського масиву // Регіональні геол. дослідження. – Київ, 2001. – С. 115-116.
561. Некряч А.І. Диференційованість і багатозначність масивів гранітоїдів сурського комплексу (Середнє Придніпров'я, Український щит) // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 206-208.
562. Некряч А.І., Козар М.А. Мезоархейський габроїдний магматизм як один із важливих факторів геологічної будови Середнього Придніпров'я (на прикладі Славгородського району) // Регіональні геологічні дослідження в Україні. – Київ, 2001. – С. 117-119.
563. Некряч А.И., Сукач В.В. Про необхідність нового підходу до розчленування осадово-вулканогенних утворень зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я при геологізономочних роботах // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 53-55.
564. Некряч А.И., Малых М.М., Сукач В.В. Новые данные о стратиграфии Сурской зеленокаменной структуры // Геология і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 74-76.
565. Некряч А.И., Сукач В.В., Кузь В.Д. и др. Предложения по изменениям и дополнениям к действующей стратиграфической схеме расчленения зеленокаменных толщ Среднего Приднепровья // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 61-63.
566. Нечаев С.В. Вольфрамовая минерализация в Украинском щите, ее генезис и критерии прогнозирования // Геол. журн. – 1988. – № 1. – С. 16-26.
567. Нечаев С.В. Новый редкометалльный район Украинского щита // Геол. журн. – 1991. – № 4. – С. 119-122.
568. Нечаев С.В. Новое рудопроявление золота в Побужье // Геол. журн. – 1992. – № 4. – С. 129-132.
569. Нечаев С.В. Минералогическая зональность Украинского щита с позиций мобилизма // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 2. – С. 87-97.
570. Нечаев С.В. Амфиболито-гнейсовые комплексы – прогнозно-поисковый признак золотоносности структур Украинского щита // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 64-66
571. Нечаев С.В. Правомерны ли выделение бугской серии и ориентация на нее поисков золота в Украинском щите? // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 68-70.
572. Нечаев С.В., Семка В.А. Скарны Украины. – Киев: Наук. думка. – 1989. – 209 с.
573. Нечаев С.В., Бондаренко С.Н., Нечаев С.Вл. Танталониобаты из пегматитов центральной части Украинского щита // Геол. журн. – 1992. – № 3. – С. 85-89.
574. Нечаев С.В., Егорова Л.Н., Шаркин О.П. Политипия и рениеносность молибденита Украинского щита, их прикладное и научное значение // Геол. журн. – 1987. – 47, № 1. – С. 78-89.
575. Нечаев С.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А., Нечаева Т.С. Майское золоторудное месторождение // Минерал. журн. – 1994. – 16, № 2. – С. 55-66.
576. Нечаев С.В., Семка В.А., Воробей А.И., Самойлович Л.Г. Шеелиитносные скарны в западном контакте Корсунь-Новомиргородского плутона // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1986. – № 5. – С. 17-20.
577. Нечаев С.В., Кривдик С.Г., Крочук В.М., Мицкевич Н.Ю., Ткачук В.И. Циркон из сиенитов Ястребецкого массива (Украинский щит) – индикатор условий их кристаллизации // Минерал. журн. – 1986. – 8, № 2. – С. 45-56.
578. Николаев И.Ю. Геолого-геофизическая глубинная модель Орехово-Павлоградской повной зоны Украинского щита по данным геоэлектрических исследований и ее металлогения // аспекти проблеми геологічної науки. – Київ, 2003. – С. 61-63.
579. Никольский А.П. Взрывные метеоритные кратеры Украинского щита вблизи г. Винницы // Геол. журн. – 1975. – 35, № 4. – С. 76-86.
580. Никольский А.П., Прусс А.К. О расчленении гранитоидов складчатого докембрия Украинского щита при геологическом картировании // Геол. журн. – 1971. – 31, № 4. – С. 131-145.
581. Никонов А.І., Струева О.М. Древні седиментаційні конгломерато-брекчії Білозерського району // Геол. журн. – 1966. – 26, № 6. – С. 71-76.
582. Никулина Э.А. К проблеме генезиса и номенклатуры пород базит-гипербазитовых комплексов гранулитовых областей раннего докембрия (на примере Среднего Побужья) // Геол. журн. – 1981. – 41, № 6. – С. 100-111.
583. Никулина Э.А. Петрогенез и структурообразование в докембрии юго-западной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1991. – 104 с.
584. Обручев С.В. Основные подразделения протерозоя в СССР // Тр. XXII сессии МГК, проблема 10. – М.: Наука, 1964. – С. 15-23.
585. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. – Киев: Наук. думка, 1990. – 169 с.
586. Оровецкий Ю.П., Коболев В.П., Трипольский А.А. и др. Восточно-Европейско-Мозамбикский горячий пояс // Допов. НАН України. – 2002. – № 2. – С. 127-132.

587. Оровецкий Ю.П., Красовский С.С., Калюжная Л.Г. Строение и эволюционная модель земной коры Побужского синклиория (Украинский щит) // Геол. журн. – 1995. – № 2. – С. 52-56.
588. Оровецкий Ю.П., Красовский С.С., Калюжна Л.Г. Глибина будова і еволюційна модель Подніпровського палеосклепіння Українського щита // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.). – С. 73-74.
589. Оровецкий Ю.П., Яблочкина Л.М. Кировоградский глубинный магматический диапир и региональный минимум силы тяжести // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 1. – С. 39-42.
590. Оровецкий Ю.П., Яблочкина Л.М. Принцип внедрения основного расплава в Корсунь-Новомиргородском глубинном магматическом диапире // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 7. – С. 22-25.
591. Оровецкий Ю.П., Чекунов А.В., Науменко В.В., Николаенко Б.А. Проторифтогенный гранит-зеленокаменный пояс Восточной Европы // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1990. – № 4. – С. 18-26.
592. Орса В.И. Петрология гранито-гнейсового комплекса Среднего Придніпров'я. – Київ: Наук. думка, 1973. – 169 с.
593. Орса В.И. Об орбикулярных гранитоидах района г.Запорожья // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1974. – № 4. – С. 84-88.
594. Орса В.И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. – Киев: Наук. думка, 1988. – 202 с.
595. Орса В.И., Киктенко В.Ф., Рябokonь С.М. О проявлениях медной минерализации в пределах Лощаменского массива кварцевых диоритов // Геол. журн. – 1978. – 38, № 3. – С. 115-120.
596. Осадчий В.К., Куц В.П. Колумбітоносні граніти Приазов'я // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1968. – № 12. – С. 1090-1093.
597. Осадчий В.К., Стадник В.А., Лапицкий Э.М. Бадделейт из карбонатитов Украинского щита // Геол. журн. – 1975. – 35, № 4. – С. 118-123.
598. Осьмачко Л.С., Таранюк О.В. Осипенківський гранодіоритовий масив як вторинно-дислокаційна структура // Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2002. – № 21/22. – С. 86-88.
599. Павлов Г.Г. Петрохимические особенности основных пород габбро-анортозитовой формации Украинского щита // Вест. Киев. ун-та. – 1982. – Вып. 9. – С. 42-53.
600. Павлов Г.Г., Молявко В.Г., Зинченко О.В. Базитові магматичні формації етапу стабілізації Українського щита // 36. наук. праць Геологічного ін-ту Київ. ун-ту. – 1996. – № 2. – С. 47-58.
601. Пап А.М. Нижний докембрий Беларуси. – Минск: Ин-т геол. наук АН Беларуси, 1996. – 212 с.
602. Паранько И.С. Докембрийские конгломератсодержащие и конгломератовые формации Украинского щита // Геол. журн. – 1987. – № 5. – С. 83-92.
603. Пастухов В.Г., Астахов К.П., Баганян М.К. и др. Геодинамическая карта Украины. М-б 1:1 000 000. Объясн. зап. – Киев: Госкомгеология Украины, 1993. – 213 с.
604. Пастухов В.Г., Хворова Г.В. Палеогеодинамические реконструкции Украинского щита // Геологическое картирование раннедокембрийских комплексов. – М., 1994. – С. 318-373.
605. Переверзев С.И. Новые данные о возрасте и стратиграфическом положении осипенковской свиты (Приазовский блок) // Геол. журн. – 1989. – 49, № 4. – С. 56-64.
606. Переверзев С.И. К вопросу о стратиграфии нижнего архея Западного Приазовья // Геол. журн. – 1989. – 49, № 5. – С. 56-68.
607. Переверзев С.И. Новые данные об архее Славгородского района // Мінерал. ресурси України. – 2003. – № 1. – С. 29-32.
608. Переверзев С.И. Метаморфизм Славгородского района // Мінеральні ресурси України. ( В печати ).
609. Переверзев С.И. Метаморфизм Томаковского района // Мінеральні ресурси України ( В печати ).
610. Переверзев С.И. Томаковская свита – новое подразделение в составе аульской серии // Мінеральні ресурси України ( В печати ).
611. Переверзев С.И., Лазаренко С.Э. Петрохимические и геохимические особенности гранитоидов Западно-приазовского района // Геол. журн. – 1990. – № 3. – С. 41-52.
612. Переверзев С.И., Лазаренко С.Э., Стариченко З.А. Косивцевская толща в разрезе западноприазовской серии: состав и генезис // Геол. журн. – 1989. – 49, № 1. – С. 123-131.
613. Петренко А.А. Тектоника и неотектоника Конкско-Ялынской впадины // Мінерал. ресурси України. – 2002. – № 3. – С. 14-15.
614. Петрографічний кодекс України / Відпов. ред. І.Б. Щербаков. – Київ, 1999. – 81 с.
615. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Есипчук К.Е., Шермет Е.М., Зинченко О.В. и др. / Под ред. Щербакова И.Б. – Киев: Наук. думка, 1990. – 236 с.
616. Петрология Кировоградского блока Украинского щита ( разрез по р. Большая Вись ) / Щербаков И.Б., Крамаренко Н.К., Рокачук Т.А. и др. / Под ред. Щербакова И.Б.: Препр. ИГМР НАН Украины. – Киев, 1997. – 70 с.
617. Пискорская Е.К. Кристаллические известняки из района Ушомир-Пугачевка на Воляни // Геол. журн. – 1969. – 29, № 5. – С. 126-134.
618. Пискорская Е.К. Петрография и метаморфизм докембрийских пород Ушомирского блока на Воляни: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Киев, 1972. – 26 с.



619. Платонов А.Н., Платонова Е.А., Гелета О.Л. Опыт оптико-спектроскопического и колориметрического исследования породообразующего микроклина, окрашенного микровключением оксидных железных фаз // Минерал. журн. – 2000. – № 4. – С. 3-7.
620. Плоткина Т.Э. Реконструкция первичного состава эндробито-гнейсов Хашсвато-Завальевского блока Украинского щита петрохимическими методами // Геол. журн. – 1994. – № 1. – С. 97-102.
621. Полканов А.А. Плутон габбро-лабрадоритов Волины УССР. – Л.: Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1948. – 80 с.
622. Половинкина Ю.Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива (опыт тектоно-магматического анализа) // Тр. ВСЕГЕИ. – Т. 1. – М.: Госгеолтехиздат, 1954. – 94 с.
623. Половинкина Ю.Ир. О гиперстенитах Корсак-Могилы и Каменной Могилы в Западном Приазовье // Петрографич. сб. ВСЕГЕИ. Нов. сер. – 1962. – 73, № 4. – С. 217-225.
624. Половинкина Ю.Ир. Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива // Проблемы осадоч. геологии докембрия. – М.: Наука, 1967. – С. 113-119.
625. Половинкина Ю.Ир., Наливкина Э.Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – 135 с.
626. Половко Н.И., Сироштан Р.И., Бондарева Н.М. и др. Карбонатные породы Украинского щита. – Киев: Наук думка, 1975. – 146 с.
627. Полуновский Р.М., Ласьков В.А., Гладышевская Н.Н. Новый массив гранитов каменномогильского типа в Приазовье // Геол. журн. – 1969. – 29, № 3. – С. 74-77.
628. Повомаренко О.М. Уран-свинцева геохронология раннего докембрия Украинского щита: Автореф. дис.доктора геол. наук. – Киев, 2003. – 39 с.
629. Потапчук И.С. Новые данные о тектоно-магматической активизации южного склона Приазовского массива в палеозое и мезозое и их металлогеническое значение // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1984. – № 4. – С. 24-27.
630. Потапчук И.С., Шаталов Н.Н., Назаренко И.М. и др. О новом проявлении щелочных сиенитов в Приазовье // Геол. журн. – 1982. – 42, № 3. – С. 131-136.
631. Раздорожный К.Ф., Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. Лампроитоподобные слюдяные ультрабазиты западной части Приазовского геоблока Украинского щита // Геология і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. Міжвідом. нар. (Київ, квіт. 1998 р.) – С. 79-81.
632. Решетняк В.В., Ефименко Н.Г. Железисто-кремнистые формации Криворожского железорудного бассейна // Геол. журн. – 1984. – 44, № 5. – С. 18-26.
633. Рокачук Т.А. петрологические аспекты люминесценции полевых шпатов. – Киев: Наук.думка, 1988. – 200 с.
634. Рокачук Т.А., Беспалько Н.А., Крамаренко Н.К., Хатунцева А.Я. Корреляция гранитоидов Украинского щита по особенностям термолюминесценции щелочных полевых шпатов // Геол. журн. – 1980. – 40, № 1. – С. 25-34.
635. Рокачук Т.А., Щербаков И.Б., Крамаренко Н.К. и др. Люминесценция салических породообразующих минералов. Петрологические приложения. – Киев: ИГМР НАН Украины. – 2000. – 85 с.
636. Рудницький П.М. Попередні результати вивчення Володарської групи магнітних аномалій // Геол. журн. – 1961. – 21, № 6. – С. 44-55.
637. Русаков Н.Ф., Кравченко Г.Л. К вопросу о структуре Черниговского массива карбонатитов (Приазовье) // Геол. журн. – 1986. – 46, № 4. – С. 112-118.
638. Русаков Н.Ф., Русакова А.Ф., Литовский Д.И. и др. Сапфириносодержащий кристаллический сланец в гнейсово-кристаллосланцевой формации Салтычанского антиклинария // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. – Киев: Наук. думка, 1979. – С. 152-154.
639. Рябенко В.А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1970. – 128 с.
640. Рябенко В.А. О влиянии блоков архейского фундамента на формирование протерозойских осадочно-вулканогенных толщ Украинского щита // Проблемы геологии докембрия. – Киев: Наук. думка, 1971. – С. 95-110
641. Рябенко В.А., Михницкая Т.П. Рифей Украины. – Киев, 2000. – 179 с.
642. Рябоконт В.В., Щербаков И.Б. События Украинского щита и их генезис // Препринт ИГФМ АН УССР. – Киев, 1977. – 54 с.
643. Рябоконт В.В., Щербаков И.Б., Калиниченко А.М. и др. Высокобариевый флогопит из кальцифиров Среднего Побужья Украинского щита // Минерал. журн. – 1994. – 16, № 1. – С. 90-93.
644. Рябоконт В.В., Щербаков И.Б., Зюльцле В.В., Костюченко В.С. Бариевая минерализация Голованевской шовной зоны Украинского щита // Минерал. журн. – 1994. – 16, № 2. – С. 67-77.
645. Рябчиков И.Д., Брай Г.П. Магмообразование на ранних этапах земной истории // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. – С. 94-102.
646. Самсонов А.В., Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Чернышев И.В. Геохронология архейского аульского гнейсового комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита // Петрология. – 1993. – 1, № 1. – С. 29-49.
647. Свешников К.И. О возрастной последовательности пород Корсунь-Новомиргородского плутона // Геол. журн. – 1981. – 41, № 4. – С. 62-68.
648. Свешников К.И., Колосовская В.А. Западный и восточный сегменты фундамента Восточно-Европейской платформы – геоблоковые докембрийские структуры первого порядка // Комплексные металлогенические исследования для оценки геоструктур земной коры. – Л.: 1986. – С. 25-32.

649. Свешников К.И., Гасанов Ю.М., Гожиц А.П. и др. Объемы и возрастная последовательность гранитоидных формаций южной части Ингуло-Ингулецкого района // Геол. журн. – 1991. – №1. – С. 84-92.
650. Свешников К.И., Красовский С.С., Пашкевич И.К. Соотношение гранитного магматизма центральной части Украинского щита (Ингуло-Ингулецкий район) с глубинными неоднородностями литосферы // Докл. НАН Украины. – 1993. – № 2. – С. 112-116.
651. Свешников К.И., Пашенко В.Г., Колосовська В.А., Постников О.В. Особливості будови Українського щита як складової частини Воронезько-Українського геоблоку // Збірник наук. праць УкрДПГ. – 2001. – № 1-2. – С. 66-70.
652. Семененко Н.П. Гранулиты и чарнокиты Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1995 – 104 с.
653. Семененко Н.П. Токовский гранитный массив // Геология СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – Т. 5. – С. 271-272.
654. Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. – Киев: Наук. думка, 1966. – 296 с.
655. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Кононов Ю.В. Рудная специализация метасоматитов Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1977. – № 6. – С. 26-31.
656. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Киричек Б.Д., Зыков Е.А., Зайцев А.А. и др. Зоны метасоматитов в гранитоидах и мигматитах Базавлукского пояса // Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. – Киев: Наук. думка, 1975. – С. 187-197.
657. Семененко Н.П., Половко Н.И., Жуков Г.В., Ладиева В.Д., Макухина А.А. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. – Киев: Изд-во АН УССР, 1956. – 535 с.
658. Семененко Н.П., Сироштан Р.И., Степанец В.Д. Поле мигматитов и гранитов р.Ингульца. – Киев: Изд-во АН УССР, 1954. – 163 с.
659. Семененко Н.П., Яроцук Э.А., Великанов Ю.Ф. и др. Связь мезозойского платформенного магматизма с зонами активации в докембрии Северного Криворожья // Геохимия и рудообразование. – 1985. – № 3. – С. 3-13.
660. Сиворонов А.А., Бобров А.Б. Об Аполлоновском палеовулкане (Сурская зеленокаменная структура, Среднее Приднестровье) // Геол. журн. – 1987. – 47, № 2. – С. 138-143.
661. Сиворонов А.А., Жихарев А.П. Строение, состав и стратиграфическое положение биотит-роговообманково-сланцевой (метаандезитовой) формации тетерева комплекса // Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. – Львов: Вища школа, 1981. – С. 75-88.
662. Сиворонов А.А., Малюк Б.И. Мантійний магматизм раннедокембрійських зеленокаменних поясів і деякі аспекти формування ультраосновних расплавів // Мантійні ксеноліти і проблема ультраосновних магм. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 130-137.
663. Сиворонов А.А., Малюк Б.И. “Серые гнейсы” и проблема древнейшей континентальной земной коры // Геол. журн. – 1984. – 44, № 1. – С.110-119.
664. Сиворонов А.А., Малюк Б.И. Еще раз о коматиитах // Геол. журн. – 1984. – 44, № 4. – С. 132-136.
665. Сиворонов А.А., Сирота М.Г., Бобров А.Б. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской зеленокаменной области // Геол. журн. – 1983. – 43, № 6. – С. 52-64.
666. Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Смоголюк А.Г., Трошак С.А. Метаморфизованная коматиит-толеитовая формация Сурской зеленокаменной структуры // Геол. журн. – 1983. – 43, № 3. – С. 108-121.
667. Сиворонов А.А., Киктенко В.Ф., Колий В.Д., Смоголюк А.Г. Метаморфизованная дацит-андезит-толеитовая формация Конкской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геол. журн. – 1986. – 46, № 1. – С. 83-94.
668. Сиворонов А.А., Берзенин Б.З., Малюк Б.И., Бобров А.Б., Воронова С.Г. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрійських зеленокаменних поясів Українського щита. Стаття 1. Стрoєння і склад // Геол. журн. – 1981. – 41, № 5. – С. 20-28.
669. Сиворонов А.А., Малюк Б.И., Берзенин Б.З. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрійських зеленокаменних поясів Українського щита. Стаття 2. Петрохимія і генезис // Геол. журн. – 1981. – 41, № 6. – С. 19-29.
670. Сиворонов А.А., Малюк Б.И., Бобров А.Б. и др. Состав, строение и металлогения зеленокаменных поясов Среднего Приднестровья // Докембрійські трoєві структури Байкало-Амурського регіону і їх металлогенія. – Новосибирск : Наука, 1985. – С. 177-188.
671. Сиворонов А.А., Смоголюк А.Г., Малюк Б.И., Бобров А.Б. Коматииты зеленокаменных поясов Среднего Приднестровья. Ст. 1. Петрография // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологии. – 1988. – Т. 63, вып. 5. – С. 88-97.
672. Сидоренко А.В., Тяжков В.А., Розен О.М. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. Постановка проблемы. – М.: Наука, 1972. – 212 с.
673. Сироштан Р.И. Кристалічні вапняки Побужжя // Геол. журн. – 1950. – 10, №2. – С. 15-25.
674. Скаржинская Т.А. Основные породы дайковой фации Белозерского железорудного района // Петрография докембрия Русской платформы. – Киев: Наук. думка, 1970. – С. 236-241.
675. Скобелев В.М. Геохронология гранитоидов Северо-Западного района Украинского щита // Геол. журн. – 1980. – 40, № 4. – С. 136-142.
676. Скобелев В.М. Петрохимия и геохронология докембрійських образований Северо-Западного района Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1987. – 140 с.
677. Скобелев В.М., Яковлев Б.Г., Галий С.А. и др. Петрогенезис никеленосных габброидных интрузий Волинского мегаблока Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1991. – 140 с.

678. Скопиченко И.М., Слипченко В.В. О микроэлементах в породах жильной серии Покрово-Киреевского массива // Геол. журн. – 1978. – 38, № 4. – С. 123-127.
679. Скуридин Г.С. Бариевые и баритсодержащие полевые шпаты Токовского массива // Вопросы геохронол., минер., петрол. и рудообразования. – Киев: Наук. думка, 1979. – С. 82-86.
680. Слензак О.И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. – Киев: Изд-во АН УССР, 1960. – 211 с.
681. Слензак О.И. Про структуру Українського докембрію. – Київ: Наук.думка, 1965. – 125 с.
682. Слензак О.И. Структуры пересечения парных метаморфических поясов докембрия. – Киев: Наук.думка, 1978. – 109 с.
683. Слипченко В.А. Петрография дайковых пород западной части Приазовского кристаллического массива: Автореф. дисс.канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1955. – 22 с.
684. Слипченко В.А. Петрохімічні особливості дайкових порід Західного Приазов'я // Наук. зап. Київ. ун-ту. – 1957. – 16, вип. 14. – С. 157-162.
685. Слипченко В.А. До геології та умов утворення дайкових порід Західного Приазов'я // Наук. зап. Київ. ун-ту. – 1959. – 18, вип. 6. – 189-199.
686. Слипченко В.В. О генезисе метабазитов Среднего Побужья (по петрохимическим данным) // Геол. журн. – 1978. – 38, № 1. – С. 113-121.
687. Слынько П.И. Основные и ультраосновные породы северо-восточной части Украинского щита // Петрография докембрия Русской платформы. – Киев: Наук. думка, 1970. – С. 181-186.
688. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1947. – 128 с.
689. Соллогуб В.Б. Земная кора Украины // Геофиз. журн. – 1982. – 4, № 4. – С. 3-25.
690. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. – Киев: Наук. думка, 1986. – 184 с.
691. Соллогуб В.Б., Калюжная Л.Т. Глубинное строение земной коры Овручской синклинали (Украинский щит) по данным глубинного сейсмического зондирования // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 9. – С. 28-30.
692. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Литосфера юго-восточной Европы по данным геофизики // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1983. – № 12. – С. 3-12.
693. Соллогуб В.Б., Калюжная Л.Т., Чекунов А.В. Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований // Геофиз. сб. АН УССР. – 1968. – Вып. 25. – С. 31-45.
694. Соломатин Ю.П. Геолого-структурные особенности юго-западной части Кировоградского блока // Геол. журн. – 1978. – № 1. – С. 96-106.
695. Солоненко И.С., Струева О.М., Смоголюк А.Г. Нефритоподобные тремолититы Верховцевского района // Геохимия и рудообразование. – 1977. – № 6. – С. 58-64.
696. Сорохтин Н.О. Теоретические аспекты геодинамики раннего докембрия // Геол. картирование раннедокембрийских комплексов – М.: Наука, 1994. – С. 438-483.
697. Справочник по петрографии Украины (магматические и метаморфические породы) / Усенко И.С., Есипчук К.Е., Личак И.Л. и др. – Киев: Наук. думка, 1975. – 578 с.
698. Стадник В.А., Осадчий В.К. Эффузивные карбонатиты зоны сочленения Украинского щита и Донбасса // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1978. – № 11. – С. 983-988.
699. Стадник В.А., Шрамченко И.Ф., Шковыра Ю.Д. Анортозиты Западного Приазовья // Геохимия и рудообразование. – 1984. – № 12. – С. 36-38.
700. Степанюк Л.М. Кристаллогенезис и возраст циркона из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 4. – С. 10-20.
701. Степанюк Л.М. Последовательность проявления геологических процессов в породах бугской серии ( Среднее Побужье ) // Минерал. журн. – 1999. – 21, № 5/6. – С. 86-92.
702. Степанюк Л.М. Геохронология докембрия западной части Украинского щита (архей-палеопротерозой): Автореф. дис. на соискание ученой степени доктора геологических наук. – Киев, 2000. – 34 с.
703. Степанюк Л.М., Андриенко О.М., Довбуш Т.І. Ізотопний вік чарнокітів Середнього Побужжя // Збірник наук.праць УДГУ. – Київ. – 2000. – №1-2. – С.115-119.
704. Степанюк Л.М., Андриенко О.М., Довбуш Т.Г., Бовдаренко В.К. Геохронологія Новоукраїнського масиву // Мінерал. журн. – 2004. ( в печати ).
705. Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Загітко В.М. Sm-Nd ізотопна систематика гнейсових комплексів західної частини УЩ // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 109-112.
706. Степанюк Л.М., Лесная И.М., Бартицкий Е.Н. Генезис и возраст циркона из чарнокитоидов Завальевского блока Среднего Побужья // Минерал. журн. – 1995. – 17, № 5. – С. 30-39.
707. Степанюк Л.М., Бибикина Е.В. Клайсен С., Скобелев В.М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита // Минерал. журн. – 1988. – № 5. – С. 72-80.
708. Степанюк Л.М., Гринченко О.В., Загітко В.М., Бартицкий Є.М. Уран-свинцевий вік жильних гранітоїдів Середнього Побужжя // Допов. НАН України. – 1996. – № 11. – С. 129-133.
709. Степанюк Л.М., Есипчук К.Ю., Бойченко С.О. та ін. Про час формування гранітів басейну річок Тетерів та Ірпінь // Мінерал. журн. – 2000. – 22, № 1. – С. 115-118.

710. Стеценко М.Е., Вишневский А.А., Долгова В.И., Яценко О.Н., Колесник Ю.Н. Дайки ультрабазитов зоны сочленения Днепровского и Приазовского блоков Украинского щита // Геол. журн. – 1993. – № 5. – С. 60-68.
711. Стеценко М.Е., Стеценко Н.С. Ультрабазиты Украинского щита. Массивы и проявления. – Киев: Наук. думка, 1992. – 293 с.
712. Струева О.М. Граниты Верховцевского района и их взаимоотношение с породами метаморфического комплекса // Геол. журн. – 1977. – 37, № 4. – С. 36-49.
713. Струева О.М. Коматииты Среднего Приднепровья – факт или мода? // Геол. журн. – 1983. – 43, № 4. – С. 45-52.
714. Струева О.М. Результаты обсуждения проблемы коматиитов в Среднем Приднепровье // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1988. – № 16. – С. 47-57.
715. Струева О.М. О дискуссионных вопросах стратиграфии докембрия Среднего Приднепровья – действительных и мнимых // Геол. журн. – 1999. – № 5. – С. 136-147.
716. Струева О.М., Скаржинская Т.А. Кислые и средние эффузивы Белозерского и Верховцевского районов и их место в разрезе железисто-кремнистых формаций Украинского щита // Геол. журн. – 1979. – 39, № 3. – С. 73-90.
717. Структурно-формационная карта кристаллического основания юго-западной части Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.А. Колосовской. – Киев: Наук. думка, 1992.
718. Стрыгин А.И., Кобзарь В.Н., Казаков Л.Р. Валунно-галечный материал в тетеревских гнейсах ( Украинский щит ) // Докл. АН СССР. – 1964. – 158, № 3. – С. 609-612.
719. Стрыгин А.И., Ярошук М.А. Петрография и генезис пород Володарской группы магнитных аномалий // Геол. журн. – 1964. – 24, № 4. – С. 36-49.
720. Сукач В.С., Иванушко А.С. О происхождении “конгломератов” тетеревской серии // Геол. журн. – 1977. – 37, № 4. – С. 129-137.
721. Сукач В.В., Некряч А.И., Бобров О.Б. Речовинний склад та стратиграфічне положення золотовміщуючої Аполоновсько-Сергіївської вулканоплутоїчної асоціації (Середнє Придніпров'я, Український щит) // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 112-115.
722. Сулова С.Н. Коматииты из нижнедокембрийских метаморфизованных вулканогенных толщ Кольского полуострова // ДАН СССР. – 1976. – 228, № 3. – С. 697-700.
723. Сьомка В.О., Нечаев С.В., Максимчук І.Г. Високобарієвий флогопіт з докембрійських скарнів Українського щита // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1989. – № 2. – С. 21-24.
724. Танатар-Бараш З.И. Ультраосновные породы девладовского дайкового комплекса и парагенетические соотношения минералов // Геология и рудоносность юга Украины. – 1970. – № 3. – С. 61-72.
725. Тарасенко В.С., Коломиец Г.Д., Бойко Д.Д. Петрология и рудоносность анортозитов Корсунь-Новомиргородского плутона // Геол. журн. – 1986. – 46, № 1. – С. 62-68.
726. Тарасенко В.С., Кривонос В.П., Жиленко Л.А. Петрология и рудоносность габброидов Южно-Кальчикского массива (Восточное Приазовье) // Геол. журн. – 1989. – 49, № 5. – С. 78-88.
727. Татаринова Е.А., Артеменко Г.В., Довбуш Т.И. Возраст кластогенного и метаморфогенного циркона в пределах гуляйпольской свиты // Минерал. журн. – 2001. – 23, № 2/3. – С. 61-63.
728. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция: Пер. с англ. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
729. Тимошенко О.Д. Структура Малотерсянского щелочного массива // Геология и рудоносность юга Украины. – 1975. – Вып. 7. – С. 20-24.
730. Тимошенко О.Д., Мальмет Ж.Г. О формационной принадлежности и генетических особенностях фойяитов Малотерсянского массива // Геол. журн. – 1984. – 44, № 5. – С. 46-81.
731. Титов В.К., Шумлянский В.А., Мельниченко Б.Ф., Анисимов В.А. Первая находка жильного флюорита в Кировоградско-Черкасской зоне разломов Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 3. – С. 27-30.
732. Ткачук В.И. О генезисе сиенитов Ястребецкого массива // Геол. журн. – 1987. – № 2. – С. 106-111.
733. Ткачук В.И., Кривдик С.Г. Особенности химического состава биотитов Ястребецкого сиенитового массива // Минерал. журн. – 1988. – 10, № 6. – С. 74-79.
734. Ткачук Л.Г. Докембрійські кристалічні породи і їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рр. Тясьміву та Вільшанки // Тр. УЦДГІ – 1934. – Т. 5, вип. 2. – С. 149-174.
735. Ткачук Л.Г. Гайворон-завальський комплекс чарнокіто-норитових порід та зв'язані з ними родовища хроміту. – Київ: Вид-во АН УРСР, 1940. – 58 с.
736. Ткачук Л.Г. Интрузивно-эффузивные породы Ровенской области УССР // Науч. зап. Львов. политехи. ин-та. – 1948. – Вып. 3, № 1. – С. 31-40.
737. Ткачук Л.Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву (Ровенська область). – Львів: Вид-во Львів. геол. тов-ва, 1948. – 117 с.
738. Ткачук Л.Г. Осницкий интрузивный комплекс и сопряженные с ним мигматиты и клесовиты. – Геология СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – Т. 5. – С. 110-119.
739. Ткачук Л.Г., Хатунцева А.Я. Осницкий комплекс // Стратиграфія УРСР. Т. 1. Докембрій. – Київ: Наук. думка, 1972. – С. 263-279.

740. Толстой М.И., Гасанов Ю.Л. Петрогеохимические особенности гранитоидных образований Приазовья // Вест. Киев. ун-та. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1985. – № 12. – С. 3-13.
741. Толстой М.И., Берзенин Б.З., Гасанов Ю.Л. и др. Возрастное положение гранитоидных комплексов юго-восточной части Украинского щита // Геол. журн. – 1991. – № 4. – С. 40-46.
742. Толстой М.И., Панов Б.С., Шеремет Е.Н. Особенности геохимической специализации докембрийских гранитоидов южной части Украинского щита // Вест. Киев. ун-та. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1986. – № 13. – С. 3-9.
743. Толстой М.И., Свешников К.И., Гасанов Ю.Л. и др. Вещественный состав и физические свойства гранитоидов Ингуло-Ингулецкого района // Вест. Киев. ун-та. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1989. – Вып. 16. – С. 20-32.
744. Толстой М.И., Свешников К.И., Гасанов Ю.Л. и др. О расчленении кировоградско-житомирского комплекса Украинского щита // Геол. журн. – 1992. – № 2. – С. 108-114.
745. Томурко Л.Л., Щербаков И.Б. Окислительно-восстановительный режим формирования гранитоидов Украинского щита // Геол. журн. – 1994. – № 1. – С. 80-89.
746. Трипольский А.А. Структура земной коры древних щитов по сейсмическим данным: Автореф. дис. доктора геол.-мин. наук. – Киев, 1995. – 30 с.
747. Трипольский А.А., Калужная Л.Г., Омельченко В.Д. Особенности глубинного строения плутонов гранитов рапакиви и габбро-анортозитов Украинского и Балтийского щитов ( по геофизическим данным ) // Геофиз. журн. – 2000. – № 6. – С. 121-137.
748. Троценко В.Н. Плагиграитоидные комплексы Криворожско-Кременчутской структурно-фациальной зоны // Сов. геология. – 1973. – Вып. 3. – С. 116-127.
749. Уиндли Б.Ф. Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 115-122.
750. Ультрабазитовые формации Центральной части Украинского щита / Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. – Киев: Наук. думка, 1979. – 411 с.
751. Усенко И.С. Боков'янський норито-сієнітовий (чарнокітовий) комплекс // Український кристалічний масив. – Київ: Вид-во АН УРСР, 1947. – С. 253-256.
752. Усенко И.С. Метабазиты Приднепровья ( Петрографическая характеристика ) – Киев: Изд-во Киевского ун-та, 1948. – 191 с.
753. Усенко И.С. Про жильні породи Українського кристалічного масиву // Геол. журн. – 1952. – № 4. – С. 3-19.
754. Усенко И.С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. – Киев: Изд-во АН УССР, 1953. – 100 с.
755. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы бассейна Южного Буга. – Киев: Изд-во АН УССР, 1958. – 142 с.
756. Усенко И.С. О генезисе метабазитов средней части бассейна р. Южного Буга // Геол. журн. – 1959. – 19, № 5. – С. 17-28.
757. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. – Киев: Изд-во АН УССР, 1960. – 220 с.
758. Усенко И.С. Парагенетичний аналіз метабазитів Приазов'я // Геол. журн. – 1960. – 20, № 4. – С. 3-13.
759. Усенко И.С., Єсипчук К.Ю., Цуканов В.О. Архейські геологічні формації Приазов'я // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1971. – № 8. – С. 684-688.
760. Усенко И.С., Кравченко Г.Л., Сахацький І.І. і Довгань Р.М. Про золотоносність Сорокинської тектонічної зони (Приазов'я) // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1973. – № 4. – С. 322-327.
761. Усенко И.С., Кравченко Г.Л., Хмарук Т.Г. Ультрабазиты Мариупольского железорудного месторождения // Геол. журн. – 1970. – 30, № 3. – С. 35-47.
762. Усенко И.С., Орса В.І., Хатунцева А.Я., Цуканов В.О. та ін. Геосинклінальні гранітоїди Українського щита // Геол. журн. – 1973. – 33, № 1. – С. 3-13.
763. Усенко И.С., Рокачук Т.А., Крамаренко Н.К. и др. / Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1980. – 196 с.
764. Усенко И.С., Сухорада А.В., Щербаков И.Б. Про розподіл заліза між біотитом і магнетитом в уманських гранітах // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1973. – № 7. – С. 604-606.
765. Усенко И.С., Хмарук Т.Г., Кравченко Г.Л., Довгань Р.Н. Об условиях метаморфизма кристаллических сланцев р. Берды (Приазовье) // Геохимия и рудообразование. – 1973. – Вып. 2. – С. 21-31.
766. Усенко И.С., Щербаков И.Б. Об эоклиптоподобных породах Побужья // Петрология и формационное деление Русской платформы. – Киев: Наук. думка, 1966. – С. 47-55.
767. Усенко И.С., Щербаков И.Б., Заяц А.П. Биотиты докембрия. – Киев: Наук. думка, – 1972. – 150 с.
768. Усенко И.С., Щербак Н.П., Щербаков И.Б. и др. Магматические формации Украинского щита // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. – М.: Недра, 1982. – С. 15-22.
769. Усенко И.С., Щербаков И.Б., Заяц А.П. Об унаследованном характере состава биотитов гранитоидов и его петрогенетическом значении // Геол. журн. – 1971. – 31, № 4. – С. 88-92.
770. Усенко И.С., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И. и др. Метаморфизм Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1982. – 306 с.
771. Усенко И.С., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И. и др. Метаморфизм Украинского щита // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1984. – С. 226-232.
772. Усенко И.С., Яковлев Б.Г., Никулина Э.А. Основные-ультраосновные метавулканиды древнейшего основания Украинского щита // Геол. журн. – 1982. – 42, № 5. – С. 100-112.

773. Ушакова О.М. Парагенетичний аналіз кристалічних вапняків с.Завалля на Середньому Побужжі // Допов. та повідомлення Львівськ. ун-ту. – 1959. – В. 8, ч. 2. – С.72-80.
774. Федорин Я.В. Модель еволюції ранньої Землі. – Київ: Наук. думка, 1991. – 110 с.
775. Федоровський В.С. Раннепротерозойские зеленокаменные пояса Байкальской горной области // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 46-53.
776. Федотова Л.А. Особенности отличия редкометальных гранитов формации рапакиви от редкометальных агапитовых гранитов Украинского щита // Наукові праці Дон. НТУ. – Донецьк, 2001. – С. 124-128.
777. Федюшин С.Е. Новые данные о юго-восточной границе Кировоградского блока // Геол. журн. – 1974. – 34, №2. – С. 132-133.
778. Федюшин С.Е., Веригин М.И., Жилкинский С.И. Новые данные о возможном продолжении Девладовской зоны разлома на запад от Криворожской полосы // Геол. журн. – 1974. – 34, № 1. – С. 115-118.
779. Фоменко В.Ю., Коржнев М.Н., Пиковский Е.Ш. и др. Особенности строения железорудной толщи Правобережного района Украинского щита // Геол. журн. – 1986. – 46, № 1. – С. 38-51.
780. Фомін О.Б. Геохімічні критерії виділення в Середньому Побужжі гіпербазитової формації // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1971. – № 12. – С. 1084-1088.
781. Фомин А.Б. Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1979. – 228 с.
782. Фомин А.Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1984. – 232 с.
783. Фомин О.Б., Егоров О.С., Когут К.В. О коматитах Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1980. – № 2. – С. 38-42.
784. Фомин О.Б., Каневский А.Я. О металлоносности ультраосновных пород Первомайско-Голованевского синклинория (УЩ) // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1975. – № 12. – С. 1091-1095.
785. Фомін О.Б., Костюченко В.С. Дуніти басейну р. Ірпінь // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1972. – № 9. – С. 799-802.
786. Фомин О.Б., Латыш И.К., Кравченко Г.Л., Когут К.В. О распределении платины и палладия в базит-гипербазитовых комплексах Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1980. – № 9. – С. 33-37.
787. Фомин О.Б., Сахацкий И.И. Распределение золота в ультраосновных породах Среднего Побужья (Украинский щит) // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1976. – № 10. – С. 889-893.
788. Фомин А.Б., Тимофеев В.М., Металиди С.В. Оливиниты в Коростенском плутоне // Докл. АН УССР. – 1977. – № 7. – С. 406-410.
789. Хатунцева А.Я. Стратиграфия докембрия северо-западной (волинской) части Украинского щита // Геол. журн. – 1971. – 32, вып. 1. – С. 140-151.
790. Хатунцева А.Я. О формациях крайнего северо-запада Украинского щита // Геол. журн. – 1972. – № 2. – С. 59-66.
791. Хатунцева А.Я. Лептитовая формация северо-запада Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1977. – 140 с.
792. Хатунцева А.Я., Ивантишин М.Н. Геологические формации северо-западной части Украинского щита // Геохронология докембрия Украины. – Киев: Наук. думка, 1965. – С. 134-141.
793. Хатунцева А.Я., Колосовская В.А., Почтаренко В.И. Вулканические бомбы в протерозое северо-запада Украинского щита // Геол. журн. – 1975. – 35, № 2. – С. 31-58.
794. Хейер К.С. Химический состав и происхождение архейских гранулитов и чарнокитов // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 170-176.
795. Хитрунов А.Т. Минеральные фации гранитоидов складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер.геол. – 1985. – № 4. – С. 74-81.
796. Хмара О.Я., Гасв І.О., Тузова А.Є. Прояви хризотил-азбесту Варварівського серпентинового масиву // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1971. – № 4. – С. 317-321.
797. Хмарук Т.Г. Рогова обманка амфіболітів з р.Південного Бугу (околиці с. Завалля) // Геол. журн. – 1957. – 17, вип. 2. – С. 77-80.
798. Хмарук Т.Г. Глиноземистые гнейсы бассейна реки Токмак // Геол. журн. – 1965. – 25, № 2. – С. 34-42.
799. Хмарук Т.Г. Марганцевисті силікати вапняково-силікатних сланців східного Приазов'я // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1970. – № 11. – С. 987-990.
800. Хмарук Т.Г., Щербаков І.Б. Чарнокіти Західного Приазов'я // Геол. журн. – 1965. – 25, № 5. – С. 44-52.
801. Хмарук Т.Г., Щербаков І.Б. Критерии расчленения основных пород чарнокитовой формации Украинского щита // Геол. журн. – 1970. – 30, № 2. – С. 97-108.
802. Царовский И.Д., Брацлавский П.Ф. Нефелиновые породы Днестровско-Бугского района: Препринт / ИГФМ АН УССР. – Киев, 1980. – 48 с.
803. Царовский И.Д., Брацлавский П.Ф. Нефелиновые породы Верхнего Побужья // Докл. АН СССР. – 1980. – 255, № 2. – С. 424-427.
804. Царовский И.Д., Брацлавский П.Ф., Котловская Ф.И. Позднедокембрийские (добайкальские) нефелиновые породы Днестровско-Бугского района // Докл. АН СССР. – 1980. – № 11. – С. 31-36.
805. Царовский И.Д., Гейко В.Д. Нефелинизация пород докембрийского фундамента в районе г. Винницы (Верхнее Побужье) // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1982. – № 11. – С. 23-26.

806. Царовский И.Д., Зарицкий А.И., Стрёмовский А.М. Структурное положение Покрово-Киреевского месторождения флюорита и его отношение к щелочному интрузиву // Геол. журн. – 1965. – 25, № 1. – С. 76-81.
807. Царовский И.Д., Зарицкий А.И., Стрекозов Н.Ф. и др. Новые данные о девонских ультрабазитах в кристаллическом фундаменте Приазовья // Геол. журн. – 1978. – 38, № 4. – С. 127-130.
808. Царовский И.Д., Кравченко Г.Л. Строение Южно-Кальчикского сиенитового массива (Восточное Приазовье) // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1962. – № 2. – С. 241-245.
809. Царовский И.Д., Кравченко Г.Л. Эволюция минерального состава габброидов и сиенитов Южно-Кальчикского массива (Приазовье) // Геол. журн. – 1992. – № 2. – С. 16-27.
810. Царовский И.Д., Кравченко Г.Л., Демьяненко В.В. Феррогортонолитовые казанскиты Приазовья – новый для Украины тип интрузивных пород // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1990. – № 10. – С. 29-34.
811. Цуканов В.А. Петрология раннедокембрийских гранитоидов Приазовья. – Киев: Наук. думка, 1977. – 162 с.
812. Цюнь О.В. Возраст докембрийских пород Пурнагской зоны и смежных районов Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1989. – №1. – С. 42-49.
813. Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: Наук. думка, 2000. – С. 215-218.
814. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1999. – 21, № 2/3. – С. 97-111.
815. Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С. Состав верхней мантии и перспективы алмазоносности северо-западной части Украинского щита // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 5/6. – С. 40-56.
816. Цымбал С.Н., Каневский А.Я., Кривдик С.Г. Ультрамафиты Немировской интрузии (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 1. – С.39-47.
817. Цымбал С.Н., Каневский А.Я., Татаринцев В.И. Первая находка цинковых хромшпинелидов в ультрамафитах юго-западной части Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1993. – № 20. – С. 95-100.
818. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Кирьянов Н.Н., Макивчук О.Ф. Вещественный состав кимберлитов Кировоградского блока (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1999. – 21, № 2/3. – С. 22-38.
819. Цымбал С.Н., Щербаков И.Б., Кривдик С.Г., Лабузный В.Ф. Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (Северо-Запад Украинского щита) // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 3. – С. 61-80.
820. Чадвик Б.К.К. Новые данные об архейской геологии юго-западной Гренландии // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 212-223.
821. Чашка О.І., Марченко Є.Я. Піроксени лужноземельних сіенітів Приазов'я // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1974. – № 8. – С. 693-696.
822. Чекулаев В.П. Архейские “санукитоиды” на Балтийском щите // Докл. РАН. – 1999. – 368, № 5. – С.676-678.
823. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. – Киев: Наук. думка, 1972. – 175 с.
824. Чекунов А.В. Геодинамические ансамбли Юго-Восточной Европы // Докл. АН Украины. – 1993. – № 1. – С. 65-69.
825. Чекунов А.В., Гавриш В.К., Кутас Р.И. Геодинамика палеорифтов Украины // Геол. журн. – 1990. – 50, № 6. – С. 3-11.
826. Чекунов А.В., Болюбах К.А. Строение земной коры и верхней мантии западной части Украины по материалам комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных // Геол. журн. – 1979. – 39, № 1. – С. 12-22.
827. Чекунов А.В., Оровецкий Ю.П., Калюжная Л.Т. и др. Золотое оруденение Украинского щита в связи с его глубинным строением // Минерал. журн. – 1998. – 20, № 2. – С. 81-87.
828. Чернышов Н.М. Еланский тип сульфидных медно-никелевых месторождений и геолого-генетическая модель их формирования (Центральная Россия) // Геология рудных месторождений. – 1995. – 37, 3. – С. 220-236.
829. Чернышов Н.М., Щербаков И.Б., Когут К.В. Главнейшие типы сульфидно-никелевых рудномагматических систем Украинского щита, их положение в общей систематике и последовательность прогнозной оценки // Геол. журн. – 1990. – 50, № 1. – С. 23-32.
830. Чупин В.Н., Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Раскристаллизованные включения расплавов в кварце гранитов рапакиви // Докл. АН СССР. – 249, № 5. – С. 1200-1205.
831. Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. – Киев: Наук. думка, 1986. – 192 с.
832. Шаталов Н.Н., Потапчук И.С. О находке даек лампрофиров мезозойского возраста в кристаллическом фундаменте Приазовского блока Украинского щита // Геол. журн. – 1988. – 48, № 3. – С. 113-123.
833. Шаталов Н.Н., Васильченко В.В., Киселев В.А. Геологические условия локализации даек редкометальных онгонитов Малоаянисольской тектонической зоны (Приазовье) // Геол. журн. – 1990. – № 6. – С. 45-57.
834. Шварц Г.А., Пигулевский П.И. Структурно-тектоническое районирование докембрийского фундамента юго-западной части Украинского щита (Нижнее Побужье) // Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти-200. – Київ: Наук. думка, 2001. – С. 139-140.
835. Шварц Г.А., Пятаде А.А. Геологическое строение и состав гнейсовой толщи Братского синклинали // Геол. журн. – 1980. – 40, № 5. – С. 20-28.
836. Шварц Г.А., Пятаде А.А. Тилигульский гранодиорит-тоналит-гранитоидный комплекс и другие плагиигранитоиды архея юго-западной части УЩ // Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти-200. – Київ: Наук. думка, 2001. – С. 137-139.

837. Шевченко А.Н. Новоукраинский массив – структура и геодинамическая позиция // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 115-118.
838. Шевченко О.М. Особливості розміщення деяких рудопроявів в межах Новоукраїнського плутоноу та його обрамлення // Пошукова та екологічна геохімія. – Київ: Наук. думка, 2001. – С.27-28.
839. Шеклтон Р.М. Выступы архейской коры разной глубинности в Индии и Африке // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – С. 323-328.
840. Шермет Е.М., Панов Б.С., Коломиец Г.Д. Редкометальные лейкограниты в районе Корсунь-Новомиргородского массива гранитов рапакиви // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1989. – № 3. – С. 32-34.
841. Шковыра Ю.Д., Берзенина Э.Ф. Некоторые черты геологического строения гнейсовой толщи Принингуля // Геол. журн. – 1971. – 31, № 4. – С. 54-60.
842. Шковыра Ю.Д., Миткеев М.В., Смеренко А.Т. Геология и рудоносность Гуляйпольской магнитной аномалии // Геол. журн. – 1979. – 39, № 1. – С. 56-64.
843. Шмелев Е.Г. Комплексы базитовых даек северо-западной части Украинского щита и их металлогения // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 231-233.
844. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. – Киев, 1997. – 287 с.
845. Шмелев Е.Г. Геохимические особенности метасоматических процессов в базитовых дайках Красногорско-Житомирской зоны (Волынский блок Украинского щита) // Минерал. журн. – 2001. – № 1. – С. 88-92.
846. Шоцкий И.И. Новые данные по стратиграфии и литологии тетерево-бугской серии // Проблемы осадочной геологии докембрия. – М.: Наука, 1967. – Вып.2. – С.103-106.
847. Шоцкий И.Н., Радченко О.Ф. Генезис и металлогеническая специфика пород тетерево-бугской серии северо-восточной части Украинского щита // Петрография докембрия Русской платформы. – Киев: Наук. думка, 1970. – С.358-360.
848. Шоу Д.М. Развитие ранней континентальной земной коры // Ранняя история Земли. – М.: Мир, 1980. – Ч.2: Доархейская, протоархейская и более поздние эры. – С. 40-63.
849. Шпыльчак В.А., Пигулевский П.И. Новые данные о стратиграфии, магматизме и металлогении докембрия Запорожско-Пологовской площади // Регіон. геолог. дослідження в Україні. – Київ, 2001. – С. 140-142.
850. Шраменко И.Ф., Стадник В.А., Костюченко В.С. Цельзиановая минерализация в породах Плисковской структуры // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 4. – С. 23-27.
851. Шраменко И.Ф., Стадник В.А., Осадчий В.К. Геохимия карбонатитов Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1992. – 211 с.
852. Шульга П.Л., Фуртес В.В., Лапчик Ф.Е., Ломаева Е.Г. О палеозойских отложениях Белокоровичской грабен-синклинали (северо-западная часть Украинского щита) // Геол. журн. – 1982. – № 2. – С. 120-133.
853. Шульдинер В.И. Первичная земная кора и ее эволюция // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. – С. 87-94.
854. Шумлянський В.А. и др. Тектоническая направленность и минерализация Тетерева разломов платформенном чехле на западном склоне Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер.Б. – 1988. – № 5. – С. 25-27.
855. Шумлянський Л.В. Формация належність та особливості речовинного складу дайок сублужного олівінового габро Волинського мегаблоку Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геологія. – 1998. – Вип. 15. – С. 32-36.
856. Шумлянський Л.В. О дайках субщелочного оливинового габбро Северо-западного района УЩ – гипабиссальных аналогах пикритов трапшовой формации // Геология і магматизм докембрію УЩ. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 234-236.
857. Шумлянський Л.В. Походження порід букинського комплексу ( Північно-Західний район Український щит ) згідно з Sm-Nd та Rb-Sr ізотопно-геохімічними даними // Мінерал.журн. – 2003. –25, № 2/3. – С. 59-66.
858. Шумлянський Л.В., Зинченко О.В., Моляк В.Г. Геологическое положение и особенности вещественного состава мезопротерозойской трапшовой ассоциации Северо-Западного блока Украинского щита // Минерал. журн. – 2002. – 24, №1. – С.53-63.
859. Шумлянський Л.В., Костенко Н.М., Когут К.В. Петрогенезис Романовского ультрамафитового массива (Украинский щит, Волынский мегаблок): новые данные // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 4. – С. 84-93.
860. Щеплов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. Основные проблемы магматизма и металлогении континентальных рифтогенных систем // Геол.журн. – 1992. – № 2. – С. 3-16.
861. Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 74-88.
862. Щербак Н.П. О генезисе гранато-пироксено-плагиоклазовых пород Житомирщины // Геол. журн. – 1959. – 19, № 4. – С. 85-87.
863. Щербак М.П. Житомирські і коростишівські граніти // Стратиграфія УРСР. В 11 т. – Київ: Наук. думка, 1972. – Т.1: Докембрій. – С. 252-257.
864. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1975. – 269 с.
865. Щербак Н.П. Проблемы выделения дозеленокаменных ассоциаций архея // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. – С. 5-14.
866. Щербак Н.П., Данилович Л.Г., Жуков Г.В. Петрология палеовулканитов Среднего Приднепровья // Геол. журн. – 1981. – 41, № 1. – С. 1-13.



867. Щербак Н.П., Луговая И.П. Генезис карбонатов в мраморах и кальцифирах Украинского щита по изотопным данным // Геол. журн. – 1978. – 38, № 6. – С. 43-53.
868. Щербак Н.П., Пономаренко А.Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 12-24.
869. Щербак Н.П., Рябоконь В.В. Докембрий района р. Рось // Геохронология докембрия Украины. – Киев: Наук. думка, 1965. – С. 52-56.
870. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартицкий Е.Н. Верхнеконкская вулканоплутоническая ассоциация Среднего Приднпровья // Допов. НАН України. – 1995. – № 2. – С. 93-96.
871. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Гринченко А.В. Возрастная корреляция эндогенных процессов кратонов Слейв (Канада) и Среднеприднпровского (Украина) в связи с проблемой алмазоносности // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 5/6. – С. 18-24.
872. Щербак Н.П., Чернышов Н.М., Пономаренко А.Н. Уран-свинцовый возраст сингенетического циркона древнейших графтов Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1990. – № 8. – С. 27-30.
873. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартицкий Е.Н., Ганоцкий И.В. и др. Возраст метавулканитов белозерской свиты конкско-верховцевской серии Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1985. – № 8. – С. 26-29.
874. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартицкий Е.Н., Комаристый А.А. и др. Возраст вулканизма и осадконакопления нижебелозерской подсвиты // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1986. – № 6. – С. 24-28.
875. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартицкий Е.Н., Бутырин В.К. и др. Возрастные и генетические соотношения плагиогранитов и метавулканитов Высокопольского района Среднего Приднпровья // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1986. – № 7. – С. 22-27.
876. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартицкий Е.Н., Комаристый А.А. и др. Возрастные рубежи конкской свиты конкско-верховцевской серии // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1986. – № 10. – С. 27-30.
877. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Бартицкий С.М. та ін. Вік осадово-вулканогенних формацій Східно-Ганнівської пласи // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1989. – № 2. – С. 29-34.
878. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартицкий Е.Н. и др. Уран-свинцовый изохронный возраст метавулканитов гуляйпольской свиты (Западное Приазовье) // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1990. – № 9. – С. 27-30.
879. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартицкий Е.Н. и др. Косицевская толща – фрагмент раннеархейских зеленокаменных поясов Украинского щита (Западное Приазовье) // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1990. – № 10. – С. 35-39.
880. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Некряч А.И., Жданов Е.Н. Возраст метавулканитов Новогоровской зеленокаменной структуры (Западное Приазовье) // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1992. – № 9. – С. 102-104.
881. Щербак Н.П., Бартицкий Е.Н., Бибикина Е.В. и др. Ранняя кора Украинского щита // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. – С. 122-151.
882. Щербак Н.П., Бибикина Е.В., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. Эволюция во времени и металлогенетическая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита // Минерал. журн. – 2003. – 25, № 4. – С. 82-92.
883. Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Овсиенко В.Д., Бартицкий Е.Н. Установление древнейших гранитоидов в докембрии Приазовья // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1977. – № 10. – С. 905-908.
884. Щербак Н.П., Загнитко В.Н., Артеменко Г.В., Бартицкий Е.Н. Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – Киев: Наук. думка, 1995. – Вып. 21. – С. 112-129.
885. Щербак Н.П., Орс В.И., Шуркин К.А. и др. Новые данные по изотопному датированию раннедокембрийских образований Среднего Приднпровья // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1982. – № 9. – С. 18-22.
886. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бесстужев А.М., Бартицкий Е.Н., Струева О.М. Самородное золото в габброидах Софиевской структуры (Украинский щит) // Допов. НАН України. Сер. Б. – 1994. – № 2. – С. 140-144.
887. Щербак М.П., Бартицкий С.Н., Верхогляд В.М., Довбуш Т.І. Генезис порід граніт-зеленокам'яних областей Українського щита за даними досліджень РЗЕ // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1991. – № 7. – С. 95-99.
888. Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1985. – 168 с.
889. Щербак М.П., Лесна І.М., Бартицкий С.М. та ін. Найдавніші циркони Побужжя // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1990. – № 4. – С. 28-32.
890. Щербаков И.Б. Петрография и генезис гнейсово-мигматитовой толщи Среднего Побужья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Киев, 1963. – 23 с.
891. Щербаков И.Б. О времени метаморфизма и поднятия Среднего Побужья // Геол. журн. – 1969. – 29, № 4. – С. 93-95.
892. Щербаков И.Б. Об особенностях состава гранитоидов Украинского щита // Проблемы геологии докембрия. – Киев: Наук. думка, 1971. – С. 121-127.
893. Щербаков И.Б. О стратиграфическом положении росинско-тикичской серии // Геол. журн. – 1972. – 32, № 1. – С. 145-148.
894. Щербаков И.Б. Тикичка світа гнейсів та амфіболітів // Стратиграфія УРСР. В 11 т. – Київ: Наук. думка, 1972. – Т. 1: Докембрій. – С. 137-139.
895. Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1975. – 280 с.
896. Щербаков И.Б. История петрографических исследований в Украине // Минерал. журн. – 1998. – 20, № 1. – С. 8-24.

- 897.Щербаков И.Б. Можно ли называть Приазовье гранит-зеленокаменной областью? // Минерал. журн. – 1999. – № 4. – С. 118-121.
- 898.Щербаков И.Б. Эволюция магматизма Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 36–48.
- 899.Щербаков И.Б. Росинско-тикичскую серию пора разделить // Геология и магматизм докембрию Украинского щита. – Киев: ГМР НАН України, 2000. – С. 228-229.
- 900.Щербаков И.Б., Высоцкий Б.Л., Цымбал С.Н. Петрогенезис Варваровского массива ультрамафит-мафит-монцитонитовых пород (северо-запад Украинского щита) // Минерал. журн. – 1998. – № 5. – С. 80-95.
- 901.Щербаков И.Б., Есичук К.Е., Оrsa В.И. и др. Гранитоидные формации Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1984. – 192 с.
- 902.Щербаков И.Б. і Латиш І.К. До геохімії золота у породах центрального району Українського щита // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1972. – № 2. – С. 127-129.
- 903.Этингоф И.М. Новые данные по стратиграфии ингулецкой гнейсовой толщи // Геол. журн. – 1968. – 28, № 5. – С.97-100.
- 904.Этингоф И.М. О стратиграфическом расчленении докембрийских образований Ингуло-Ингулецкого района // Геол. журн. – 1971. – 31, № 5. – С. 152-156.
- 905.Этингоф И.М., Билинская Я.П. Стратиграфия докембрия Ингуло-Ингулецкого района // Геол. журн. – 1986. – 46, № 2. – С. 66-73.
- 906.Юрк Ю.Ю. Петрология Уманского и Антоновского гранитных плутонов. – Киев: Изд-во АН УССР, 1953. – 283 с.
- 907.Юрк Ю.Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. – Киев: Изд-во АН УССР. – 1956. – 124 с.
- 908.Юрк Ю.Ю. Приазовские граниты // Геология СССР. В 5 т.– М.: Госгеолтехиздат, 1958. – Т. V. – С. 255-262.
- 909.Юрк Ю.Ю., Юрьев Л.Д., Горошников Б.И., Марченко Е.Я. и др. Гранитоидные породы Приазовья и перспективы их использования в керамическом и стекольном производстве. – Киев: Наук. думка, 1964. – 143 с.
- 910.Юрк Ю.Ю., Марченко С.Я., Чашка А.И. Акцессорные минералы и элементы гранитоидов докембрия Приазовья. – Киев: Наук. думка, 1973. – 159 с.
- 911.Яковлев Б.Г. Ультрамафит-мафитовые интрузии в гранулитовом комплексе Украинского щита // Геология і магматизм докембрию Українського щита. – Київ: ГМР НАН України, 2000. – С. 236-238.
- 912.Яковлев Б.Г. Коматииты в Украинском щите (геологическое значение и проблемы диагностики) // Геология і магматизм докембрию Українського щита. – Київ: ГМР НАН України, 2000. – С. 238-240.
- 913.Яковлев Б.Г. Ультраосновной-основной магматизм Украинского щита // Геология і магматизм докембрию Українського щита. – Київ: ГМР НАН України, 2000. – С. 240-242.
- 914.Яковлев Б.Г. Эволюция гранулитового метаморфизма гипербазит-базитовых комплексов раннего докембрия: Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. – Киев, 1992. – 48 с.
- 915.Яковлев Б.Г., Бочков А.А. О проблеме габброидов Приазовья // Геол. журн. – 1973. – 33, № 6. – С. 7-15.
- 916.Яковлев Б.Г., Оrsa В.И. Об условиях образования силикатно-карбонатных пород района с. Таромское (Среднее Приднепровье) // Метам. Укр. щита и его обрамления. – Киев: Наук. думка, 1978. – С. 91-92.
- 917.Яковлев Б.Г., Польшин Э.В. Изоморфизм в гранатах из железистых кварцитов Среднего Побужья // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1976. – № 12. – С. 1084-1090.
- 918.Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских щитов. – Киев: Наук. думка, 1985. – 224 с.
- 919.Яковлев Б.Г. і Хмарук Т.Г. Про умови утворення основного гранулітового комплексу Приазов'я // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1972. – № 2. – С. 129-132.
- 920.Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Кривоніс В.П. Олівін-магнетитові кальцифіри Федорівської зони (Приазов'я) // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1985. – № 5. – С. 32-37.
- 921.Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Русаков Н.Ф. Метаморфический комплекс Сорокинской зоны (Приазовье) – продукт деструкции гравулитовой архейской коры // Геол. журн. – 1989. – 49, № 5. – С. 111-117.
- 922.Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Степченко С.Б. Условия формирования пироксенов по данным исследования равновесного распределения магния и железа между сосуществующими орто- и клинопироксенами // Породообразующие пироксены Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1979. – С. 128-139.
- 923.Яковлев Б.Г., Матяш І.В., Литовченко А.С., Прошко В.Я., Багмут М.М., Карпенко А.О. Про включення води в твердих розчинах калінагрових польових шпатів та особливості їх кристалізації в чарнокітах і пегматитах Українського щита // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1978. – № 8. – С. 706-710.
- 924.Яковлев Б.Г., Шаркин О.П., Вишневикий А.А. Генезис никельсодержащих сульфидов в мафических-ультрамафических породах Побужья // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1982. – № 11. – С. 34-38.
- 925.Ярошук М.А. Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы района Володарских магнитных аномалий // Геол. журн. – 1968. – 28, № 5. – С. 23-33.
- 926.Ярошук М.А. Железородные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. – Киев: Наук. думка, 1983. – 224 с.
- 927.Ярошук М.А. Гнейсо-гранулитовые комплексы Голованевской шовной зоны Украинского щита. // Геология і магматизм докембрию Українського щита. – Київ: ГМР НАН України, 2000. – С. 118-119.

928. Ярошук М.А. Рудоносные вулканогенно-тектонические структуры Голованевской шовной зоны Украинского щита // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 119-120.
929. Ярошук М.А., Вайло А.В. Савранское рудное поле гнейсо-гранулитовой зоны Украинского щита. – Киев: ГНЦРОС НАН Украины, 1998. – 65 с.
930. Ярошук М.А., Довгань Р.М. Проявления лампрофирового дайкового магматизма и признаки алмазности в обрамлении Бандуровского выступа Среднего Побужья // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – Київ: ІГМР НАН України, 2000. – С. 242-244.
931. Ярошук М.А., Оноприенко В.Л. Термодинамический анализ условий образования богатых железных руд Северного Криворожья // Геол. журн. – 1980. – 40, № 4. – С. 78-85.
932. Ярошук М.А., Шевченко Т.П. Гнейсо-гранулитовые пояса Украинского щита и других районов Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. – 1993. – № 4. – С. 30-35.
933. Ярошук М.А., Вайло А.В., Савченко Л.Т. Генетические особенности пород железисто-кремнистой формации Фрунзовской зоны Украинского щита // Геол. журн. – 1989. – № 3. – С. 105-113.
934. Ярошук М.А., Савченко Л.Т., Кременик Е.Л. Генетические особенности графита гнейсо-гранулитовых комплексов Украинского щита и перспективы их графитности // Геол. журн. – 1993. – № 2. – С. 27-36.
935. Ярошук М.А., Фомин А.Б., Когут К.В., Кучерук Е.Ю. Связь железисто-кремнистых пород юго-запада Украинского щита с коматитами и толеитовыми базальтами // Геол. журн. – 1982. – 42, № 1. – С. 29-42.
936. Ярошук М.А., Шварц Г.А., Дудар Т.В., Пятаде А.А. Жильные турмалиновые граниты золоторудных проявлений Побужского района Украинского щита // Минерал. журн. – 1995. – 17, № 5. – С. 18-25.
937. Яценко Г.М. Нижний докембрий Центральной части Украинского щита. – Львов: Вища школа, 1980. – 139 с.
938. Яценко Г.М., Паранько Н.С. Формации и стратиграфия Овручского и Белокоровичского прогибов // Геол. журн. – 1984. – 44, № 1. – С. 58-64.
939. Яценко Г.М., Жихарев А.П., Паранько И.С. О формациях Ташлыкского зеленокаменного пояса (западный фланг Кировоградского блока) // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. – Киев: Наук. думка, 1979. – С.137-139.
940. Яценко Г.М., Росихина А.И., Сиворонов А.О. Про новий прояв апатиту в Придністров'ї // Допов. АН УРСР. Сер. Б. – 1973. – № 6 – С. 516-520.
941. Яценко Г.М., Бабынин А.К., Гурский Д.С. и др. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1998. – 256 с.
942. Яценко Г.М., Гурский Д.С., Бабынин А.К. и др. Металлогения золота центральной области золоторудной провинции Украинского щита // Мінерал.ресурси України. – 2003. – № 1. – С. 14-20.
943. Яценко Г.М., Росихина А.И., Янчук Э.А. О шеелите из диопсид-плагноклаз-кварцевых пород Украинского щита // Минерал. сб. – 1975. – № 29, вып. 4. – С. 74-76.
944. Яценко Н.Я. Новый габбро-норитовый комплекс стиллуотерского типа в юго-западной части Среднеприднепровского блока // Допов. НАН України. – 1997. – № 9. – С. 125-130.
945. Яценко Н.Я., Шехоткин В.В. Навколо проблеми золотоносності Інгуло-Інгулецької зони УЩ // Мінеральні ресурси. – 1998. – № 2. – С. 5-8.
946. Anhaeusser C.R., Mason R., Viljoen T.J., Viljoen R.P. A reappraisal of some aspects of the Precambrian Shield geology // Geol. Soc. Am. Bull. – 1969. – 80. – P. 2175-2200.
947. Belevtsev R. Ya. About liquation-intrusive genesis of Archean ferruginous quartzites // Допов. НАН України. – 1996. – № 4. – С. 97-103.
948. Bibikova E., Claesson S., Stepanyuk L. Ancient crust in the Dniester-Bug Domain, western Ukrainian Shield: Sm-Nd and U-Pb isotopic data // Геофиз. журн. – 2000. – 22, № 4. – С. 77-78.
949. Bobrov O.B., Lysenko O.A., Stepanyuk L.M., Stefanyshyn O.B. Osipenki plagiogranite massif // Main types of rock complexes and mineral deposits in the Ukrainian Shield. Geological excursion guidebook. – 2002. – P. 151-155.
950. Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Palaeoproterozoic U-Pb zircon ages from Belorussia: new geodynamic implications for the East European Craton // Precamb. Research, 1994. – № 68. – P. 231-240.
951. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. – 1996. – 268. – P. 1-21.
952. Buryanov V., Legostaeva O., Makarenko I. et al. The Korosten pluton: the Earth's crust structure on the base of 3-D gravity and magnetic modelling // Геофиз. журн. – 2000. – 22, № 4. – С. 81-82/
953. Chappell B.W. Source rocks of i- and s-type granites in the Lachlan fold belt, Southeastern Australia. – Phil. Trans. Roy. Soc. London. A. – 1984. – 310. – P. 693-707.
954. Chappell B.W., White A.G.R. Two contrasting granite types // Pacif.Geol. – 1974. – 8. – P. 173-174.
955. Claesson S., Bibikova E., Skobelev V., Bogdanova S. Paleoproterozoic crust in the northwestern Ukrainian Shield // Геофиз. журн. – 2000. – 22, № 4. – С. 83-84.
956. Dovbush T.I., Skobelev V.M. Some remarks on the origin of the Korosten anorthosite - rapakivi granite complex as based on isotope data // Геофиз. журн. – 2000. – 22, № 4. – С. 84-85.

957. Elming S.-A., Kravchenko S., Mikhailova N.P. Paleomagnetism of anorthosite and basic dykes in the Ukrainian Shield and the accretion of Fennoscandia to Ukraine // *Геофиз. журн.* – 2000. – 22, № 4. – С. 85.
958. Esipchuk K. Ye., Skobelev V.M., Shcherbakov I.B., Kryvdik S.G., Artemenko G.V., Stepanyuk L.M. Magmatism of the Ukrainian Shield // *Mineral. Journ. (Ukraine)*. – 2000. – 22, N 5/6. – P. 82-94.
959. Gursky D., Nechaev S., Bobrov A. Titanium deposits in Ukraine focussed on the proterozoic anorthosite-hosted massives // *GEODE field Workshop on ilmenite deposits in the Rogoland anorthosite province, S. Norway*. – 2001. – P. 51-60.
960. Ilchenko T.V., Bukharev V.P., Glevassky E.B. Korosten pluton deep velocity structure and its geological implications // *Геофиз. журн.* – 2000. – 22, № 4. – С. 92.
961. Ishihara Shunso. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining. Geol.* – 1977. – 27, № 5. – P. 293-315.
962. Kirilyuk V.P., Lysak A.M., Velikanov V.Ya. Basic features of early Precambrian tectonics of the Ukrainian Shield // *Mineral. Journ. (Ukraine)*. – 2002. – 24, № 4. – С. 39-47.
963. Main types of rock complexes and mineral deposits in the Ukrainian Shield. Geological excursion guidebook / Bobrov O.B., Gurskiy D.S., Krasnozhan M.D. et al. Monograph. – Kyiv: Geographica, 2002. – 166 p.
964. Melnikov V.S., Kulchitska A.A., Kryvdik S.G. et al. The Asov deposit – a new type of rare-metal objects of Ukraine // *Mineral. Journ. (Ukraine)*. – 2000. – 22, N 5/6. – P. 39-49.
965. Monakhov V.S., Sukatch V.V., Dyschuk M.Yu. et al. Presence of gold of Archean greenstone series of Middle Dnieper granite-greenstone Area (Ukrainian Shield) // *Mineral. Journ.* – 2000. – 22, № 5/6. – P. 95-111.
966. Moore J. M., Waters D.J. Geochemistry and origin of cordierite-orthoamphibole-orthopyroxene-phlogopite rocks from Namaqualand, South Africa // *Chemical Geology*. – 1990. – 85, № 1/2. – P. 77-100.
967. Sengupta P., Raith M.M. Garnet composition as a petrogenetic indicator: in example from a marble-calc-silicate granulite interface at Kondapalle, Eastern Ghats belt, India // *American J.Sci.* – 2002. – 302, № 8. – P. 686-725.
968. Shatalov N.N., Shatalov A.N. Mafic dyke swarms of the East-European platform // *Geol. Journ.* – 2001. – N 3. – P. 41-45.
969. Shatalov N.N., Shatalov A.N. Dykes rocks of Near-Asovian geoblock of the Ukrainian Shield // *Geol. Journ.* – 2002. – N 2. – P. 49-54.
970. Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Boyko V.L. The oldest Precambrian formations of Eurasian continent // *Mineral. Journ.* – 2000. – 22, N 5/6. – P. 23-25.
971. Shcherbakov I.B. Granulites and charnockites of the Ukrainian Shield // *High-grade metamorphics*. – Greece: Theophrastus Publications S.A. Athens, 1992. – P. 157-187.
972. Shcherbakov I.B., Esipchuk K.E. Petrology of the Ukrainian Shield // *Mineral. Journ.* – 2002. – 24, № 2/3. – P. 101-111.
973. Sheremet E.M., Glevassky E.B., Antsiferov A.V. et al. Depth construction of the Orekhovo-Pavlogradskaya joint zone of the Ukrainian shield according to geoelectrical data (mts, amts) and problems of metallogeny // *Metallogeny of Precambrian Shields. European Program "Ore Deposits Geodynamics" (GEODE). The Abstracts*. – Kyiv, Ukraine, september, 2002. – P. 24.
974. Shnyukov S.E., Andreev A.V., Zinchenko O.V. et al. Geochemical modelling of Pre-cambrian granitoid evolution in the Ukrainian Shield: petrogenetic aspects and genesis of complex rare metal, polymetallic and gold mineralization in neighbouring metasomatic zones (Korosten anorthosite-rapakivi granite pluton as an examples). // *Abstract volume, Field trip guidebook, 2nd annual GEODE – Fennoscandian Shield workshop on Palaeoproterozoic and Archean greenstone belts and VMS districts in the Fennoscandian Shield (Gällivare-Kiruna, Sweden, 28 August - 1 September 2000)*. – Lulea: University of Technology, 2000. – P. 37-40.
975. Starostenko V.I., Pashkevych I.K., Kutas R.I. Deep-Seated structure of the Ukrainian Shield // *Mineral. Journ.* – 2002. – 24, № 2/3. – P. 111-122.
976. Stepanyuk L.M., Ponomarenko A.N. Paleoproterozoic granitoids in the western part of the Ukrainian Shield // *Геофиз. журн.* – 2000. – 22, № 4. – С. 133-134.
977. Stern R.A., Hanson G.N. Petrogenesis of mantle-derived, LILE enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province // *Canadian J. Earth Sci.* – 1989. – 26, № 9. – P. 1688-1712.
978. Stevenson R., Garipey C. Assimilation-fractional crystallization origin of Archean Sanukitoid Suites: Western Superior Province, Canada // *Precambrian Res.* – 1999. – 96, № 1-2. – P. 83-99.
979. Sveshnikov K.I., Sukhorukov Yu. T. and Sheremet E.M. Anorogenic granitoid magmatism and related mineralization in the Ukrainian Shield // *Abstracts of the 29th Int. Geol. Congress, 1992, Kyoto*, 2:563.
980. Tatsumi Yoshiyuki, Ishizaka Kyoichi. Magnesian andesite and basalt from Shodo-Shima island, southwest Japan, and their bearing on the genesis of calc-alkaline andesites // *Lithos*. – 1982. – 15, № 2. – P. 161-172.
981. Tsymbal S.N., Tsymbal Yu.S. Composition of the upper mantle beneath the Ukrainian Shield // *Геофиз. журн.* – 2000. – 22, № 4. – С. 137-138.
982. Whitten E.H.T., Chappell B.W. Suites within a granitoid batholith: a quantitative justification based on the Lachlan fold belt, SE Australia. – *Abstract. 27th Intern. Geol. Congr.* – Moscow: Nauka, 1984. – Vol.4. – P. 489.

Наукове видання

**ЩЕРБАКОВ І.Б.**

**ПЕТРОЛОГІЯ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**  
(Російською мовою)

Відповідальний редактор  
Д.С.Гурський

Технічний редактор  
О.В.Дебопре

Підписано до друку 24.01.05.  
Формат 60x84/8. Папір офсетний.  
Гарнітура Times.  
Ум. др. арк. 42.5. Ум. фарбовідб. 43.4.  
Зам. № 12878.

Видавець ТзОВ "ЗУКЦ"  
М.Драгоманова, 18, м. Львів, 79005

Свідоцтво про внесення до державного реєстру  
ДК № 408 від 09.04.2001 р.

**В монографии охарактеризованы  
петрология и геолого-  
структурное положение  
магматических,  
ультраметаморфических и  
метаморфических пород,  
слагающих мегаблоки  
Украинского щита на всех  
возрастных уровнях.**

**Книга рассчитана на геологов,  
работающих в области геологии  
докембрия.**