



ПЛАТФОРМЕННЫЕ
СТРУКТУРЫ
ОБРАМЛЕНИЯ
УКРАИНСКОГО ЩИТА
И ИХ
МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

ПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ОБРАМЛЕНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

(Геологическое строение, вулканизм
и металлоносность платформенных структур
обрамления Украинского щита)

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКОВА ДУМКА“
КИЕВ — 1972



139

УДК 65(1);550 3,4,8;551.21;553.042

В книге рассматриваются особенности геологического строения, вулканизм и металлоносность рифейско-нижнепалеозойской и верхнепалеозойской геохимических провинций Украинского щита. Изучены разломные структуры.

С зонами разломов связаны поля развития вулканогенных пород трапповой и андезито-базальтовой формаций, к которым приурочен целый ряд полезных ископаемых, в связи с чем они служат объектами геологических поисков и промысловой разведки.

Расчитана на геологов и геофизиков, преподавателей и студентов геологических вузов.

Редакционная коллегия:

акад. АН УССР Н. П. Семеновко (ответственный редактор), д-р геол.-мин. наук А. П. Бобривич, канд. геол.-мин. наук Н. А. Савченко (зам. редактора), канд. геол.-мин. наук А. В. Чекунов

Рецензенты: кандидаты геол.-мин. наук Г. Т. Собакарь и И. К. Латыш

Редакция литературы о Земле и Космосе
Зав. редакцией В. Н. Завириухина

ВВЕДЕНИЕ

Цель настоящей работы — дать систематическое описание геологического строения, структуры, магматизма (вулканизма) и металлонности склонов Украинского щита (УЩ) на основании материалов новейших геологических, геофизических и геохимических исследований.

Платформенные структуры склонов УЩ ограничены с запада, востока, севера и юга неоднородными и разновозрастными тектоническими структурами. Они размещаются на блоках кристаллического фундамента, который по своему строению, составу и возрасту также неоднороден. Если на Припятском валу и западном склоне щита геологические формации платформенного чехла залегают на овручском фундаменте докембрия IV возраста 1200—1300 млн. лет, то в пределах Подольского блока юго-западного склона УЩ — на породах фундамента докембрия II возрастом 2300 млн. лет.

Аналогичное различие установлено и для других склонов щита.

Неодинаково также структурное ограничение УЩ. На западе, в области рифейско-раннепалеозойских разломов и вулканизма, склон имеет классическое ограничение в виде регионального Устилуг-Радеховского глубинного разлома, по субмеридиональной линии которого соприкасаются юго-западная окраина Русской платформы и геосинклиальная область Карпат.

На юге, где также развиты геосинклиальные структуры, характер сочленения несколько иной. Здесь располагается обширная (промежуточная) платформенная структура Равнинного (Степного) Крыма, которая отделяет собственно южный склон щита от мегаантиклинория Горного Крыма. Линия ограничения представлена серией субширотных кулисообразно располагающихся разломов, которые прослеживаются в широтном направлении почти на тысячу километров.

На северном склоне шовные ограничения щита представлены разломами северо-западного простирания, которые, однако, прерываются на выступах субмеридиональных структур, довольно далеко заходящих в пределы Днепровско-Донецкой впадины.

Наиболее сложным и своеобразным по строению и своему шовному ограничению является юго-восточное крыло Приазовского блока УЩ, который в виде погребенного склона на боль-

шом расстоянии прослеживается на юго-восток, образуя так называемую Азовскую антеклизу. Примерно в 150—200 км к юго-востоку от г. Ростова-на-Дону склон щита обрывается по Маныч-Веселовскому субмеридиональному разлому и далее на юго-восток не прослеживается.

В связи с неодновременным заложением платформенных структур на склонах щита неодновременно проявился и вулканизм.

С рифейско-раннепалеозойскими разломами (как отголосками складчатости в фундаменте Карпат) в западной части щита и его склоне проявился ортофиновый и трапповый вулканизм. Вдоль северного склона, по-видимому, с субмеридиональными нарушениями связан основной и кислый вулканизм. В пределах юго-восточного склона вулканизм связан с позднепалеозойскими и мезозойскими разломами.

На южном склоне щита магматизм (вулканизм) отмечается как в интрузивных фациях (с Новоалексеевка) рифейско-раннепалеозойского и более позднего, мезозойского, времени (в пределах платформенного Крыма), так и близповерхностных (эффузивных) такого же возраста, проявившихся на Арцызско-Мирненско-Татарбунарском участке.

В связи с указанной разновозрастностью и неоднородностью заложения разломов и проявления вулканизма неодинаково оценивается и металлоносность склонов.

Наиболее благоприятные условия для концентрации и локализации рудного вещества существовали в структурах западного и юго-восточного склонов УЩ, которые объединяются в Западную рифейско-раннепалеозойскую и Восточную позднепалеозойскую геохимические провинции, специализированные на редкие, рассеянные и цветные металлы, плавиковое сырье и алмазы.

Монография написана под руководством академика АН УССР Н. П. Семененко большим коллективом научных и производственных работников Академии наук УССР, Министерства геологии УССР, Министерства высшего и специального образования УССР и других организаций. В ее написании принял участие 51 автор: Н. П. Семененко, Н. А. Савченко, Э. И. Логвин, Т. А. Ткаченко, С. В. Нечаев, И. С. Романов, Л. А. Романова, Э. Я. Жовинский, Н. А. Овейси, В. К. Куделя (Институт геохимии и физики минералов АН УССР); В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, В. И. Клушин, Л. П. Ливанова, С. С. Красовский, В. Б. Бурьянов (Институт геофизики АН УССР и его Львовский филиал); В. К. Гавриш, А. Г. Коваленко, В. М. Шестопапов (Институт геологических наук АН УССР); В. С. Заика-Новацкий (Киевский университет им. Т. Г. Шевченко); Н. В. Бутурлинов, М. В. Кобелев, Б. С. Панов (Донецкий политехнический институт); В. А. Великанов, Ю. К. Пийяр, А. М. Ханисенко, Е. В. Шестопапова, Б. И. Власов, Б. Я. Воловник (МГ УССР, ордена

Ленина трест «Киевгеология», Побужская и Львовская геологические экспедиции); Н. А. Коряк, О. Г. Яненко, Р. П. Патрикян, Б. С. Германов (Киевская геофизическая комплексная экспедиция ордена Ленина треста «Киевгеология» МГ УССР); В. А. Котык, В. М. Марковский (трест «Львовнефтегазразведка» МГ УССР); М. В. Чирвинская (трест «Укргеофизразведка» МГ УССР); И. А. Гаркаленко («Главгеофизика» МГ УССР); М. С. Яриш, В. Я. Биличенко (Западно-Украинская геофизическая разведочная экспедиция треста «Укргеофизразведка» МГ УССР); А. П. Бобривич, Л. Н. Дружинин, Г. И. Смирнов, О. Н. Тарасюк, В. В. Свиридов (Институт минеральных ресурсов МГ УССР); А. М. Пап (Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт при СМ БССР); И. М. Сухов (Институт геологических наук АН МССР); П. Д. Букатчук, Д. А. Львина (Северомолдавская геологическая экспедиция Управления геологии при СМ МССР); А. Д. Бритченко (трест «Черниговнефтегазразведка» МГ УССР).

УКРАИНСКИЙ ЩИТ И ЕГО ПЛАТФОРМЕННОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Проблема металлоносности и алмазонасности Западной рифейско-нижнепалеозойской и Восточной верхнепалеозойской провинций Украины находит все более разностороннее освещение в производственных и научно-исследовательских планах Министерства геологии УССР и Академии наук УССР. В частности, проблема алмазонасности Украины в настоящее время получает реальное воплощение благодаря большому комплексу целенаправленных исследований, проводившихся в последние 10—15 лет.

Шлиховыми региональными исследованиями установлено широкое распространение ореолов рассеивания алмазов и их спутника пирропа. Они найдены в осадочном чехле УЩ (в третичных россыпях титана и циркона Самоткани), четвертичных отложениях платформенного обрамления щита: на западном склоне щита; в зоне сочленения складчатого Донбасса и Приазовской части щита и, наконец, в пляжевых песках побережий Азовского и Черного морей, вплоть до устья Дуная.

Перед геологами Украины, изучающими алмазонасность и разрабатывающими прогнозы и поисковые критерии для провинций, содержащих алмазы, стоит главная задача — поиски крупнообломочных терригенных пород, благоприятных для накопления в них ореолов рассеивания алмазов. Это относится к западному склону УЩ, Припятскому валу, верхнему Побужью и Подольскому Приднестровью, зоне сочленения Донбасса и Приазовья и другим участкам. Другая задача еще более трудная — установить коренные источники алмазов — кимберлитовые трубки.

Для решения второй задачи необходимо, прежде всего, установить геохимические эпохи проявления глубинных разломов и связанных с ними вулканических явлений, сопровождаемых высокотемпературными алмазонасными образованиями.

Как уже было ранее отмечено, УЩ стабилизировался и закончил свое развитие 1200 млн. лет назад формированием овручско-волынского структурного яруса, и с этого времени щит представлял собой стабилизированную платформу, по периферии которой проходили неоднократные разломы и вулканизм. Эти явления проходили в рифейско-раннепалеозойское, позднепалеозойское, а также мезозойское время.

Геохронологическими исследованиями установлено, что в пределах южного обрамления УЩ, в фундаменте Крыма, в период от 1100 до 800 млн. лет формировалась складчатая зона, окаймляющая щит.

К западу от УЩ, в фундаменте Карпат и Предкарпатского прогиба, мы установили галицийский пояс складчатости, который формировался в период от 700 до 380 млн. лет.

По периферии этой складчатой области в пределах Волыно-Подоллии происходили разломы и опускания блоков УЩ, сопровождавшиеся вулканическими процессами. Особенно интенсивно они проявились в районе Припятского вала.

В этой провинции рифейско-раннепалеозойский вулканизм проявился в несколько фаз. Начальные фазы представлены извержениями основных лав, габбро-диабазов, диабазов и трахидолеритов, а конечные — трахитовыми извержениями в силуре.

В пределах этой области в благоприятных структурах и вмещающих породах сформировались залежи и рудопроявления плавикового шпата, свинца, а также медно-цеолитовый тип оруденения.

По многочисленным притокам Днестра развиты ореолы рассеивания алмаза и пироба, связанные, очевидно, с рифейско-раннепалеозойскими разломами и вулканизмом. Геофизическими работами В. И. Клушина в пределах Припятского вала установлены аномалии, которые могут свидетельствовать о развитии жерловой фации. На этих же участках в нижнепалеозойской толще терригенных отложений был обнаружен пироп (Бобриевич, Смирнов, Тарасюк, 1968).

Второй интересной провинцией является Побужский район в западной части УЩ и район между Южн. Бугом и Днестром. С этой провинцией связана рудная минерализация цветных и редких металлов, а также алмазоносность. В русловых отложениях Южн. Буга имеются новые находки алмаза и пироба. Особенно заслуживают внимания такие находки в песчаных балтских отложениях третичного возраста.

Следует подчеркнуть, что вопрос о первичных источниках алмазов по Южн. Бугу представляет большой научный и практический интерес. Здесь известны жерловые фации вулканитов, развитые в бассейне Соби. Они представлены ортофирами и их туфами, сформировавшимися в позднем рифее — раннем палеозое (500—600 млн. лет).

Кроме того, по Южн. Бугу в подольской серии докембрия, около тел ультрабазитов в амфиболитах обнаружены омоложенные роговые обманки возрастом 1000 млн. лет. Это может свидетельствовать о тектонических движениях рифейского времени как отголосках разломов по южному склону УЩ в связи с формированием Черноморской фазы складчатости в фундаменте Крыма.

Наконец, в кристаллическом щите бассейна Южн. Буга установлены поля развития диабазовых даек, возраст которых определяется в 1200 млн. лет. По времени формирования они относятся к заключительному этапу овручско-волынської эпохи складчатости. Поэтому вполне возможно, что в пределах южного склона УЩ также развит этот молодой (овручско-волинский) завершающий структурный ярус. По периферии этого яруса в платформенной части УЩ проходили разломы и внедрения основных лав и диабазов.

Об этом также свидетельствует омоложенный возраст биотитов (до 1400 млн. лет). Последние же развиты во вмещающих породах возрастом (по монациту) 2000—2200 млн. лет.

Проведение в бассейне Соби методических работ по выявлению разломов и вулканических аппаратов геофизическими методами в сочетании с геохимическими, шлиховыми и геохронологическими исследованиями (сопровождающимися ревизионно-буровыми работами) позволит выяснить вопросы, связанные с выявлением первичных источников металлоносности и алмазности структур платформенного этапа развития.

Третьей перспективной провинцией является Восточная верхнепалеозойская геохимическая провинция. Это область развития разломов и вулканизма герцинского времени в зоне сочленения южной части Донбасса и Приазовской части УЩ.

В этой провинции широко развиты вулканические тела и излияния, начиная от ультраосновных щелочных до кислых лав (Еланчикский горст, Покрово-Киреевская структура и другие участки). Вулканические процессы сопровождаются разнообразными метасоматическими явлениями и многометальными рудопроявлениями (галенита, сфалерита, пирротина, халькопирита, халькозина, борнита, молибденита, пирита, марказита, арсенопирита и др.).

Прямые находки алмазов и вся тектоническая обстановка вулканизма и рудообразования свидетельствуют о перспективности провинции.

Вполне очевидно, что комплекс детальных геофизических, шлиховых и геохимических работ, который проводится в пределах провинции, позволит решить проблему коренной алмазности, связанной с вулканическими телами и их аппаратами.

При рассмотрении истории геологического развития платформенного обрамления УЩ и эндогенной минерализации несомненный интерес представляет Южная геохимическая провинция. Эта (четвертая по счету) провинция существенно алмазоносна. Ее распространение ограничивается побережьем и акваторией Азовского моря, где при поисках россыпей в первую очередь следует опробовать крупнообломочные отложения.

В связи с россыпными месторождениями осадочного чехла следует указать на проблемы, которые требуют своего разрешения, в частности вопрос об источниках алмазов, установленных в тре-

тичных титано-циркониевых россыпях Самотканского, Росского и Волчанского участков. Поэтому представляется целесообразным изучить алмазоносность древних песчанико-конгломератовых отложений, залегающих в основании криворожской и ингулецкой серий, а также других древнейших осадочных образований. Заслуживают дальнейшего изучения (с целью определения их алмазоносности и, возможно, металлоносности) ультраосновные тела, связанные с разломами и сопровождающиеся дайками основных пород. Они залегают среди древних формаций, абсолютный возраст которых 2700 млн. лет и более.

О заключительной стадии платформенного вулканизма структур обрамления УЩ свидетельствуют силурийские туффы ортофирикового состава в краевой части Волыно-Подольской геохимической провинции (Здомысль, Гуца, Ковель, Боцяновка, Гусятин и Корнешты), а также юрские вулканы, аппараты которых обнаружены в кристаллическом щите, в частности в Болтышской впадине (абсолютный возраст вулканитов от 170 до 80 млн. лет), где от них сохранилась только кальдера. Болтышская кальдера имеет в диаметре 30 км, выполнена лавами основного состава, омоложенными (в связи с повторными тектоническими движениями) в более позднее (50—70 млн. лет) время.

Нужно отметить, что вулканизм юрского времени, проходивший в Крымской и Карпатской складчатых зонах, был, очевидно, развит и в Днепровско-Донецкой впадине. Андезитовые туфы здесь в свое время были установлены И. С. Усенко и И. М. Ямниченко (1952). Поэтому вопрос о роли юрского вулканизма в северной окраине УЩ, особенно на участке от Кременчуга до Канева и в связи с вулканизмом в Днепровско-Донецкой впадине, заслуживает дополнительного изучения. Формирование Днепровско-Донецкой впадины сопровождалось расколами фундамента, и вулканизм здесь начинался в рифее или, по крайней мере, в конце рифея (около 600 млн. лет назад.— И. С. Усенко и др., 1958). Затем вулканические процессы в этой части региона усилились в герцинское время (девон — карбон) с заключительной фазой 230 млн. лет. Снова вулканическая деятельность оживилась в Днепровско-Донецкой впадине в юрское время (170 млн. лет назад), в Степном Крыму в меловое время и, наконец, новая ее вспышка отмечается в начале третичного времени (около 50—70 млн. лет назад) по северному краю Донбасса и в Крыму.

Северный борт УЩ, примыкающий к Днепровско-Донецкой впадине, в то же время был (в более раннее геологическое время) и периферической областью овручско-волынской складчатости. Ее субширотные структуры в пределах Днепровско-Донецкой впадины окаймляли с севера УЩ.

В связи с овручско-волынской складчатостью установлены дайковые формации возрастом 1200 млн. лет, развитые в Мало-смелянском карьере Корсунь-Новомиргородского плутона.

С этого времени, очевидно, по всему северному борту УЩ также происходили омоложенные тектонические движения, сопровождавшиеся платформенным вулканизмом. С глубинными разломами и связывают появление высококоровых вулканических образований сверхвысоких давлений, что характерно для алмазоносных структур.

Таким образом, выдвинутые теоретические положения могут быть применены при разработке и изучении, а также при обосновании перспектив металлоносности и алмазоносности УЩ и его обрамления.

Ранее разработанная (Семененко и др., 1968) теория с целью обоснования перспектив поисков цветных и редких металлов, а также плавикового сырья в пределах Западной рифейско-нижнепалеозойской геохимической провинции и в настоящее время остается в силе. Для ее проверки и подтверждения необходимо провести лишь комплексные геолого-геофизические, геохимические и ревизионно-буровые работы. Что же касается теоретических основ изучения алмазоносности УЩ и его платформенного обрамления, то их можно проверить на следующих перспективных площадях (провинциях): 1) алмазоносная провинция западного склона УЩ, связанная с рифейско-нижнепалеозойским вулканизмом и располагающаяся по периферии Галицийской складчатой области. Ее формирование связано с раховской фазой (700—380 млн. лет назад); 2) алмазоносная провинция Южн. Буга и южного склона УЩ, где предполагаются разломы и вулканизм, имеющие возраст 1200—1100 и 500—600 млн лет; 3) алмазоносная провинция зоны сочленения Южного Донбасса и УЩ, связанная с позднепалеозойским вулканизмом (от 320—380 до 230 млн. лет назад) и разломами, особенно в пределах Еланчикского горста; 4) алмазоносная провинция россыпей побережья и акватории Азовского моря вдоль южного края УЩ, где проходят разломы, а также зона окаймления палео- и мезозойских структурных ярусов, входящих в сооружения Крымской горной области.

Не менее важна проблема алмазоносности древних докембрийских образований в пределах УЩ, которые, безусловно, питали алмазами титано-циркониевые россыпи Правобережной Украины. Такими источниками могли быть древние конгломераты, песчаники и другие осадочные формации, а также основные дайки и метабазиты центральной части УЩ.

Проблема алмазоносности может также решаться наряду с изучением юрского вулканизма ДДВ и вулканизма северного склона УЩ на участке Кременчуг — Канев. Вулканизм проявлялся в связи с формированием Днепровско-Донецкой впадины и субплатформенной зоны овручской складчатости. Эти явления сопровождались эффузивным вулканизмом и дайковым комплексом, возраст которого $1200 \div 500 - 600$; $320 \div 230$ и $170 \div 50$ млн. лет.

В Южном Донбассе проблема алмазоносности может решаться в связи с изучением и, прежде всего, детальным опробованием крупнозернистых песчаников «белого девона» Новотроицкой структурной зоны.

СТРУКТУРА И ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО, ЗАПАДНОГО И ЮГО-ЗАПАДНОГО СКЛОНОВ УЩ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ ПРИПЯТИ

Кристаллический фундамент левобережья р. Припяти является глубоко опущенной частью фундамента Русской платформы. В пределах южной и юго-западной частей Белоруссии, в западной части УЩ и на его западном склоне, а также в восточной части Польши на фундаменте почти горизонтально залегают рифейские и палеозойско-мезозойские отложения, заполняющие Брестскую впадину, переходящую к юго-западу в Львовско-Люблинскую депрессию. К востоку Брестская впадина отделена от Припятской областью приподнятого залегания пород кристаллического фундамента, простирающейся в меридиональном направлении и сливающейся с Копыль-Бобовнянским выступом. В Припятской впадине и прилегающих к ней частях кристаллический фундамент погружен на глубину от 10—15 м (на Микашевичско-Житковичском подземном горсте) до 3—4 км и более (в глубоких частях Копаткевичской, Шатилковской и Туровской депрессий). Только в с. Глушкевичах Лельчицкого района Гомельской области фундамент выходит на поверхность, а затем резко обрывается в южном борту Припятской впадины.

Докембрийские кристаллические породы в восточной части Брестской и северо-западной части Припятской впадин непосредственно перекрываются отложениями нижнего эокембрия (пинская свита). Центральная и восточная части Припятской впадины заполнены отложениями среднего и верхнего девона, лежащими непосредственно на кристаллический фундамент (наровский и лужский горизонты).

Вещественный состав пород фундамента в различные годы изучали П. А. Тутковский, Е. В. Оппоков, А. М. Розин, Н. Ф. Блюдухо, Н. С. Тараймович, Е. Н. Гиммельштейн, Н. И. Зуев, Е. М. Махлин, А. С. Махнач, А. М. Пап и др.

Породы кристаллического фундамента вскрыты скважинами (пробуренными экспедициями Управления геологии при СМ БССР) в сс. Наровле, Дербенках, Стреличево, Малейках (возле г. Брагина), Кулажине, Красном (УССР), г. Пинске, с. Тычинах

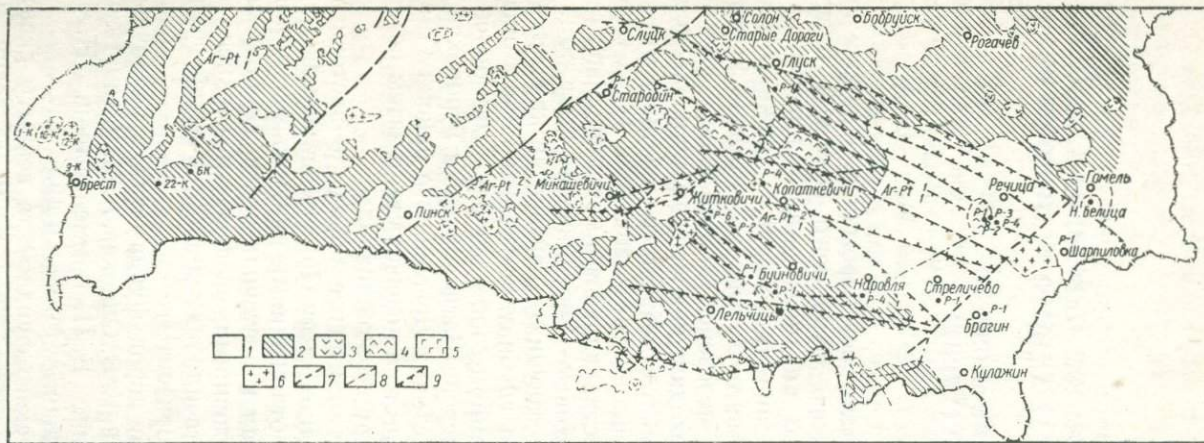


Рис. 1. Схематическая геолого-географическая карта южной части кристаллического фундамента Белорусской ССР.

1 — гнейсы биотитовые, амфиболо-биотитовые, биотит-амфиболовые, гранато-биотитовые, иногда с силлиманитом; гранитизированные, мигматизированные и нерасчлененные доорогенные и синорогенные интрузивы гранитов и гибридных гранодиоритов; 2 — амфиболиты, двупироксеновые кристаллические сланцы, роговообманковые гнейсы и нерасчлененные габбро, габбро-нориты и ультрабазиты (офиолитовая формация); магматические породы (установленные и предполагаемые); 3 — габбро, 4 — диориты, 5 — гранодиориты, 6 — граниты, 7 — границы тектонических блоков, 8 — границы пород (по геофизическим данным); 9 — тектонические нарушения.

(у г. Старобина), Петрикове, Копаткевичах, в Туровской впадине (2-р) и других пунктах (рис. 1).

Кристаллический фундамент юга Белоруссии сложен теми же гнейсовыми толщами, что и на севере УЩ.

Среди гнейсов выделяются две толщи, различающиеся по петрографическому составу. Нижняя, по-видимому, несколько более древняя, сложена биотитовыми, гранато-биотитовыми, гранато-силлиманито-биотитовыми и другими гнейсами кислого состава. Эти гнейсы интенсивно гранитизированы, отчего по химическому составу могут быть сравнимы с гранитами, слагают как бы основание фундамента, подвергшееся переработке под влиянием глибинных агентов гранитизации. Они обладают слабой магнитностью и очерчиваются контурами отрицательного магнитного поля. Такие гнейсы вскрыты в Брестской впадине (скв. 1-к, 9-к), в районе с. Глушкевичей, гг. Брагина, Речицы, с. Стреличево. По геофизическим данным, они прослеживаются между гг. Барановичами и Слуцком.

Вторым приподнятым блоком, где эти гнейсы обнажены древней эрозией, является Брагинский выступ и прилегающая к нему с запада (некогда приподнятая) часть фундамента, вскрытая скважинами на Первомайской, Речицкой и Стреличевской нефтеносных структурах.

Кислые гнейсы Брестской впадины вскрываются скв. 1-к (1401,0—1401,5 м) и 9-к (1473,2—1474,3 м). Они сложены олигоклаз-андезином, биотитом, реликтами зерен зеленой роговой обманки, микроклином, кварцем и вторичными минералами (эпидот, хлорит, кальцит, каолинит). Участками гнейсы гранитизированы до образования полос с массивной структурой, переходящей в гранитовую. Они чередуются со слоями биотито-плагиоклазового состава. Иногда встречаются скопления игольчатых и округлых кристаллов апатита, циркона, стяжения рудного вещества. По времени образования к первичным минералам этих гнейсов следует отнести биотит, амфибол и плагиоклаз. В более позднее время происходит замещение названных минералов калиевым полевым шпатом (микроклин) и кварцем. Своим происхождением они обязаны как процессу метаморфической мигматизации, так и воздействию синкинематических гранитоидов.

Аналогичные гнейсы (с признаками гранитизации) вскрыты северо-восточнее г. Барановичей и простираются юго-западнее его. Основные минералы в них — реликты андезина (в крупных метасоматических зернах микроклина), реликтовый биотит, новообразованный кварц, иногда гранат (альмандин), мусковит и эпидот; гнейсы заметно каолинизированы.

Пачки сходных гнейсов встречаются в районе г. Микушевичей, часто они двуслюдяные, с гранатом или силлиманитом.

Крупное поле гнейсов в юго-восточной части Припятской впадины и на Брагинско-Лоевском подземном выступе сложено

гранитизированными биотито-микроклиновыми гнейсами, где плагиоклаз встречается только в виде реликтов (Первомайская площадь, скв. 2-р). В гнейсах Кулажина, Малеек, Стреличево обнаружен альмандин, а на участке хут. Малеек (район г. Брагина) — силлиманит, игольчатые кристаллы которого как бы обтекают порфиробласты микроклина. В сходных гнейсах Речицкой площади есть псевдоморфозы изотропного вещества (из группы серпентина) по кордиериту, а в сильно микроклинизированных разностях встречается гиперстен, что придает этим гнейсам сходство с чарнокитами.

Вторая толща гнейсов сложена дислоцированными биотито-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами с прослоями амфиболитов и кристаллических сланцев. Она характеризуется повышенной магнитностью и, по геофизическим данным, находится в юго-восточной части Брестской впадины, в районе Пинска и западной части Припятской впадины. Здесь гранитизация выражена менее активно, что дает основание считать гнейсы более удаленными от источника гранитизации, лежащими выше первой толщи и, таким образом, в общем более молодыми. В составе гнейсов преобладают зеленая обыкновенная роговая обманка, плагиоклаз (андезин), биотит и метасоматические микроклин и кварц. Вторичные породы представлены эпидотом, хлоритом, реликтами рудных минералов и стяжениями лейкоксена по титаниту, образующимися главным образом в коре выветривания. Из аксессуарных минералов распространены циркон, апатит и монацит.

В прослоях амфиболитов (сравнительно редко встречающихся в толще гнейсов) преобладает зеленая роговая обманка и андезин (участки Синкевичи, Микашевичи, Глушкевичи и Наровля). Они же преобладают в северо-западной и западной частях Припятской впадины.

Резких различий в способе залегания нижней и верхней толщ нет, поскольку не встречено никаких признаков стратиграфического или тектонического несогласий. По-видимому, они образуют единую толщу, отдельные части которой, по нашему предположению, в различной степени гранитизированы.

Магматические породы прорывают нижнюю и верхнюю толщи гнейсов, при этом благодаря интенсивной гранитизации к породам нижней толщи приурочены граниты, а верхней — габбро, диориты и гибридные гранодиориты.

В Брестской впадине граниты вскрываются скв. 10-к и 12-к. Небольшие по мощности прослой гранита встречены и в скв. 22-к среди гнейсов с реликтами амфибола (верхняя толща). Граниты сильно насыщены реликтами вмещающих гнейсов. В скв. 10-к на глубине 1565,8 м встречен розовато-коричневый гранит, мелко- и среднезернистый, с кучными или плоско ориентированными чешуйками биотита. В составе гранита различается альбитизированный плагиоклаз, замещаемый решетчатым микроклином и

Таблица 1

Химический состав кристаллических пород фундамента Брестской и Туровской впадин, вес. %

Компонент	Образец				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	61,96	66,42	72,92	60,41	66,27
TiO ₂	1,03	0,71	0,29	1,67	0,67
Al ₂ O ₃	14,37	14,27	12,67	14,18	14,66
Fe ₂ O ₃	5,80	2,81	1,66	7,17	2,59
FeO	2,73	3,45	1,70	1,45	2,01
MnO	0,06	0,07	0,01	0,06	0,05
MgO	1,51	1,15	0,55	2,07	1,49
CaO	2,11	2,54	0,93	2,16	2,83
K ₂ O	4,91	4,06	5,10	5,90	3,65
Na ₂ O	4,46	3,88	2,89	1,81	4,13
P ₂ O ₅	0,75	0,45	0,30	0,71	0,57
SO ₃	0,21	0,21	0,22	0,04	0,08
П. п. п.	0,77	0,61	0,25	2,69	0,94
H ₂ O ⁻	0,13	0,16	0,11	1,26	0,18
CO ₃	0,41	0,67	0,21	1,37	0,51
Сумма	100,67	100,63	99,49	100,32	99,94

Примечание: 1 (обр. 46)—гнейс биотитовый, скв. 1, глуб. 1567,6 м, Брестская впадина; 2 (обр. 26)—гнейс биотитовый, скв. 1-к, инт. 1404,0—1401,5 м, там же; 3 (обр. 1)—гранит, скв. 10, инт. 1565,8—1566,0 м, там же; 4 (обр. 1)—гранит, скв. 22, инт. 926,7—931,5 м, там же; 5 (обр. 1)—гранит, скв. 2 опорная, инт. 2294—2296,7 м, Туровская впадина.

кварцем. Это свидетельствует о метасоматическом образовании гранита с сохранением гнейсовой основы исходной породы.

Химический состав пород из фундамента Брестской и Туровской впадин приводим в табл. 1 (аналитик М. А. Жукова, лаборатория Института геологических наук АН БССР, г. Минск).

Гнейсы и граниты по составу близки между собой. Наблюдающиеся различия между содержаниями окислов в гранитах и гнейсах зависят от степени гранитизации последних.

В пределах Микашевичского горста встречаются лейкократовые светло-серые, розовато-серые до розовато-красных среднезернистые граниты с незначительным содержанием биотита и рудных минералов. В их химическом составе иногда нет окислов кальция, марганца, магния и титана (Пап, Борковская, 1968). Граниты внедрены в верхнюю толщу гнейсов, характеризующуюся относительно высоким содержанием недостающих в граните окислов магния, кальция, титана и марганца. В результате реакционных взаимоотношений на контакте гранитов и гнейсов образуются гибридные породы, состав которых меняется от амфиболового габбро (с лабрадором) до гранодиоритов, гранитов и

шлировых пегматитов. Диориты образуют (вместе с гранодиоритами) западнее г. Микашевичей отдельный массив. Диориты вскрыты скв. 1-р на Северо-Домановичской площади, в с. Глушковичах, в районе с. Синкевичей и других пунктах. В районе Глуска (скв. 1-р), на Гороховской структуре (скв. 1-р), у г. Рогачева (и северо-восточнее его) в гранитах вокруг ксенолитов амфиболита и гнейса развиваются концентрические зоны переходных составов (близких к составу габбро, диорита и гранодиорита). Для всех пород этой группы, как и для пород осницкого комплекса Украины, характерно широкое развитие эпидота по плагиоклазу и другим минералам.

Габбро известно в с. Дербенках на Анисимовской площади (скв. 1-р), а гранодиориты — в Буйновичах, Старобине, Пинске. Граниты, вскрытые скв. 96 у ст. Новобелица около г. Гомеля, в с. Стреличево, Брагине, Шарпиловке (1-р), Копаткевичах (4-р), Петриков-Шестовичах (скв. 2-р, 6-р), имеют много общего между собой.

Близки к ним, по-видимому, граниты участка Житковичи, с. Глушкевичей и г. Микашевичей. Они имеют сходство с некоторыми разновидностями гранитов осницкого комплекса, контаминируются гнейсами и, вероятно, древними эффузивными породами (амфиболитами); здесь же возникают гибридные разности между гнейсами и чистыми гранитами.

Граниты, близкие к гранитам микашевичского (осницкого) типа вскрыты в Туровской впадине (скв. 2-р, инт. 2294,4—2296,7 м).

Гнейсы и прорывающие их основные, средние и кислые породы составляют кристаллическое основание, которое (по последним данным) является наиболее древним образованием архейско-раннепротерозойского времени. По-видимому, к доорогенным интрузиям можно отнести некоторые пласты амфиболитов; к синорогенным — тела габбро, гибридные диориты и гранодиориты (аналогичные породам осницкого комплекса), а также граниты, вскрытые в Брестской впадине (скв. 10-к, 12-к, 22-к) и пластообразные тела гранитов, мигматизирующих толщу гнейсов. Возможно, к ним относятся тела ортогнейсов, образованные по гранитам, вскрытые скважинами на участке Микашевичи. Они отличаются от более поздних гранитов наличием динамотекстур. К посторогенным образованиям (возможно, аналогам гранитов типа рапакиви Карелии и коростенских гранитов) условно отнесены микроклиновые граниты Копаткевичей, Петрикова, Новобелицы и другие.

На размытой поверхности гнейсового складчатого основания в протяженной грабеноподобной впадине (реликтом которой является участок Житковичи) в субиотнийское время отложились вулканические породы житковичской свиты (Пап, 1963). Она сложена древними риолитовыми порфирами, пластовыми

образованиями древних диабазов и прослоями осадочно-пирокластических пород. Порфиры превращены в мусковитовые, биотито-мусковитовые, хлорито-мусковитовые сланцы и порфиroidы. Древние диабазы преобразованы в зеленые эпидото-хлоритовые, хлоритовые, биотито-хлоритовые, актинолито-хлоритовые и другие виды сланцев. Осадочно-пирокластические породы распространены незначительно и характеризуются наличием следов ритмичной слоистости, где состав светло- и темно-серых слоев сходен с составом сланцев порфирового и диабазового рядов. Толща этих сланцев с углами падения 30—80° резко несогласно залегает на гнейсах основания и перекрывается красноцветными песчаниками и кварцитами (скв. 059, к востоку от г. Житковичей) овручского (?) типа.

Житковичская свита по разлому глубокого заложения прорвана аллохтонными гранитами Житковичского массива, которые по составу кварц-микроклиновые, иногда альбитизированные, микроклинизированные и окварцованные, отчего превращены в кварц-полевошпатовые метасоматиты. В менее измененных гранитах встречены кучные пятнистые агрегаты биотита и амфибола.

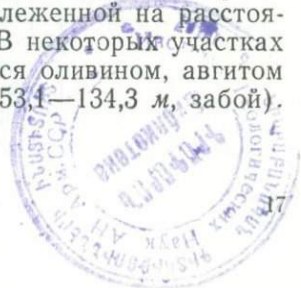
В сланцах под влиянием гранитов возникают метасоматические вкрапленники микроклина, реже альбита, имеющие вид недеформированных «вкрапленников» с прямолинейными ограничениями. В более позднее время граниты и сланцы деформировались, в них образовалась жила сиенита с микроклин-пертитом, постериорным кварцем и мелкими выделениями гематита. На многих участках граниты превратились в метасоматиты, кварциты и вторичные кварциты, а также испытали ослюнение. Такого рода сланцы и прорывающие их граниты хорошо коррелируются с гранитами и сланцами Суцано-Пержанской зоны.

Высокая степень деформации гранитов Перги и Житковичей, их интенсивная переработка, ассоциация с толщей сланцев и особенности рудной минерализации позволяют предположить более молодой* (по сравнению с гранитами рапакиви) возраст гранитов Житковичского и Пержанского массивов.

Породы субиотнической житковичской свиты перекрываются красноцветными кварцитоидными песчаниками и кварцитами овруча (нотния). Восточнее г. Житковичей (скв. 059) они разбиты зоной дробления, полости трещинок в которой заполнены кианитом и клиноцоизитом, свидетельствующими об условиях ставролит-кианитовой фации метаморфизма кварцитов.

Граниты Житковичского массива в апикальной части пересекаются дайкой оливинового диабаза, прослеженной на расстоянии 4 км при мощности от 200 до 500 м. В некоторых участках диабаз довольно свежий, с сохранившимися оливином, авгитом и свежим плагиоклазом (скв. 0321, инт. 53,1—134,3 м, забой).

* Как это установлено для Пержанской зоны.



В призальбандовых частях он превращен в хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы, имеющие сходство со сланцами самой житковичской свиты. Процесс альбитизации этих диабазов сопровождается специфической минерализацией, оторванной во времени от самих житковичских гранитов периодом образования даек диабазов.

Близкие по составу диабазы (ан. 257) известны на Микашевичском участке (Пап, Борковская, 1958). Они, по-видимому, могут быть сопоставлены с дайками аналогичных диабазов, секущими отложения ютния Карелии и Финляндии, а также встречающимися на территории северной части УЩ.

Разделение гранитов микашевичского (осницкого) типа и Житковичей пока основано на различии их петрологии и геологическом положении первых в гнейсах основания массива, вторых — в сланцах житковичской свиты.

Таблица 2

Схема стратиграфии докембрийского кристаллического фундамента юга Белоруссии

Изотопное датирование, млн. лет	Состав и возраст	Фация мегаморфизма
Моложе 1200	Дайки диабазов Ютний (овруч). Кварциты Граниты Житковичей и рапакви	Ставролит-кианитовая субфация
1630 и менее, вероятно, омоложение	Субютний. Сланцы и другие породы, образованные по порфирам, диабазам и осадочно-пирокластическим слоям (так наз. житковичская свита).	Реликты амфиболитовой и наложение фации зеленых сланцев с переходом в эпидот-амфиболитовую
1500—1550 (для гибридных пород, усредненное между гнейсами и гранитами)	Граниты микроклино-плагиоклазовые микашевичского (осницкого) типа, гибридные диориты и гранодиориты	—
1600—1700	Габбро, слюдяные перидотиты (с. Глушкевичи) и гранодиориты Буйновичей, Старобина, Пинска	—
1930—1940 1910 (омоложение до 1380)	Диориты Солона, Червоной Слободы Синкинематическая гранитизация. Амфиболиты, амфиболо-биотитовые, биотито-амфиболовые, двуслюдяные гнейсы, гранитизированные гнейсы и мигматиты, чарнокитизированные кристаллические сланцы Гнейсы биотитовые, биотито-амфиболовые, гранато-биотитовые с силлиманитом и кордиеритом, чарнокитизированные, породы с реликтами гиперстена	— Амфиболитовая Гранулитовая и амфиболитовая (наложенная)

Общая схема стратиграфии докембрийского фундамента юга Белоруссии (табл. 2) построена на основании возраста пород, определенного по биотитам и роговым обманкам калий-аргоновым методом (Герлинг, Пап и др., 1962, 1964, 1967). По радиологическим данным устанавливается некоторое «омоложение» пород, в связи с чем эти значения следует принимать за верхний предел возраста образований.

Что же касается явления омоложения пород в пределах отдельных тектонических блоков, то причиной здесь могут быть: многократное дробление пород фундамента и степень их метаморфизма; количество наложенных фаций метаморфизма и проявления диафтореза; наложение процессов чарнокитизации на различные по составу исходные породы, а также различное положение отдельных блоков фундамента в общей структуре региона.

ПРИПЯТСКИЙ ВАЛ И ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЩИТА

Стратиграфическое расчленение древнейшего разреза

Припятского вала и смежных участков по радиологическим и геологическим данным

В пределах Припятского вала и западного склона УЩ развиты следующие геологические формации верхнего докембрия (рифей-венд): 1) осадочно-терригенная формация рифея с подчиненным ей дайково-силловым комплексом субвулканических тел габбро-диабазов и 2) трапшовая формация венда, которая представлена эффузивной (лавы и туфы) и субинтрузивной (долерито-базальты) фациями.

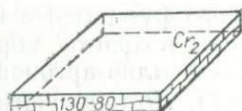
Обе формации составляют нижнюю часть платформенного чехла склона щита и Припятского вала.

В основании формаций залегают породы кристаллического фундамента, а перекрыты они осадочными образованиями нижнего кембрия и породами более молодого возраста.

По геологическим и радиологическим данным (Семененко и др., 1965, 1966), в частности, по данным калий-аргонового метода, древнейший стратиграфический разрез Припятского вала и смежных участков коррелируется (Савченко, 1968) следующим образом (рис. 2).

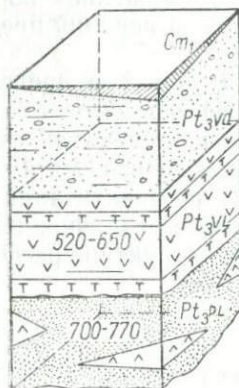
Возраст полесской серии осадочно-терригенной формации 720—770 млн. лет*, что соответствует концу среднего или позд-

* В связи с тем, что в последнее время в песчаниках полесской серии рифея наряду с терригенными полевыми шпатами нами (Савченко, 1970) обнаружены аутигенные калиевые полевыми шпаты, возраст песчаников должен быть более древним.



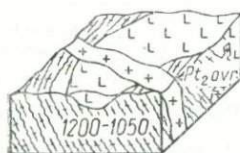
Верхний этаж

130-80



Средний этаж

Порода	Определение по породе или минералу	K, %	Ar-40 / 2t2-10-7	Возраст, млн лет
Базальт	Базальт	1,30	0,483	500
Габбро-диабаз	Габбро-диабаз	0,76	0,373	580
Песчаник (Скв 2-г)	Фракция с уд. вес < 2,91	5,32	3,222	720
Песчаник (Скв 2-г)	Фракция с уд. вес > 2,77 (слюды)	2,30	1,317	700
Песчаник (Скв 1)	Фракция с уд. вес < 2,61 (гематит)	7,10	4,585	770



Нижний этаж

Порода	Определение по породе или минералу	K, %	Ar-40 / 2t2-10-7	Возраст, млн лет
Пегматитный гранит (в гнейсах)	Гранит	6,27	5,960	1050
Биотит-рогово-обманковый гнейс	Биотит	7,89	9,121	1200

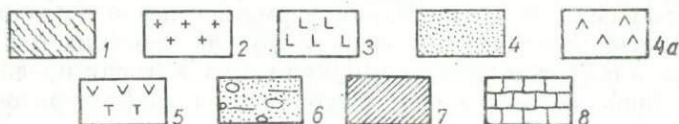


Рис. 2. Абсолютный возраст (по калий-аргоновому методу) пород структурных этажей Припятского вала и западного склона Украинского щита.

1 — биотит-роговообманковые гнейсы (Pt₂ovr) с абсолютным возрастом 1200 млн. лет и более; 2 — розовые пегматитные граниты (1050 млн. лет), прорывающие толщу биотит-роговообманковых гнейсов; 3 — габброиды (в кристаллическом фундаменте), прорываемые пегматитными гранитами; 4 — песчаники полевой серии (Pt₃pl) с абсолютным возрастом 700—770 млн. лет; 4а — габбро-диабазы дайково-силлового комплекса рифея (σPt₃pl); 5 — базальты и их туфы волынской серии венда (Pt₃vd); 6 — алевролиты, аргиллиты, песчаники и глины валдайской серии (Pt₃vd); 7 — «синие глины» и другие породы нижнего кембрия (Ст₁); 8 — пичий мел туронского яруса верхнего мела (Cr₂).

нему рифею. Определения выполнены по монофракциям полевого шпата (уд. вес менее 2,61) и гидрослюды (уд. вес более 2,77), выделенным из слюдистых кварцево-полевошпатовых песчаников Владимирецкого (скв. 2-г) и Гороховского (скв. 1-п) участков.

В геологическом разрезе этих участков осадочно-терригенная формация содержит дайково-силловый комплекс габбро-диабазов, для которых в ИГФМ АН УССР установлен возраст 680—

900 млн. лет. Эти данные подтверждаются также геологическими взаимоотношениями этих образований.

Стратиграфически выше (через маломощный прослой гравелитистых пород горбашевского горизонта) располагаются породы трапповой (базальты и их туфы эффузивной и долерито-базальты субинтрузивной фаций) формации венда.

Для базальтов и долерито-базальтов участков Любешева, Ратно и других установлен (Усенко, Бернадская, Котловская, 1958; Савченко, Зайдис, Котловская, 1967) возраст 500—600 млн. лет. Аналогичные данные приводит Г. А. Казаков (1969). Для базальта из карьера Яновой Долины (обр. 1167, коллекция В. И. Гоньшаковой) получена цифра 560 млн. лет.

По неоднократно проверенным данным, синие глины Прибалтики (начинающие разрез нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы) имеют абсолютный возраст 520 млн. лет, что соответствует раннему кембрию. Эта цифра удовлетворительно подтверждается биостратиграфическими данными. В частности, в аналогичных отложениях на южном борту Припятского вала впервые был обнаружен и описан (Кириянов, Чернышева, 1968) раннекембрийский трилобит.

Цифра 520 млн. лет является верхней возрастной границей для образований верхнего докембрия. Следует обсудить нижнюю возрастную границу траппов западного и юго-западного склонов УЩ, так как именно для них в последнее время приводятся (Гаррис, 1967; Казаков, 1969; Шульга, 1969) цифры порядка 1200 млн. лет, правильность которых трудно объяснить с историко-геологических позиций.

По данным Н. П. Семененко (1965), впервые указавшего на решающую роль галицийской (позднебайкальской) складчатости в создании блоковой раздробленности юго-западной окраины Русской платформы, благодаря которой (складчатости) здесь возникла, вдоль правого берега р. Припяти, крупная субширотного простирающая структура — Припятский вал, в пятом докембрийском мегацикле могут быть выделены циклы: черноморский — 800—1100 и раховский — 550—800 (700) млн. лет. В раховском цикле еще выделяется рудногорская фаза возрастом 560—630 млн. лет, что должно соответствовать концу позднего докембрия — началу раннего палеозоя. Таким образом, возраст вулканических образований может достигать 1 млрд. лет. Однако цифра более 1200 млн. лет для пород трапповой формации неприемлема — по существу это уже возраст кристаллического основания региона; например, биотито-роговообманковые гнейсы Ратновского блока имеют возраст 1200, а прорывающие их розовые пегматоидные граниты — 1050 млн. лет; на Владимирецком участке Припятского вала, в зоне перехода к западному склону щита, аналогичные ратновским розовые пегматоидные граниты, прорывающие массив основных пород, имеют возраст 1310 млн. лет (Савченко, Зайдис, 1970).

Историко-геологический подход к изучению тектонического развития Припятского вала и западного склона УЩ показывает, что формирование эффузивов трапповой формации этого региона относится к временному интервалу 500—680 млн. лет, т. е. преобладающая масса траппов изливалась в течение венды. И только часть пород основной магмы (практически не входящих в состав трапповой формации), возможно, формировалась почти одновременно с терригенной толщей полесской серии рифея; так, на участке Хотешев, по данным Н. А. Савченко и Б. Б. Зайдис (1970), абсолютный возраст габбро-диабазов равен 900 млн. лет. Изученные габбро-диабазы залегают в самом низу (от известной пластовой залежи габбро-диабазов они отделены еще маломощным прослоем флишеидных осадочно-карбонатных пород) разреза полесской серии рифея.

Определяя время формирования эффузивов трапповой формации венды, нельзя, по-видимому, выпускать из вида характер развития структуры кристаллического фундамента Припятского вала и западного склона УЩ.

Установлено (Семененко, 1965, 1966), что окончательное формирование нижнего структурного этажа региона завершается постовручской складчатостью, которая проходила 1350—1200—1050 млн. лет назад. Поэтому предположение о том, что траппы Волыно-Подольской геохимической провинции изливались 1200 млн. лет назад, т. е. почти вслед за окончанием оvrучской складчатости, нереально уже хотя бы потому, что в стратиграфическом разрезе данного региона не находится ни места, ни времени для седиментации очень мощной терригенной толщи рифея — полесской серии.

Представленные цифры радиологических определений являются для стратиграфического расчленения древнейшего разреза Припятского вала реперными.

Нижняя возрастная граница для вулканических образований, входящих в состав платформенного чехла, определяется в 900—950 млн. лет, причем для эффузивов трапповой формации венды не ниже 560—680, а для субвулканических тел габбро-диабазов дайково-силлового комплекса рифея — 900—950 млн. лет.

Цифры 1050—1350 млн. лет уже относятся к магматическим и метаморфическим комплексам кристаллического основания Припятского вала, среди которых мы впервые выделили (Владимирецкий участок, скв. 162, гл. 501,0 м) габбро-диоритовую формацию возрастом 1310—1350 млн. лет. Она представлена габбро, биотито-амфиболовыми габбро, амфиболизированными диоритами и другими породами.

Небезынтересно рассмотреть вопрос о выделении в стратиграфической шкале рифейской и вендской групп. Дискуссия по данному вопросу, как известно, обширная, в связи с чем ее изложение опускаем. О выделении в верхнем докембрии рифея и венды по Припятскому валу имеется следующий материал (из

рассмотрения исключается гороховский разрез, так как он относится к Львовскому палеозойскому прогибу и, по существу, характеризует иные тектонические условия).

Для Припятского вала характерно, что в местах, где развиты субвулканические тела габбро-диабазов рифея, всегда или почти всегда не наблюдаются лавовые потоки трапповой формации венда. Это говорит о том, что они формировались в различных тектонических условиях при другом плане тектонических структур. И хотя петрохимические особенности эффузивов и субвулканических тел в целом одинаковые, тектонический фактор заставляет исключать габбро-диабазы из состава трапповой формации венда и выделять их в самостоятельный дайково-силловый комплекс осадочно-терригенной формации рифея.

Наблюдениями за характером нижнего и верхнего контактов залежей (и других признаков) установлено, что внедрялись они в условиях частичного воздымания территории (на фоне общего погружения региона, когда отлагалась мощная толща полесских песчаников).

Иная обстановка была в период формирования базальтовых лавовых потоков венда, растекавшихся (при трещинных излияниях) на расчлененном рельефе.

Роль разрывной тектоники в структуре южной части Припятского вала по данным сейсмических исследований

До настоящего времени в пределах Припятского вала геофизические исследования проводились почти всеми методами, кроме сейсмического. Постановка сейсмических работ диктовалась необходимостью выяснения глубинной структуры района, а также сопоставления результатов различных геофизических методов с целью их комплексной интерпретации. Проведение сейсмических исследований было тем более важно, что глубинное строение района, особенно роль в нем разрывных нарушений, трактуется по-разному. Решение этого вопроса имеет большое значение для поисков полезных ископаемых, прежде всего медных руд, проявления которых в пределах района весьма перспективны (Клушин, 1955, 1968; Семененко и др., 1965, 1968; Савченко, 1968).

В геологическом строении Припятского вала участвуют породы трех структурных этажей. Нижний этаж представлен древним кристаллическим основанием, обнажающимся восточнее в пределах УЩ. В состав среднего этажа, покоящегося на кристаллическом основании, входят геологические комплексы от рифея до нижнего мела включительно. Верхний этаж сложен породами верхнего мела — антропогена. В нижней части осадочного разреза большое значение имеют вулканогенные образования (межпластовые интрузии габбро-диабазов, эффузивы, пирокласты).

В связи со сложным тектоническим строением района распространение геологических комплексов по площади неравномерно — на ряде участков из стратиграфического разреза выпадают не только ярусы и отделы, но и целые системы.

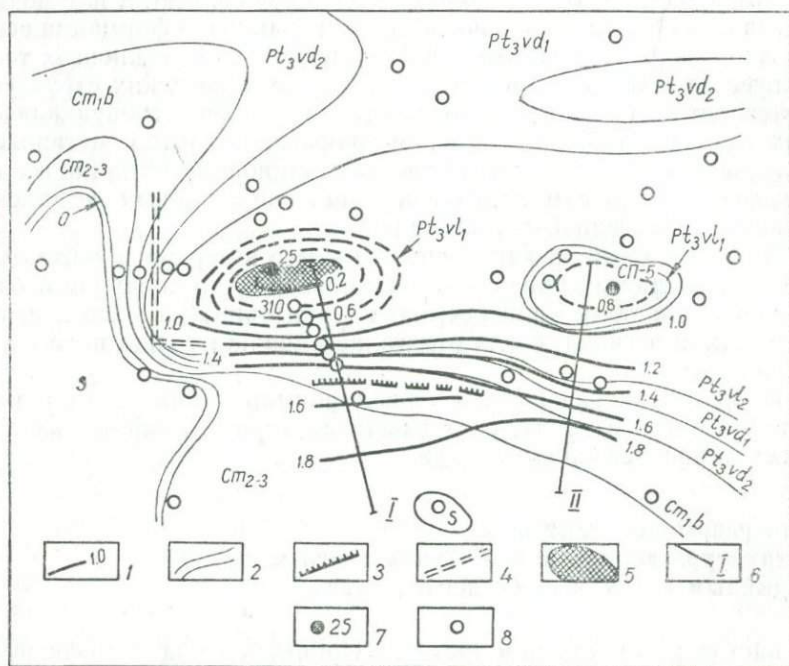


Рис. 3. Схема гипсометрии поверхности фундамента в районе Ратновского и Хотешевского выступов Припятского вала (геологическая основа по А. Е. Бирюлеву, мезокайнозойский чехол снят).

1 — изоглубины поверхности фундамента (км); 2 — границы отложений различного возраста под мезокайнозойским чехлом (геологическая карта подмезозойской поверхности); 3 — разломы в фундаменте по сейсмическим данным; 4 — разломы по геологическим данным; 5 — участок выхода кристаллического основания под мезокайнозойский чехол; 6 — сейсмические профили КМПВ; 7 — скважины, вскрывшие кристаллическое основание; 8 — скважины, остановленные в осадочном чехле. Pt₃vl₁ — горбашевский горизонт волинской серии; Pt₃vl₂ — берестовенская свита волинской серии; Pt₃vd₁ — гдовская свита валдайского комплекса; Pt₃vd₂ — ламнаритовая свита валдайского комплекса; Cm_{1,b} — балтийский комплекс нижнего кембрия; Cm₂₋₃ — средний — верхний кембрий; O — ордовик; S — силур.

Сейсмические исследования проводились методом КМПВ. Наблюдения выполнены вдоль двух профилей субмеридионального простирания, пересекающих южные склоны Ратновского и Хотешевского выступов Припятского вала с выходом в центральные, наиболее приподнятые участки этих структур (рис. 3). Длина профиля I — 20 км, профиля II — 15 км. Методика наблюдений — непрерывное продольное и поперечное профилирование. Система наблюдений предусматривала получение сводных годографов головных волн от поверхности кристаллического фундамента. Регистрирующая аппаратура состояла из стандартных

сейсмостанций СС-30/60 — КМПВ, использовавших низкочастотные сейсмоприемники СПЭН-1 ($f_{рез} = 10-11$ гц). Запись производилась на наиболее низкочастотной (1-1) и наиболее высокочастотной (3-МК) фильтрациях указанных сейсмостанций.

Из всех пунктов взрыва (ПВ) на обоих профилях прослежена выдержанная регулярная волна с кажущейся скоростью $V_k = 5,8-6,0$ км/сек*. Эта волна регистрируется с удалений 0,3—4,5 км от ПВ сначала в последующих, а затем в первых вступлениях. Точка выхода волны в первые вступления располагается на расстоянии 0,5—6,5 км от ПВ. Интервал регистрации волны и точка ее выхода в первые вступления закономерно отодвигаются от ПВ на большие удаления и времена по мере продвижения вдоль обоих профилей в южном направлении.

Волна классифицируется как головная от поверхности кристаллического фундамента (в южной части профиля I, к югу от ПК 5, возможен переход на более молодые вулканические образования протерозоя). Основание такого определения природы волны — прямолинейная форма и параллельность нагоняющих годографов. Рефракция в кристаллическом субстрате выражена слабо и при полученной длине годографов почти неощутима. По описываемой волне отмечается несколько аномальных осложнений записи, соответствующих разрывным нарушениям и контактам в кристаллическом основании.

Кроме протяженной регулярной волны от поверхности фундамента, вблизи ПВ регистрируется серия последовательно сменяющих друг друга быстрозатухающих волн с $V_k = 3-5$ км/сек. На обоих профилях количество этих волн и интервалы их прослеживания закономерно увеличиваются, а степень затухания уменьшается к югу. Эти волны связаны с преломляющими горизонтами в осадочном чехле, уменьшающимися по мощности и выклинивающимися по мере приближения к сводовым частям Ратновского и Хотешевского выступов. Непосредственно от ПВ до удалений порядка 0,5 км прослеживается волна с $V_k = 2,3-2,5$ км/сек, соответствующая мезокайнозойскому чехлу.

Определение средних скоростей для построения разрезов, за неимением данных сейсмокаротажа, производилось только по точкам пересечения годографа волны от поверхности фундамента с годографами волн от горизонтов в осадочной толще. Согласно этим определениям, средняя скорость до поверхности фундамента вдоль профиля I меняется от 2,25 на севере до 3,2—3,4 км/сек на юге профиля. На профиле II средние скорости составляют 3,2—3,5 км/сек. В северной части этого профиля расчетное значение средней скорости, контролируемое результатами бурения скв. СП-5, составляет 2,27 км/сек.

Следует отметить, что в условиях геологического разреза Припятского вала, характеризующегося наличием в осадочном

* V_k — кажущаяся скорость; V_r — граничная скорость. (Прим. ред.).

чехле многочисленных высокоскоростных тел вулканического происхождения, определение средних скоростей по точкам пересечения головных волн может давать существенные погрешности. Это следует учитывать при оценке произведенных по сейсмическим материалам структурных построений. Построение разрезов производилось методом полей времен с учетом градиентного изменения средней скорости вдоль профилей.

Из разреза по профилю I видно, что сейсмический горизонт с $V_T=5,8-6,2$ км/сек довольно быстро погружается с севера, от Ратновского выступа, на юг. В северной части профиля глубины составляют 160—200 м, в южной они возрастают до 1800—1900 м. Наиболее энергичное погружение происходит на склоне Ратновского выступа между ПК 12 и 6, угол падения сейсмического горизонта достигает здесь 12—13°, на интервале в 6 км глубины увеличиваются от 400 до 1600 м. Южнее ПК 6 погружение происходит очень полого: на расстоянии 10 км глубины возрастают всего на 300—400 м.

В северной части профиля стратификация горизонта определяется скв. 310, вскрывшей кристаллический фундамент на глубине 209 м. От ПК 15 до ПК 5 преломляющий горизонт однозначно сопоставляется с поверхностью кристаллического субстрата. В районе ПК 12 по изменениям динамики сейсмической волны и граничной скорости отмечается смена физических характеристик пород фундамента (контакт). Южнее, в районе ПК 9, зафиксировано разрывное нарушение по фундаменту, хорошо совпадающее с разломом, отмеченным по геологическим данным между скв. 8-п и 11-м (А. Е. Бирюлев). В 1 км к югу в фундаменте наблюдается нарушение с несколько опущенным южным крылом, также хорошо коррелирующееся с разломом, установленным, по геологическим данным, между скв. 15-м и 8-м. В кернах скважин вблизи этих нарушений наблюдаются аномально большие углы падения пород осадочного чехла, достигающие 45° и более. На участке разлома ПК 8, между скв. 15-м и 8-м, наблюдается магнитная аномалия. Характерно, что фундамент имеет здесь повышенную граничную скорость, достигающую 6,7 км/сек. Следующее, наиболее значительное нарушение, отмечается в районе ПК 5—6. Амплитуда нарушения достигает 150—200 м, северное крыло опущено. Южнее нарушения степень погружения сейсмического горизонта значительно меньше, чем к северу от него.

Стратификация преломляющего горизонта на профиле I к югу от ПК 5 не может быть проведена однозначно. Исходя из значений граничной скорости (6,0—6,3 км/сек), значений глубин и общего характера сейсмической записи, можно считать, что здесь, как и севернее ПК 5, это поверхность кристаллического фундамента. Вместе с тем не исключена возможность перехода ПК 5 на какой-то выдержанный высокоскоростной вулканогенный горизонт в низах полесской серии пород. Следует отметить

общее хорошее соответствие между рельефом преломляющего горизонта и ходом гравитационной кривой вдоль профиля.

Из разреза по профилю II видно, что сейсмический горизонт с $V_r=5,8-6,4$ км/сек, как и на профиле I, погружается с севера, от свободной части Хотешевского выступа, на юг. Стратификация горизонта на профиле II произведена по скв. 5-сп, вскрывшей кристаллический фундамент в северной части профиля на глубине 695 м. В целом поверхность фундамента на профиле II находится гипсометрически ниже, чем на профиле I. Хотешевский выступ, таким образом, приподнят меньше, чем Ратновский. Глубины до поверхности фундамента на профиле II увеличиваются с севера на юг примерно от 690 м на своде Хотешевского выступа до 1900 м на юге профиля. Погружение более равномерное, чем на профиле I, углы наклона поверхности в среднем около 5 и не превышают 8°. Склон Хотешевского выступа гораздо менее выразителен и более расплывчат, чем склон Ратновского. Очевидно, с этим связано отсутствие в сейсмическом материале указаний на существование нарушений со сколько-нибудь значительной амплитудой смещения поверхности фундамента. Лишь в районе ПК 10 по непродольным записям отмечается смена физических характеристик пород фундамента, свидетельствующая о наличии контакта. К северу от ПК 10 внутри фундамента отмечена круто погружающаяся на юг сейсмическая площадка, что хорошо соответствует быстрому уменьшению в том же направлении значений силы тяжести. К участку поверхности фундамента, где наблюдается магнитная аномалия, приурочено ослабление записи головной волны от кристаллического субстрата. Возможно, здесь располагается подводящий магматический канал, по которому в осадочный чехол поступал материал пластовых интрузий.

Следует отметить общее хорошее совпадение глубин до поверхности фундамента, определенных по данным КМПВ, и расчетных глубин до кромок магнитовозмущающих масс (расчеты В. И. Клушина). На обоих профилях КМПВ поведение кривых Δg хорошо соответствует рельефу сейсмического горизонта, характеризующего поверхность фундамента. В то же время результаты сейсмических исследований на профиле I существенно расходятся с данными электроразведки ВЭЗ, причем это расхождение увеличивается к югу, по мере погружения фундамента. Очевидно, электроразведка переходит здесь на более молодые горизонты.

По данным проведенных сейсмических исследований, с использованием материалов глубокого бурения, составлена схема гипсометрии поверхности фундамента в районе Ратновского и Хотешевского выступов Припятского вала (см. рис. 3). Сопоставление сейсмических и геологических данных обнаруживает хорошую корреляцию между ними.

Результаты сейсмических исследований показывают, что кристаллический фундамент на участке Южно-Припятского разло-

ма, ограничивающего с юга Припятский вал, не образует резко выраженных ступенеобразных форм. В то же время в зоне этого разлома наблюдается общая раздробленность фундамента, создаваемая серией разрывов сравнительно небольшой амплитуды. Эти разрывы захватывают и осадочный чехол, проявляясь в крутых углах падения пород. В зоне Южно-Припятского разлома в фундаменте местами (профиль I) наблюдаются повышенные значения граничных скоростей, близкие к скоростям в породах основного состава, что хорошо соответствует установленным на западном склоне УЩ в районе Рафаловки габброидным породам (Савченко, 1968). Приуроченность магнитных аномалий к зоне Южно-Припятского разлома, в сочетании с появлением в фундаменте пород основного состава, позволяет думать, что разрывные нарушения этой зоны являлись подводными каналами, по которым в осадочный чехол поступал магматический материал. Из разрывов, отмеченных сейсмическими исследованиями, это в первую очередь относится к нарушению на ПК 8 профиля I, в районе которого скв. 17 вскрыла в отложениях волинской серии эруптивную брекчию. Наличие таких брекчий в сочетании с повышенной пиропиноносностью современных отложений Припятского вала (Бобриевич и др., 1968) указывает на возможную приуроченность к зоне Южно-Припятского разлома также кимберлитовых трубок.

Таким образом, сейсмические исследования КМПВ в районе Припятского вала, проведенные впервые, показали перспективность применения этого метода для изучения глубинного строения района.

Полученные результаты хорошо согласуются с данными геологии, магнито- и гравиметрии.

Геологическое строение и тектоника Ратновского горста по результатам крупномасштабных геофизических исследований

Установлены новые особенности структуры Ратновского горста, несколько дополняющие ранее отмеченные В. И. Клушиным (1968).

Анализ физических полей (с учетом параметров физических свойств горных пород и фактического материала) позволил наметить их определенную связь с геологическим строением района.

В остаточном гравитационном поле прежде всего находит отражение гипсометрия поверхности кристаллического основания в связи с тем, что избыточная плотность магматических и метаморфических пород фундамента по отношению к перекрывающей толще вулканогенно-осадочных пород достигает $0,3-0,5 \text{ г/см}^3$

(при средней плотности кристаллических пород $\sigma = 2,70 \text{ г/см}^3$, а вулканогенно-осадочных $\sigma = 2,20—2,40 \text{ г/см}^3$).

В меньшей степени в остаточном гравитационном поле дифференцируются неглубоко залегающие кристаллические породы типа габбро-диабазов (отличающиеся своим вещественным составом от предыдущих).

Эффузивные образования, в связи с небольшой мощностью потоков базальтов, ощутимого гравитационного эффекта не создают.

Магнитные аномалии обусловлены в основном вулканогенными образованиями: покровами базальтов и субинтрузивными телами габбро-диабазов, обладающими магнитной восприимчивостью порядка $8000—10\,000 \cdot 10^{-6} \text{ CGS}$.

На участках неглубокого залегания фундамента магнитные аномалии могут быть также связаны с отдельными телами основного состава.

По материалам электроразведки, опорным горизонтом высокого сопротивления является кристаллическое основание. Кроме того, высокими сопротивлениями отличаются мощные покровы базальтов и субинтрузивные тела габбро-диабазов.

Главным структурным элементом, выявленным геофизическими исследованиями в пределах общего поднятия фундамента, является Ратновский горст, представляющий собой выступ кристаллических пород размером $12 \times 6 \text{ км}$ и вытянутый в восточно-северо-восточном направлении.

В остаточном гравитационном поле Ратновскому горсту соответствует четкая положительная аномалия силы тяжести, с относительной интенсивностью до $4, 5 \text{ мгл}$. Характерной особенностью аномалии является то, что она указывает на крутое падение боковых поверхностей горста. Амплитуда вертикального смещения определена путем теоретических расчетов и составляет $700—1000 \text{ м}$. Углы падения северной и южной поверхностей горста близки к вертикальным, причем северная может быть более крутой, чем южная. На запад и восток кристаллические породы погружаются более полого и, вероятно, по системе ступенчатых блоков.

Большая амплитуда горста и крутое падение плоскостей сбросов подтверждаются и данными электроразведки. В пределах горста, где кристаллические породы перекрыты лишь осадочной толщей мезокайнозой, сравнительно благоприятный геоэлектрический разрез типа H и KH позволил довольно уверенно проследить опорный электрический горизонт высокого сопротивления, соответствующий поверхности кристаллического основания.

Средняя глубина до кристаллических пород 150 м и лишь на отдельных участках в центральной части горста уменьшается до 50 м .

Границы горста отмечаются резким падением кажущихся сопротивлений (ρ_k) при больших разносах питающих линий и

возрастанием суммарной продольной проводимости разреза от 1—2 *мо* в пределах поднятия до 20 *мо* и более вне его.

Вблизи границ горста кривые ВЭЗ искажены влиянием боковых поверхностей и лишь на некотором удалении они имеют достаточно закономерный вид.

Ратновский горст весьма четко отображается и в магнитном поле. Ему соответствует слабозмущенное положительное поле интенсивностью до 200 γ отдельными более интенсивными аномалиями. За пределами горста спокойное отрицательное магнитное поле обусловлено немагнитными песчаниками полесской серии, выходящими на домезозойскую поверхность. Вытянутые минимумы Z_a вдоль границ поднятия, вероятно, соответствуют тектоническим зонам.

Наиболее четкая отрицательная аномалия с интенсивностью до 200 γ окаймляет поднятие с севера; менее четко выраженные аномалии прослеживаются вдоль южной и юго-восточной границ горста.

По характеру магнитного поля можно лишь предполагать наличие различных комплексов пород, слагающих кристаллический фундамент в пределах горста. На большей его части, очевидно, распространены биотитовые гнейсы (скв. 25), создающие возмущенные положительные поля. В восточной части горста, где отмечено спокойное отрицательное магнитное поле, возможно распространены гранитоиды, а в пределах отдельных наиболее интенсивных магнитных аномалий — породы основного состава.

Горст разбит серией продольных и поперечных нарушений на отдельные блоки. Наиболее четко отмечается разлом, который делит горст вдоль длинной оси почти пополам. Ему соответствует отрицательная магнитная аномалия и изгиб изоаномал силы тяжести.

По характеру изменения изоаномал, а также интенсивности магнитного поля, вдоль границ поднятия намечается ряд поперечных нарушений. О блоковом строении горста может свидетельствовать и гипсометрия поверхности фундамента, имеющая перепады глубин до 100 м.

На домезозойской поверхности Ратновский горст окаймляется песчаниками полесской серии.

Вулканогенные образования волынской серии на всей площади создают положительное магнитное поле, характеризующееся сложным строением, причем интенсивность и конфигурация аномалий зависят от состава и формы залегания вулканогенных образований. Более интенсивные аномалии обусловлены преобладанием в разрезе базальтов или габбро-диабазов; менее интенсивные соответствуют туфам. При крутом падении вулканогенных пород наблюдаются вытянутые положительные аномалии с сопряженными минимумами; при пологом залегании — слабоинтенсивные площадные аномалии.

Наиболее четко в магнитном поле выражена линейно-вытянутая магнитная аномалия, названная Ратновской, простирающаяся в широтном направлении южнее горста от оз. Турского через пос. Ратно и далее на восток. Интенсивность аномалии 250—300 γ , ширина — 0,8 км. Более интенсивное магнитное поле наблюдается вдоль северной границы аномалии, что свидетельствует о падении возмущающих тел на юг. По данным количественной интерпретации, углы падения возмущающего тела изменяются от 27° в районе пос. Ратно до 50° в районе оз. Турского. Глубина до верхней кромки аномальной зоны равна 150—180 м. Скважинами 17-к, 15-м, 11-м установлено, что указанная магнитная аномалия обусловлена крутопадающей толщей вулканогенных пород волинской серии.

С юга, вдоль Ратновской аномальной зоны, проходит отрицательная гравитационная аномалия интенсивностью до 1,5 мгл и шириной 1,0—1,5 км, соответствующая кембрийским образованиям. Последние представлены песчаниками, залегающими под мезокайнозойскими отложениями. По данным В. И. Клушина (1964), плотность песчаников на 0,2 г/см³ меньше, чем вулканогенных образований волинской серии и карбонатных пород ордовика и силура.

В юго-восточной части площади выделена Поступельская магнитная аномальная зона северо-восточного простирания интенсивностью до 200 γ и шириной около 3 км. С ней совпадает остаточная гравитационная аномалия интенсивностью 1 мгл. Предполагается, что эти аномалии обусловлены габбро-диабазам. С северо-запада Поступельская аномалия ограничена глубинным Радовским разломом, который хорошо выделяется в гравитационном поле. Разлом прослеживается в северо-восточном направлении и уходит на территорию Белоруссии.

С севера Ратновский горст ограничен мощной Подозерной тектонической зоной, имеющей вытянутые отрицательные магнитные аномалии, а в восточной части площади наблюдаются линейно вытянутые положительные аномалии, возможно, соответствующие дайковым телам габбро-диабазов.

Наиболее сложное магнитное поле наблюдается восточнее Ратновского горста, где пересекаются Радовский и Подозерский разломы.

Результаты геофизических работ свидетельствуют о сложном строении Ратновского горста, где широко развиты дизъюнктивная тектоника и трапповый вулканизм, а также подтверждают предположение о том, что кристаллический фундамент в пределах Припятского вала разбит серией продольных и поперечных нарушений на отдельные приподнятые и опущенные блоки.

В связи с этим признаки медной гидротермальной минерализации на Припятском валу приобретают важное практическое значение и указывают на несомненную перспективность района.

Строение западного склона УЩ по данным КМПВ

При рассмотрении вопросов тектонического районирования западного склона УЩ (Вольно-Подольского окончания Русской платформы) исследователи за основу принимали разные критерии, вследствие чего и появилось большое количество тектонических единиц с различными наименованиями.

В большинстве случаев исходным материалом служили сведения о строении осадочного чехла Вольно-Подольи, а информация о глубинах залегания поверхности кристаллического фундамента была недостаточной.

Основные взгляды на строение фундамента Вольно-Подольи изложены в работах Л. Ф. Лунсгерсгаузена (1939), П. Л. Шульги (1952), О. В. Крашенинниковой (1956), Е. П. Брунс (1957), П. Л. Шульги и В. И. Клушина (1958), В. В. Глушко (1962), А. В. Хижнякова (1963), Н. П. Семененко, В. И. Клушина, Н. А. Савченко, А. С. Анисимова (1963), Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачука, В. И. Клушина (1965), В. И. Утробина (1966) и многих других.

На схеме Е. П. Брунс выделены западный склон щита и Львовский палеозойский прогиб. В схеме В. В. Глушко, кроме указанных, еще выделяется Пинская антеклиза. А. В. Хижняков поверхность фундамента разделил на западный склон УЩ и Львовский палеозойский прогиб. Кроме того, выделены Тербовлянский выступ и Могилев-Подольское поднятие фундамента. Максимальные глубины залегания фундамента этого региона, по данным С. И. Субботина и В. Б. Соллогуба, находятся в районе Львова и достигают 7000—8000 м. По схеме В. И. Утробина, на западном склоне щита располагается Вольно-Подольское перикратонное опускание, в свою очередь подразделяющееся на Подольскую моноклираль, Волинский авлакоген (ограниченный Владимир-Волинским и Луцким разломами) и Ковельско-Ратновский выступ. В 1963 г. Н. П. Семененко, В. И. Клушин и другие впервые выделили крупную структуру субширотного простиранья — Припятский вал, имеющий разломно-блоковое строение.

Региональные сейсмические исследования (Западноукраинской геофизической разведочной экспедицией и Институтом геофизики АН УССР) и бурение значительно улучшили изученность территории, однако наименее освещенной осталась область, которая расположена севернее Владимир-Волинского разлома.

Увязка результатов исследований КМПВ с данными бурения осадочного чехла позволила (Яриш и др., 1966, 1967) дополнить и уточнить схему гипсометрии поверхности кристаллического основания территории (рис. 5).

Точность определения глубин до поверхности фундамента по сейсмическим данным КМПВ зависит от многих факторов, в том числе сведений о скоростных параметрах осадочного чехла и их

изменениях вдоль профилей. Опытные данные показывают, что на изменение средних скоростей до поверхности фундамента исследуемого региона наибольшее влияние оказывают девонские и силурийские отложения, пластовые скорости которых достигают 4500—6500 м/сек. Для кембрийских и протерозойских отложений они равны лишь 4000—4700 м/сек.

Примером могут служить результаты сейсмокаротажа скв. Луцк-1, Горохов-1 и Пелча-1, где кривые средних скоростей максимально изменяются в верхней части разреза, а в нижней — градиент нарастания скорости по ним небольшой. С увеличением глубины кривая асимптотически приближается к значениям пластовых скоростей кембрийских и протерозойских отложений. Изогипсы средних скоростей соответствуют характеру изолиний, ограничивающих выходы палеозойских отложений на подмезозойскую поверхность.

На схеме поверхности фундамента (см. рис. 5) изогипсы фундамента имеют субмеридиональное направление, отклоняясь к северо-востоку в северной части, что указывает на прогиб фундамента.

По профилю РП-ХIII, проходящему через скв. Луцк-1 и Пелча-1, построен сейсмогеологический разрез, который показывает, что мощность верхнепротерозойских отложений уменьшается не ступенчато (как предполагал В. Н. Утробин, выделяя авлакоген), а плавно выклинивается к юго-востоку. Это же подтверждается скв. Хмелевка-1, где непосредственно на фундаменте залегают образования волинской серии. Луцкий разлом, ограничивающий (по мнению В. Н. Утробина) Волинский авлакоген, не отображен ни на одном из региональных профилей КМПВ (РП-ХI, ХII, ХIII). Таким образом, эту структуру нельзя назвать авлакогеном. Это всего лишь прогиб, который в дальнейшем именуется здесь Волинским.

Северо-западную границу прогиба можно провести по юго-восточному окончанию Белорусско-Литовского массива, севернее пос. Ратно и далее в пределы ПНР. Юго-восточная граница прогиба проводится по линии выклинивания из разреза отложений полесской серии, отмеченной Е. П. Брунс (1957) южнее г. Шепетовки.

Учитывая существование Збаражского выступа фундамента (Яриш, 1968), можно утверждать, что выклинивание отложений полесской серии от г. Шепетовки происходит по линии Ямполь — Вишневец — Олеско вдоль Збаражского выступа фундамента. Далее на запад достаточных материалов нет. Предполагается лишь, что тектоническая граница между Олеско и Радеховым уходит на запад.

Следуя взглядам Н. С. Шатского, можно предполагать, что эта система прогибов является отображением планетарного глубинного тектонического шва, отделявшего Сарматский щит от Балтийского.

По глубине и форме залегания поверхности кристаллического фундамента территорию Вольно-Подольского окончания платформы можно разделить (Яриш и др., 1966, 1967) на две части: восточную и западную. В пределах первой (западный склон УЩ) поверхность фундамента спокойно, без нарушений, моноклинално (под углами 1—2°) погружается в западном направлении. Здесь нет каких-либо крупных тектонических нарушений. Плавное погружение фундамента закачивается по линии Рогатин — Радехов и далее к северу. По этой линии проходит разлом поверхности кристаллического фундамента (РП-IX и VIII), названный А. В. Хижняковым (1964) Радеховско-Рогатинским.

Территория, расположенная к западу от разлома, выделена под названием Львовского прогиба. Фундамент здесь разбит многочисленными разломами на отдельные блоки, смещенные друг относительно друга на различные уровни. По данным исследований КМПВ значительно уточнены границы между западным склоном УЩ и Львовским прогибом, причем последняя структура выделяется по фундаменту.

На севере Львовский прогиб и западный склон щита ограничиваются Владимир-Волыньским разломом (26) *, который впервые выделен П. Л. Шульгой (1951) на основании геологосъемочных работ. Здесь было установлено, что на равных гипсометрических уровнях находятся в контакте отложения кембрия и карбона. Точно положение Владимир-Волыньского разлома и до настоящего времени не установлено, вследствие чего его принимают от северо-восточного до широтного. По данным КМПВ, разлом от г. Устилуга проходит в широтном направлении (севернее г. Владимир-Волыньского) ориентировочно до р. Турья, далее СВ с. Озютычей (РП-XII и XII), затем резко поворачивает к СВ (РП-XIII) и далее прослеживается на с. Кухотскую Волю. Еще далее к северо-востоку разлом или затухает (в зоне пересечения с другими разломами) или продолжается в пределы БССР.

В широтной части Владимир-Волыньский разлом представляет собой обширную зону (4—6 км), состоящую из трех отдельных разрывных нарушений. Суммарная амплитуда разлома на РП-XII и XI составляет 2200 м. На профиле РП-XIII она уменьшается до 300—500 м.

В северной части Волыни (к северу от Владимир-Волыньского разлома) располагается Припятский вал (III₁). Он ограничен с севера Любешевской, а с юга — Южно-Припятской зонами разломов. В пределах Припятского вала на территории УССР выявлены Ратновский и Хотешевский блоки.

К северу от Припятского вала фундамент погружается в пределы Брестской впадины и Пинской седловины (Горелик, 1966) и вскрывается скважинами на глубинах 1601 и 318 м соответственно. Согласно данным В. И. Клушина (1968), к востоку При-

* Цифры, стоящие в скобках здесь и далее — ссылки на рис. 5.

пятский вал продолжается до Дубровицкого поднятия (I_1), которое располагается уже в пределах западного склона УЩ. Разделяющий их Стырский грабен* представляет собой часть Вольнского прогиба, продолжающегося в пределы Ельской депрессии Припятского прогиба.

При исследовании Припятского вала В. И. Клушин (1968) выделил целый ряд тектонических разломов. Некоторые из них предположительны и требуют дальнейшего подтверждения.

С юга к Припятскому валу причленяется крупная положительная структура (III_2) меридионального простирания, названная А. В. Хижняковым (1964, 1968) Ковельским валообразным поднятием (или Турийским валом), которое подтверждается исследованиями КМПВ.

На южном конце Ковельского валообразного поднятия (изогипсой —1500 м) оконтуривается Овадновское поднятие, а на северном (изогипсой —1400 м) — Буцинское. Такой порядок глубин до поверхности фундамента определен как на профиле РП-ХIII (ЗУРГЭ), так и на профиле ИГН АН УССР, проложенном южнее Ратновского горста. На профилях РП-ХII и ХIII, расположенных соответственно к западу и востоку от Овадновского поднятия, глубины до поверхности фундамента больше чем в пределах самого поднятия почти на 500—600 м. В связи с этим не исключено, что Ковельское поднятие имеет форму горста, ограниченного с востока и запада разломами. С востока это будет, по-видимому, продолжение Радеховско-Рогатинского разлома (10), который отделяет западный склон щита от Львовского прогиба. Это подтверждается характером изменения гравитационного поля к югу от Владимир-Вольнского разлома, а также резким изменением направления и амплитуды последнего. В северном направлении по этой линии наблюдается (судя по данным аэромагнитных исследований А. В. Тесленко и В. В. Нечаева) резкое изменение характера магнитного поля. Магнитная аномалия в районе г. Турийска резко, почти под прямым углом, меняет свое простирание с широтного на меридиональное, причем к западу от г. Ковеля интенсивность магнитной аномалии увеличивается, что предположительно может быть объяснено изливанием эффузивов по разлому.

Следует отметить, что магнитные аномалии, расположенные на Ковельском поднятии, вытянуты в субширотном направлении, тогда как к востоку от него направление поля меняется. Магнитная аномалия в районе Турийска позволяет выявить здесь поднятие фундамента, аналогичного Овадновскому и Буцинскому.

В том же направлении (к северу) располагается Турский грабен, разделяющий Ратновский и Хотешевский выступы фундамента (Клушин, 1968). На продолжении этой зоны в БССР на-

* В этой части Стырского грабена предполагается (Семененко и др., 1963) уступ с наклоном поверхности к западу глубиной 1 км (прим. ред.).

ходится крупный разлом, отделяющий Брестскую впадину от Пинской седловины (Горелик, 1966).

Таким образом, Радеховско-Рогатинский разлом представляет собой древнее региональное нарушение, существовавшее на протяжении длительного времени и связанное с погружением западной части УЩ и, возможно, Белорусско-Литовского массива. Амплитуда разлома около 400—600 м; она уверенно определяется на всех профилях. На РП-ХІІІ она равна 250 м, что объясняется острым углом подхода профиля к нарушению, вызвавшему искажение волновой картины.

Западным ограничением Ковельского поднятия является, по-видимому, выделенный А. В. Тесленко и В. В. Нечаевым (на основании аэромагнитных данных) Поступольский разлом субмеридионального простирания. От пересечения с Владимир-Волинским разломом он проходит в северном направлении до зоны Южно-Припятского разлома.

По гравиметрическим материалам О. М. Иванов-Брянцев и Л. Е. Фильштинский определяют амплитуду разлома (около 500 м).

Восточнее Ковельского поднятия располагается Голобское понижение фундамента (III₃), ограниченное с юго-востока Владимир-Волинским разломом, где глубины до поверхности фундамента составляют 600—2200 м. К западу от поднятия обособляется сложно построенная Шацко-Любомльская зона понижений фундамента, осложненная Шацким (III₄) и Любомльским (III₅) выступами, которые выделяются предположительно на основании изучения условий залегания осадочных отложений. Эти выступы, по-видимому, отделены друг от друга разломами небольшой амплитуды.

По геолого-геофизическим данным, максимальные глубины до поверхности фундамента в этом районе не будут выше 2000—2200 м. В апикальных частях Шацкого и Любомльского выступов они могут быть 1500—1600 м.

Западный склон УЩ в общих чертах имеет более простое строение, чем территория к северу от Владимир-Волинского разлома. В северной части обособляется Дубровицкий выступ (I₁) фундамента, примыкающий непосредственно к УЩ. По данным В. И. Клушина, он состоит из двух самостоятельных поднятий: Лутищенского (на востоке) и Круповского (на западе), разделенных небольшой впадиной. Амплитуда их, по-видимому, не превышает 200 м.

Дубровицкий выступ (I₁) больше тяготеет к УЩ (Семененко и др., 1963), чем к Припятскому валу, и отделен от последнего прогнозной осевой частью Волинского прогиба (Яриш, 1970).

В районе Вишневец — Тернополь на профилях РП-VII, VIII и IX, и профиле ИГН АН УССР намечился Збаражский выступ (I₂) фундамента, ограниченный с юго-запада одноименным разломом (7). Возможно, этот выступ продолжается и далее к севе-

ро-западу в район Олеско, где на профиле РП-ХІІ отмечается резкое крутое воздымание поверхности фундамента к юго-востоку.

В южной части Волыно-Подоллии, в районе Черновцы — Каменец-Подольский, наблюдается изгиб изогипс поверхности фундамента в юго-восточном направлении, указывающий на плавный переход к южному склону УЩ. На участке Бучач — Черновцы происходит увеличение погружения поверхности фундамента в сторону Предкарпатского прогиба. В этой части западный склон УЩ сочленяется непосредственно с зоной каледонской (или галицийской) складчатости. Здесь обнаружен Устечский разлом (9) с амплитудой 50—250 м, прослеживаемый (по данным гравиразведки) в северо-восточном направлении.

По данным КМПВ на западном склоне УЩ не отмечено крупных региональных разломов, в связи с чем ступенеобразное его погружение не подтверждается и нет большинства разломов, выделенных И. И. Чебаненко (1966). На некоторых профилях зарегистрирована сложная волновая картина, на основании которой можно выделить ряд разломов поверхности фундамента, однако их амплитуда всего 50—150 м. К ним относятся Сарненский (2), Ольский (3) и др.

Кроме того, имеется серия разломов (5, 6 и др.), о направлении которых в настоящее время судить трудно. На ряде профилей зарегистрирована волновая картина, указывающая на неоднородное внутреннее строение фундамента западного склона УЩ.

Наиболее сложным тектоническим строением характеризуется та часть западного склона щита, которая примыкает непосредственно к зоне пересечения Радеховско-Рогатинского (10) разлома с Владимир-Волыньским (26).

Непосредственно с юга к Владимир-Волыньскому разлому примыкает Витонижский грабеноподобный блок (I₃), ограниченный с юга одноименным разломом (25). Наиболее четко этот разлом зафиксирован на РП-ХІІІ, где его амплитуда равна 250 м. К предполагаемому продолжению Витонижского разлома на РП-ХІ и ХІІ приурочено изменение угла наклона поверхности фундамента, в связи с чем в юго-западном направлении (в пределы Львовского прогиба) он трассируется условно до пересечения с Нововолинским разломом (12).

Локачевский блок (I₄) ограничен с юга одноименным разломом, который вполне уверенно отмечен на всех профилях. Его северо-восточное направление определялось путем отнесения точки от профиля РП-ХІ на расстояние около 2 км. Это же направление определяется гравитационным полем в виде цепочки локальных минимумов. Наибольшая амплитуда разлома на РП-ХІІ; в северо-восточном направлении она уменьшается до 50—100 м. На юго-западе он ограничен условно в зоне пересечения с Нововолинским (12) разломом во Львовском прогибе. Возможно, они

протягиваются в юго-западном направлении и являются юго-восточным ограничением Келецко-Сандомирского кряжа.

Северо-восточным ограничением Витонижского (25) и Локачевского (24) разломов является, по-видимому, Покащевский разлом (4), выявленный на профиле РП-I в 1961 г.

Необходимо отметить один важный факт: на ряде участков западного склона УЩ наблюдаются цепочки гравимагнитных аномалий, которые вытягиваются в линии определенных направлений. По В. И. Клушину и В. Н. Утробину, это Ровенский и Луцкий разломы поверхности фундамента. Правда, могут быть и иные взгляды на их природу. На Тереховляньских аномалиях, например, разломов в современной поверхности фундамента не оказалось (Яриш и др., 1966).

Имеются древние разломы фундамента, по которым еще до осадконакопления происходило внедрение плотных и высокомагнитных масс из глубоких слоев земной коры. Позже разломы были залечены и сnivelированы. Примером этому может быть волновая картина, зарегистрированная в районе Пелчинских дислокаций, где на профиле РП-II не удалось выявить нарушения поверхности фундамента. Однако по зарегистрированной дифрагированной волне можно предполагать наличие глубинной неоднородности в фундаменте на 3—5 км ниже его поверхности.

Львовский прогиб фундамента (11) расположен западнее Радеховско-Рогатинского разлома (10) и имеет очень сложное блоковое строение.

Геолого-геофизическими исследованиями в осадочной толще установлен целый ряд разломов северо-западного направления. В. В. Глушко и Я. М. Сандлер (1958) считают их унаследованными от тектонических процессов, происходивших в пределах Карпатской геосинклинальной области. Большинство из этих разломов заканчиваются в зоне Радеховско-Рогатинского разлома.

С запада к Радеховско-Рогатинскому разлому в районе Перемышляны — Рогатин примыкает Перемышлянский выступ (II₁), оконтоуренный изогипсой — 4000 м. Глубины до поверхности фундамента в пределах Львовского прогиба достигают 6000—8000 м. В зоне сочленения с Предкарпатским прогибом они увеличиваются до 10—12 км.

В связи со сложностью строения, а также недостаточным количеством фактических материалов о строении фундамента Львовского прогиба детальная его характеристика здесь не приводится.

ВОЛЫНО-ПОДОЛИЕ И ЛЬВОВСКИЙ ПАЛЕЗОЙСКИЙ ПРОГИБ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОЛЫНО-ПОДОЛИИ И ЛЬВОВСКОГО ПАЛЕЗОЙСКОГО ПРОГИБА ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ

На территории Волыно-Подольской окраины Русской платформы, начиная с 1965 г., трестом «Львовнефтегазразведка» МГ УССР пробурено три опорных, шесть параметрических и несколько десятков поисково-разведочных скважин, располагающихся главным образом в пределах контура распространения среднедевонских отложений Львовского палеозойского прогиба (рис. 4), благодаря чему детально изучены глубокие горизонты разреза южного и восточного бортов прогиба.

Строение кристаллического фундамента

Кристаллические образования вскрыты скважинами по периферии Львовского палеозойского прогиба — юго-востоке (Бучач-1 и 2, Завадовка-1, Хмелевка-1) и северо-востоке (Горохов-1, Луцк-1, Пелча-1). В первой группе вскрыты породы гранитоидного ряда (граниты, граносиениты и гранодиориты), а также амфиболиты (Хмелевка-1, гл. 1751 м), взаимоотношения между которыми не установлены. Вторая группа скважин вскрыла породы различного состава: серо-зеленые биотит-амфиболовые сланцы (Горохов), розовые мелко- и среднезернистые граниты (Луцк), розовато-серые очковые гнейсы и амфиболиты (Пелча), близкие к породам, встреченным в скв. Хмелевка-1. Абсолютный возраст кристаллических пород фундамента приводим в табл. 3.

Полученные новые данные бурения и геофизических исследований позволили составить схему рельефа фундамента восточной части прогиба и прилегающей части западного склона УЩ.

Таблица 3

Абсолютный возраст пород кристаллического фундамента Волыно-Подоллии

Скважина и интервал отбора образца, м	Порода	Абсолютный возраст, млн. лет	Место определения возраста	Автор
Завадовка-1, 2418—2420	Гранит	1584 ± 39	Лаборатория Львовского университета	Г. Х. Чеджемов, О. В. Цюнь
Горохов-1, 3466—3467	Биотит-амфибо- ловый сланец	1393 ± 42	Там же	Те же
Хмелевка-1, 1583—1587	Гранит	1271 ± 24	»	»
Бучач-1 2116—2118,3	»	1180	ИГН АН УССР	Н. А. Савченко, Б. Б. Зайдис

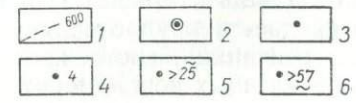
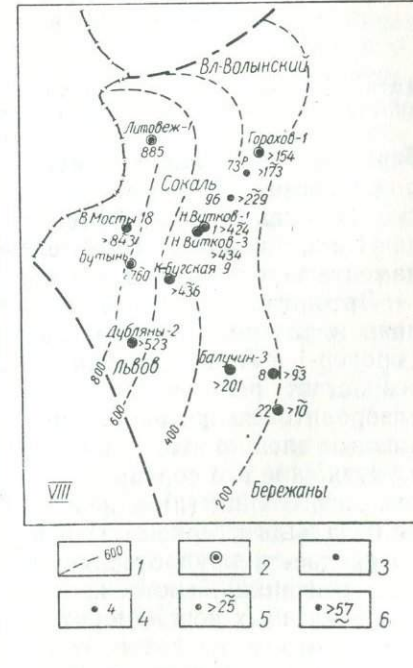
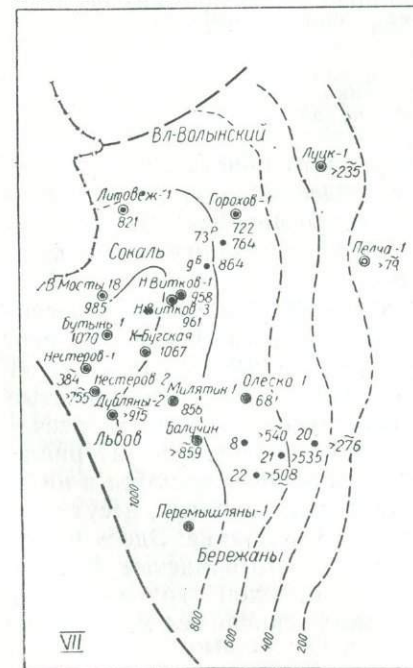
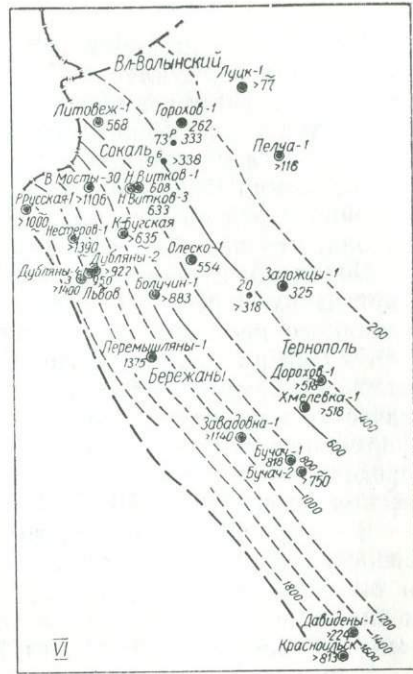
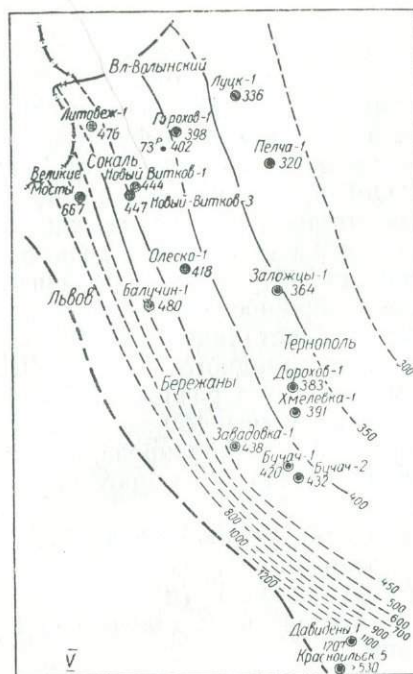
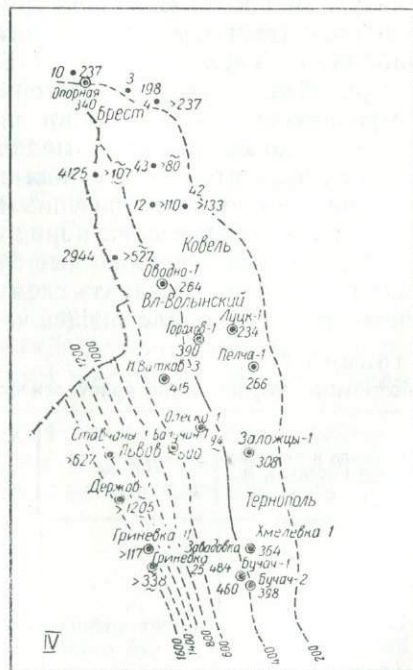
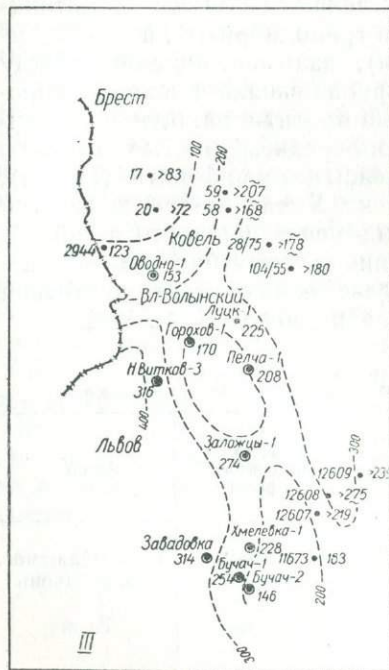
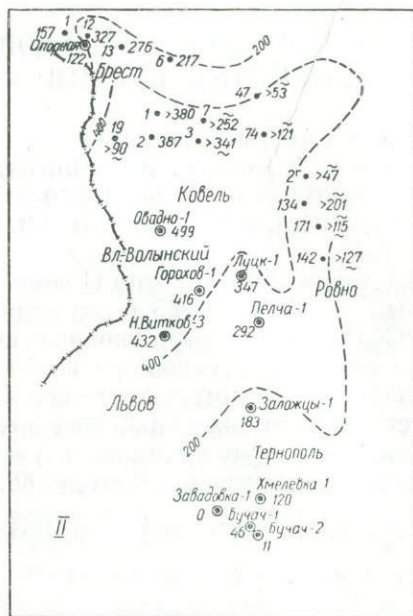
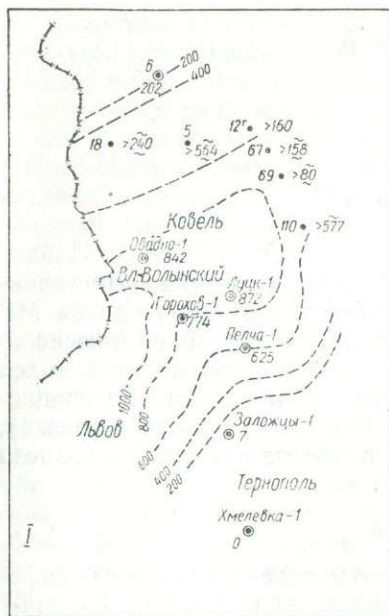


Рис. 4. Схематические карты палеоизопахит Воыно-Подольской окраины Рус-
 1 — палеоизопахиты; 2 — скважины глубокого бурения; 3 — структурно-поисковые и дру-
 гого вида скважины; 4 — полная мощность; 5 — мощность неполная из-за отсутствия дан-
 ных по верхней части; 6 — мощность неполная из-за отсутствия данных по нижней части.

ской платформы.

I — время отложения полевской серии; II — время отложения волынской серии; III — время отложения валдайской серии; IV — кембрийское время; V — силурийское время; VI — раннедевонское время; VII — средне- и позднедевонское время; VIII — раннекаменноугольное время.

Восточная и западная части прогиба разделены зоной глубинных разломов Устилуг — Рогатин (Антипов, Червонский, 1964). Эта зона служит границей, разделяющей фундамент на части с различными физическими свойствами. Поверхность фундамента восточной части прогиба имеет общий западный уклон (от 1500 на востоке до 4500—4800 м на западе), причем на фоне плавного падения пород на запад заметно некоторое расчленение единого склона, что находит отражение в изогипсах древнего рельефа.

Вероятно, подобная закономерность обусловлена наличием двух взаимопересекающихся линий северо-восточного и северо-западного простираний, нарушивших кристаллический фундамент. Для восточного борта прогиба и западного склона УЩ главное значение имеет диагональная система разломов. Тектонические швы обусловили образование специфических эпиплатформенных структур высокого порядка и контролировали распределение мощностей осадочных образований на протяжении весьма длительного (Pt—Kz) времени.

В северной и северо-восточной частях региона преимущественно развиты разломы северо-восточного простирания, а к югу и западу влияние их на структуру фундамента (и осадочного чехла) уменьшается и предпочтительное развитие получают элементы северо-западной ориентировки.

В западной части прогиба, по данным геофизических исследований, фундамент залегает на глубине 5000—7000 м.

Литолого-стратиграфическая характеристика протерозойско-палеозойского осадочного чехла

Верхний рифей. На размытой поверхности кристаллических пород залегает древнейшая в регионе полесская серия, вскрытая в скв. Горохов-1, Луцк-1, Пелча-1 и Новый Витков-3. В скв. Бучач-1 и 2, Завадовка-1 и Хмелевка-1 этих отложений нет; на фундаменте залегают осадки вендского комплекса.

Литоология полесской серии однообразна: преобладают песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с аргиллитами. В скв. Горохов-1 и Луцк-1 песчаники явно преобладают, в скв. Пелча-1 возрастает роль алевролитов. Преобладают крупнозернистые алевролитовые и мелкозернистые псаммитовые разности песчаников и алевролитов. Укрупнение зерен обломочного материала и ухудшение его сортировки и окатанности наблюдаются в нижней части толщи (нижние 30—50 м разреза, вероятно, несут черты базального горизонта) и в верхней ее половине. Здесь обычны средне- и крупнозернистые, неравномернозернистые гравийные песчаники, встречаются также прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Заметно уменьшается количество алевролитов.

Подобные закономерности отмечены и в изменении минералогического состава песчаников по вертикали разреза. В нижней

половине толщи (исключая базальные слои) преобладают олигомиктовые разности пород, в которых главным кластическим компонентом является кварц. Базальные слои и верхняя половина полесской серии характеризуются полимиктовым, а в отдельных прослоях — аркозовым составом. В скв. Пелча-1 выделяется, например, только базальный горизонт мощностью 40 м. Породы полесской серии красные или бурые. Цемент (в песчаниках, алевролитах и гравелитах) глинистый или кремнистый.

В скв. Новый Витков-3 в призабойной части (3978—4042 м) вскрывается аналогичный разрез. Здесь переслаиваются красноцветные, реже серые и зеленовато-серые песчаники и алевролиты, а также аргиллиты. Состав пород полевощпатово-кварцевый, структура мелкозернистая, обычно алевролитовая. Цемент глинистый и серицитовый. В основной массе породы встречаются разрозненные полуокатанные обломки и галька различных кристаллических образований фундамента размером 0,3—1,5 см. Некоторые исследователи сопоставляют эту толщу с тиллитоподобными отложениями вильчанской свиты Белоруссии.

В средней части разреза полесской серии (Горохов-1) встречены три маломощных (10—18 м) пластовых тела основных магматических пород; два из них подтверждены керном, а третье выделяется по сходству промыслово-геофизических показателей.

В скв. Луцк-1 на том же стратиграфическом уровне по электрометрическим параметрам установлены аналогичные интервалы. Керн из этих интервалов не поднят, однако можно считать доказанным наличие здесь трех пластовых вулканических тел.

В скв. Пелча-1 с разных глубин поднято восемь мелких обломков пород эффузивного облика. Привязка этих образцов затруднена, так как предполагается, что это обломки из перебуренных верхних толщ. По данным промыслово-геофизического каротажа, в этой скважине тоже выделяется интервал, сопоставляющийся с соответствующим интервалом скв. Горохов-1.

Результаты бурения на территории Вольно-Подолки дают самые общие, но тем не менее очень важные представления о структурном плане полесских образований.

Скв. Луцк-1, вскрывшая максимальную мощность описываемых отложений, расположена в наиболее погруженной части области седиментации полесского времени. Сопоставление каротажных диаграмм показывает, что в скв. Горохов-1 и Пелча-1 нет верхних частей разреза полесской серии (100 и 250 м соответственно). В западном направлении, в соответствии с региональным наклоном поверхности фундамента, мощность отложений этого возраста увеличивается. В скв. Новый Витков-3 она, вероятно, уже превышает 1000 м (см. рис. 4—1).

Вендский комплекс. Отложения этого возраста вскрыты на территории Вольно-Подолки и Львовского прогиба скв. Горохов-1, Луцк-1, Пелча-1, Новый Витков-3, Бучач-1 и 2, Хмелевка-1

и Завадовка-1. Во всех скважинах, за исключением последней, они представлены в объеме волинской и валдайской серий. В скв. Завадовка-1 волинской серии нет и на гранитах лежат терригенные образования валдайской серии.

Волинская серия в северной части прогиба характеризуется значительными мощностями и делится на две свиты: горбашевскую и берестовецкую. Горбашевская (мощностью 38—45 м) сложена песчаниками и гравелитами с плохо отсортированными обломками полимиктового и аркозового состава. В скв. Пелча-1 в отложениях свиты отмечен пирокластический материал (пепловый цемент). Берестовецкая свита представляет собой сложно построенную вулканогенную толщу. В скв. Горохов-1, Луцк-1 и Пелча-1 в ней можно выделить три пачки, причем верхняя и нижняя представляют собой переслаивание разных по мощности пластов базальтов и туфов, а разделяющая их пачка сложена только туфами. Количество пластов и их общая мощность сильно меняются. В скв. Горохов-1 в нижней пачке отмечено восемь пластов базальтов, а в верхней — пять; Луцк-1 — четыре и два, а в скв. Пелча-1 — два и три пласта соответственно. Мощность пластов 5—40 м. Пласты туфов лишь в единичных случаях достигают 12—15 м мощности. Соотношение мощностей всех трех пачек в скважинах выглядит так: Горохов-1 — 188—112—78 м, Луцк-1 — 98—100—108 м, Пелча-1 — 64—130—53 м.

Пласты базальтов представляют собой последовательно налегающие друг на друга потоки, разделенные маломощными прослойками туфов или лавобрекчий.

В скв. Новый Витков-3 берестовецкая свита представлена толщей переслаивающихся пластов базальтов (10—70 м) и туфов (5—40 м).

У южного борта впадины разрез волинской серии резко отличается как по мощности, так и по строению. Разрезы в скв. Хмелевка-1 и Бучач-1 состоят из нескольких пластов базальтов и долеритов мощностью от 7 до 17 м, разделенных пластами туфов (3—10 м) или пачками аркозовых песчаников и гравелитов (Лазаренко, Воловник, 1969). В основании серии горбашевская свита не выделяется. В скв. Хмелевка-1 на этом стратиграфическом уровне находится пачка мощностью 40 м, верхняя половина которой сложена туфами, а в нижней — переслаиваются средне- и крупнообломочные туфы и туффиты, связанные друг с другом постепенными переходами. В скв. Бучач-1 в подошве волинской серии залегает пласт неравномернозернистых аркозовых песчаников мощностью 2 м.

Лавобрекчий связаны с базальтами постепенными переходами. Они состоят из обломков гиаобазальтов спекшихся или сцементированных слабоаркстализованной лавой такого же состава.

Туфы имеют буровато-лиловую и зеленовато-серую окраску и массивную или неяснослоистую текстуру.

Абсолютный возраст базальтов из скв. Хмелевка-1 (1583—1587 м) — 538 ± 19 млн. лет (определения О. В. Цюнь и Г. Х. Чеджемова, ЛГУ им. Ив. Франко).

Распределение мощностей волинской серии на исследуемой территории свидетельствует о том, что накопление эффузивных и пирокластических пород происходило в области, сохранившей основные структурные черты предшествующего бассейна седиментации (см. рис. 4—II).

На размытой поверхности берестовецкой свиты лежит толща терригенных пород валдайской серии (см. рис. 4—III).

В скважинах северной группы, а также скв. Хмелевка-1 и Бучач-1 разрез условно разделяется на две пачки: монотонных алевролитов, аргиллитов и реже песчаников. В основании валдайской серии в скв. Луцк-1 и Новый Витков-3 лежит маломощный прослой песчаников. В скв. Новый Витков-3 в составе этого горизонта около его подошвы отмечены породы туффитового состава. В скв. Бучач-2 нижняя пачка сокращена в мощности до $\frac{1}{3}$ объема серии. В скв. Завадовка-1 разделения алевролитов и песчаников на две пачки нет. В. Б. Богомякова (1968) из пород этой части разреза скв. Горохов-1 выделила спорный комплекс, позволяющий сопоставлять вмещающие его породы с гдовскими и ламинаритовыми горизонтами Прибалтики (Верниковский, Стародворская, Богомякова, Марковский, 1968). Аналогичные споры получены также из соответствующих частей разреза скв. Луцк-1, Пелча-1, Хмелевка-1, Бучач-1.

Структурный план валдайского бассейна седиментации отличался от более древних. Здесь намечаются новые крупные структурные элементы, получившие отражение в распределении мощностей. Мощности возрастают в западном направлении. К востоку от скв. Горохов-1 отмечается небольшой (50 м) перепад увеличения мощности.

Кембрийская система. На отложениях валдайской серии лежит литологически очень близкая ей толща пород балтийской серии нижнего кембрия, представленная тонким чередованием серых с зеленоватым оттенком глинистых и песчано-алевролитовых отложений.

В глинах из разрезов скв. Горохов-1, Луцк-1, Пелча-1, Новый Витков-3, Бучач-1, Хмелевка-1 и Завадовка-1 В. Б. Богомякова (1968) определила спорные комплексы, хорошо сопоставляемые с содержащимися в синих алинах Прибалтики.

Во всех изученных разрезах на осадках балтийской серии залегает толща светло-серых, почти белых песчаников, алевролитов и глин бережковской свиты средне-позднекембрийского возраста. Эти отложения вскрыты также скв. Олеско-1 и Балучин-1.

Совершенно иные по литологии разрезы в скв. Ставчаны-1, Держов-1, Гриневка-11 и 25 на территории внешней зоны Предкарпатского прогиба, где наблюдается монотонное флишеподоб-

ное тонкоритмическое чередование аргиллитов и светло-серых кварцитовидных песчаников и алевролитов, возраст которых, по палинологическим находкам, определяется как кембрийский. Порода интенсивно дислоцированы и залегают с углами падения 30—90° (см. рис. 4—IV).

Область седиментации в кембрийский период представляла собой единый крупный бассейн, ориентированный в северо-западном направлении. До линии Новый Витков — Завадовка распределение мощностей происходило плавно, а западнее — скачкообразно (например, в скв. Балучин-1 мощность бережковской свиты достигает 500 м).

Осадки ордовика во впадине не установлены. За пределами территории они представлены маломощной (5 м) терригенно-карбонатной толщей верхнего ордовика, несогласно залегающей на кембрии и венде (Помяновская, Хижняков, 1968).

Силурийская система. На эродированной поверхности кембрия с резким стратиграфическим несогласием залегают толща фаунистически охарактеризованных карбонатных пород лlandoверского и венлокского ярусов нижнего и лудловского (скальский горизонт) яруса верхнего силура, представленных светло-серыми криптокристаллическими, органогенно-детритовыми, часто доломитизированными известняками с прослоями аргиллитов. Отмечается закономерное увеличение глинистости пород и увеличения общей мощности отложений с востока на запад. Наиболее широко распространены глинистые известняки и мергели в скв. Балучин-1, Олеско-1 и частично в скв. Завадовка-1 и Хмелевка-1. В скв. Бучач-1, Завадовка-1 и Горохов-1 встречаются коралловые известняки.

В скв. Давыдены-1, расположенной в юго-западной части внешней зоны Предкарпатского прогиба, вскрыт полный разрез силурийских отложений мощностью более 1200 м, где мощность и литология коренным образом меняются. В разрезе преобладают глинистые породы (серицито-кремнистые аргиллиты, переходящие в глинистые мергели) с развитием известняков, главным образом в лlandoверском ярусе.

Структурный план силурийского седиментогенеза унаследовал основные черты кембрийского бассейна с последовательным нарастанием мощностей на запад. К юго-западу от линии Новый Витков — Завадовка заметны скачкообразное увеличение мощностей и смена фаций (см. рис. 4—V).

Девонская система. В этой части разреза осадочного чехла впадины отложения представлены нижним, средним и верхним отделами девона. Нижний девон согласно залегают на известняках нижнего силура. Нижняя часть разреза (тиверский ярус) сложена терригенными и карбонатными породами с редкими прослоями песчаников и аргиллитов. В структурном отношении нижнедевонский бассейн представляет собой регрессивный (по отношению к силурийскому) области седиментации с сохранением

простираения и закономерностей распределения осадков (см. рис. 4—VI).

Средний—верхний девон. Мощная толща осадков этого возраста вскрыта в скв. Горохов-1, Луцк-1, Пелча-1, Олеско-1, а также на площадях Новый Витков, Великие Мосты, Каменка-Бугская, Бутынь—Хлевчаны, Балучин и др. Здесь выделяются осадки живетского, франского и фаменского ярусов. Граница между красноцветными терригенными отложениями днестровской серии нижнего девона и карбонатными породами среднего-верхнего девона резкая. В основании разреза лежит пачка сульфатизированных доломитов с тончайшими пропластками аргиллитов. Она свидетельствует о фацальной выдержанности осадконакопления и является надежным электрометрическим репером (рис. 4—VII).

В восточных разрезах (скв. Пелча-1) возрастает роль сульфатных пород в виде мощных гипсо-ангидритовых пластов (живетский ярус), а также конгломератовидных (с битумом) известняков задонско-елецкого горизонта фаменского яруса, связанных с явлениями доломитизации.

Вдоль восточного борта прогиба и в самой западной его части (Нестеровский антиклинорий) осадки верхнего девона сильно размыты. Размеры средне-позднедевонского бассейна седиментации сокращаются. Структурный план меняется на субмеридиональный, с плавным погружением на запад—юго-запад. Наиболее погруженная часть находится около западных границ бассейна. Вдоль северного борта вырисовывается обширная линейно вытянутая на северо-восток зона, представляющая собой, по всей вероятности, автономно развивающуюся депрессию.

Каменноугольная система. Граница между карбоном и девонем прогиба проводится по подошве торчинской свиты турнейского яруса.

Отложения турне (трансгрессивно перекрытого карбонатно-терригенной толщей визейского яруса) на большей части территории согласно залегают на более древних образованиях. В его составе выделяются три свиты, различные по литологии (доломитизированные известняки, доломиты, известковистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты) и распространению.

Отложения визейского возраста согласно перекрываются осадками намюрского яруса (известняки, аргиллиты, алевролиты, песчаники и прослой углей). К намюрскому ярусу приурочена основная продуктивная толща Львовско-Волынского угольного бассейна.

Башкирский ярус среднего отдела распространен в виде узкой полосы вдоль границы с ПНР и литологически не отличается от осадков намюрского яруса.

Каменноугольный бассейн унаследовал основные структурные особенности девонского седиментогенеза, однако в нем заметны черты регрессивного цикла (см. рис. 4—VIII).

Уже на первом этапе платформенного существования в позднем готландии и раннем рифее происходит заложение основных тектонических швов, которые расчленили консолидированный фундамент на ряд блоков. Блоковые подвижки различного знака и продолжительности обусловили формирование региональных структур. Наибольшее влияние они оказали на образование структур седиментации.

В позднем рифее происходило продолжительное опускание крупного блока северо-восточного простирания, в связи с чем образовалась долгоживущая отрицательная структура, в которой локализовались древнейшие осадочные образования полесской серии.

Прогиб представляет собой типичную для Русской платформы структуру и является юго-западным продолжением Оршанского грабенообразного прогиба, простирающегося от Орши через Припятскую впадину на Вольту. Эту структуру следует называть Вольтно-Оршанским грабенообразным прогибом.

Анализ мощностей показывает, что северо-западный борт прогиба находится на юге Белоруссии, а юго-восточный условно ограничен линией Кременец—Александрия. Ширина прогиба 250—300 км. Осевая часть его проходит, по-видимому, севернее скв. Горохов-1 и Луцк-1. Территория Подольского Приднестровья (располагающаяся к югу) в позднем рифее была, таким образом, приподнята, и осадконакопления здесь не было (табл. 4).

В вольтинское время происходит дальнейшее формирование главнейших структур региона. Судя по тому, что максимальные мощности вулканогенных пород совпадают с наиболее погруженной частью Вольтно-Оршанского прогиба, можно считать, что он унаследовал основные структурные элементы предшествующего времени.

Широкое площадное распространение эффузивных и пирокластических пород свидетельствует о широком развитии дизъюнктивных нарушений. Помимо дислокаций северо-восточной ориентировки развиваются также и тектонические линии северо-западного простирания, по которым закладывались поперечные структуры к Вольтно-Оршанскому прогибу, окончательно сформировавшиеся на следующем этапе.

В валдайское время бассейн седиментации претерпевает значительную перестройку. Учитывается площадь осадконакопления за счет трансгрессии на юг, на территорию Подольской возвышенности. Здесь развивались три крупных структурных элемента: Вольтно-Оршанский грабенообразный прогиб, размеры которого в конце венда заметно сокращаются, положительная структура субмеридионального (ССЗ—ЮЮВ) простирания — пологий Луцк-Бучачский вал, ограниченный на севере Вольтно-Оршанским прогибом. Амплитуда относительного вертикального пере-

Таблица 4

Мощности отложений рифея и палеозоя Вольно-Подолни и Львовского палеозойского прогиба, м

Скважина	Верхний рифей (?)		Вендский комплекс				Кембрий			
	Полесская серия		Вольнская серия		Валдайская серия		Нижний		Средний (?)— верхний (?)	
	Интервал вскрытия	Мощ- ность	Интервал вскрытия	Мощ- ность	Интервал вскрытия	Мощ- ность	Интервал вскрытия	Мощ- ность	Интервал вскрытия	Мощ- ность
Горохов-1	2676—3450	774	2260—2676	416	2090—2260	170	1994—2090	96	1700—1994	294
Луцк-1	1532—2604	872	1185—1532	347	960—1185	225	857,5—960	102,5	726—857,5	131,5
Пелча-1	1449—2074	625	1157—1149	292	950—1157	207	898—950	52	684—898	214
Новый Витков-3	3978—4042	64	3546—3978	432	3230—3546	316	3118—3230	112	2815—3118	303
Бучач-1	—	—	1982—2028	46	1728—1982	254	1600—1728	128	1268—1600	332
Бучач-2	—	—	1746—1757	11	1600—1746	146	1480—1600	120	1202—1480	278
Хмелевка-1	—	—	1516—1636	120	1288—1516	228	1182—1288	106	927—1182	258
Завадовка-1	—	—	—	—	2080—2394	314	1960—2080	120	1596—1960	364
Олеско-1	—	—	—	—	—	—	—	—	1822—1916	94

Скважина	Силур				Девон				Нижний карбон	
	Нижний		Средний(?)—верхний(?)		Нижний		Средний—верхний			
	Интервал вскрытия	Мощ- ность	Интервал вскрытия	Мощ- ность	Интервал вскрытия	Мощ- ность	Интервал вскрытия	Мощ- ность	Интервал вскрытия	Мощ- ность
Горохов-1	1490—1700	210	1302—1490	188	1040—1302	262	318—1040	722	164—318	154
Луцк-1	542,5—726	173,5	390—542,5	152,5	313—390	77	78—313	235	—	—
Пелча-1	500—684	184	364—500	136	248—364	116	169—248	79	—	—
Новый Витков-3	2547—2815	268	2368—2547	179	1735—2368	633	774—1735	961	340—774	434
Бучач-1	1062—1268	206	848—1062	214	30—848	818	—	—	—	—
Бучач-2	970—1202	232	770—970	200	20—770	750	—	—	—	—
Хмелевка-1	735—924	189	533—735	202	23—533	510	—	—	—	—
Завадовка-1	1431—1596	165	1158—1431	273	18—1158	1140	—	—	—	—
Олеско-1	1610—1822	212	1404—1610	206	850—1404	554	—	—	—	—

мещения этих сопряженных блоков не превышает 150—200 м, однако они оказывали существенное влияние на распределение мощностей. Например, на территории, расположенной к западу от Устилуг-Рогатинской зоны глубинного разлома, нет никаких данных об осадках протерозойского возраста. Известно только, что в этом направлении наблюдается общее увеличение мощности и проявление (Семененко, 1965) галицийской складчатости.

По аналогии с палеозойским осадочным комплексом естественно предположить, что эта область характеризовалась активным тектоническим, типичным субгеосинклинальным режимом.

На границе между протерозоем и палеозоем произошла структурная перестройка Волыно-Подольской окраины Русской платформы. Вначале вся территория была захвачена восходящими движениями, что привело к перерыву в осадконакоплении. Сравнение разрезов вендского возраста в разных районах (Львовский палеозойский прогиб, Волынь, Подолия) показывает, что эрозионный срез не был глубоким и перерыв вряд ли был долговременным. Вскоре поднятия сменились погружением всей юго-западной окраины Русской платформы.

В кембрийский период бассейн седиментации занял всю территорию Волыно-Подолии. Он ориентирован в направлении СЗ — ЮВ и отчетливо делится на две части, различные по генезису слагающих их осадков, — эпиплатформенную и субгеосинклинальную, — разделенные зоной глубинного разлома Устилуг — Рогатин.

На эпиплатформенном основании, полого наклоненном к западу, располагалось мелководное море (шельф), в котором в раннем кембрии отлагались преимущественно глинистые осадки с примесью песчаного материала.

Резкое возрастание мощностей (табл. 5) к западу от Устилуг-Рогатинского разлома указывает на смену шельфа крутым материковым склоном и переход к глубоководной впадине, выполненной флишоидной толщей.

В среднем и позднем кембрии произошло общее огрубление осадочного материала вследствие обмеления бассейна. Область седиментации (в доступных для изучения районах) в описываемое время представляла собой асимметричный водоем. Его восточная часть охватывала огромную территорию Волыно-Подолии, а западная располагалась на склоне глубокой и интенсивно прогибающейся впадины, в которой условия накопления осадков существенно не менялись на протяжении всего периода. Наступивший в позднекембрийское время перерыв в осадконакоплении, связанный с подъемом большей части Волыно-Подолии, продолжался до позднего ордовика. Только в пограничном с ПНР северо-западном районе Волыни на незначительной площади сохранялись морские условия. В позднем ордовике море вновь зашло в пределы описываемой территории.

Таблица 5

Мощность отложений верхнего палеозоя Львовского палеозойского прогиба, м

Площадь и номер скважины	Девон						Карбон нижний	
	Нижний		Средний		Верхний		Интервал вскрытия	Мощность
	Интервал вскрытия	Мощность	Интервал вскрытия	Мощность	Интервал вскрытия	Мощность		
Великие Мосты, № 18	2298—3011, забой	713	2175—2298	123	1313—2175	862	468—1313	845
Каменка-Бугская, № 9	2052—2208, забой	146	1924—2052	128	985—1924	939	549—985	436
Бутынь, № 1	2385—2538, забой	153	2250—2385	135	1315—2250	935	555—1315	760
Балучин, № 3	1303—2186,	883	1167—1303	136	444—1167	723	243—444	201
Дубляны, № 2	2230—3212, забой	982	2070—2230	160	1311—2070	759	788—1311	523

В конце ордовика и начале раннего силура на Волыно-Подольи обнажилась суша. Однако эрозия не была глубокой, так как уже в конце лландоверского века наступила мощная трансгрессия, охватывшая почти всю Волыно-Подольскую окрестность Русской платформы.

В силурийский период область седиментации по площади лишь немногим уступала кембрийскому; бассейн также имел северо-западное простирание и делился на две неравные части. Севернее широты Пелчи развиты доломито-известковые отложения, а к югу эта фация сменяется известково-глинистыми образованиями. В центральной части шельфа выделяется область, в которой явно преобладают известняки, переполненные скелетными остатками разнообразных бен-тонных организмов. Это фация открытого, относительно более глубоководного (в пределах неритовой зоны) моря. Далее к западу широкой полосой располагаются неритовые осадки, богатые глинистым материалом.

Еще далее к западу, как и в кембрии, находятя интенсивно прогибавшаяся впадина, которая является наиболее глубоководной частью силурийского бассейна, вы-

полненной глинистыми осадками. В конце лудловского века эта территория воздымается и вовлекается в процессы денудации и сноса.

В раннедевонскую эпоху также продолжается тектоническая перестройка региона, связанная, по-видимому, с заключительными фазами каледонского орогенеза. Карбонатные породы встречаются сравнительно часто, однако в связи с регрессией бассейна в разрезе все более распространенными становятся аргиллиты.

В геосинклинальной области, располагающейся западнее, в результате завершения каледонского орогенеза возникла суша. Восточнее к каледонскому сооружению примыкала интенсивно прогибающаяся вытянутая с северо-запада на юго-восток узкая впадина, которую можно рассматривать как предгорный прогиб каледонид, выполненных молассаами (Глушко, Клиточенко, Лапкин, Чирвинская, 1959).

Основной питающей провинцией во второй половине раннего девона, возможно, была суша, ограничивающая область седиментации с запада, и частично УЩ. Возможно также, что в это время областью сноса был поднявшийся в среднем девоне (?) Ковельско-Ратновский блок, на котором интенсивно размыты отложения силура.

В конце раннего девона региональные поднятия превращают всю описываемую территорию в сушу, на которой начинается активный эрозионный процесс, особенно проявившийся в восточных районах. Перерыв в осадконакоплении продолжался до живетского века, когда в районы платформы вновь вторглась трансгрессия, связанная с началом герцинского орогенеза в соседнем геосинклинальном прогибе.

В пределах Волыно-Подоллии и Львовского прогиба на каледонском основании образовалась структура с несогласием до 10° .

С севера (по линии Владимир-Волинского разлома) прогиб ограничен Ковельско-Ратновским выступом, который до конца герцинского орогенеза оставался сухой. Южную границу прогиба из-за размыва среднедевонских осадков точно установить невозможно. Замыкание структуры проходило где-то на широте Тлумача, так как уже западнее Рава-Русского разлома (который считается региональным надвигом) отложения верхнего палеозоя не установлены.

Вследствие локальных опусканий образовалась депрессия, вытянутая в направлении к ВСВ, параллельно Владимир-Волинскому разлому. Она, вероятно, служила проливом, по которому соединялись Львовский и Припятский среднедевонские бассейны (Помяновская, 1964). Существование такой связи не было постоянным, а приурочивалось к периодам (пелчинское время) максимального подъема уровня моря.

В франское и позднефранское время в бассейне сохранялась такая же фациальная обстановка, как и в среднем девоне, а в фаменское — резко менялась. В районе Нестеров — Дубляны на

месте прогиба устанавливается поднятие, причем область максимального погружения смещается к востоку — в район Великих Мостов.

Аналогичная обстановка сохраняется и в начале турнейского века. Однако начавшиеся интенсивные поднятия (бретонская фаза герцинского орогенеза) вновь обусловили регрессию моря. Поэтому область седиментации локализуется в небольшом северном участке описываемой территории, около суши, где накапливались обломочные породы. Впоследствии, вплоть до середины визейского века, здесь была суша, сменившаяся в окское время новой трансгрессией, наиболее крупной в раннекаменноугольную эпоху. Морской бассейн в это время заполнил не только большую часть Львовского прогиба, но проник на север за пределы Владимир-Волынского разлома, вследствие чего осадки этого возраста встречены на западном склоне Белорусского массива.

Неустойчивая тектоническая обстановка продолжалась до второй половины среднекаменноугольной эпохи, когда в результате общего поднятия на всей территории Воыно-Подольской части Русской платформы установился континентальный режим как отголосок судетской фазы герцинской складчатости.

Западнее Рава-Русского разлома отложения верхнего палеозоя не установлены. Развитые здесь осадки докембрия, кембрия, силура и нижнего девона смяты в складки и представлены геосинклинальными фациями. Эта зона, выделяемая в Рава-Русскую складчатую зону и Лежайско-Центрально-Добруджинский мегаантиклинорий, имеет ширину около 50 км. С юго-запада она ограничена погребенным (под Центральной синклинальной и Скибовой зонами Карпат) Восточно-Судетско-Тарновским синклинорием, а с северо-востока — Львовским палеозойским прогибом, в которых широко развиты отложения верхнего палеозоя (Глушко, 1968). В заключительную фазу герцинской складчатости эта область уже была превращена в высоко приподнятый и постоянно размываемый свод, в связи с чем осадки могли сохраняться только в ядрах синклинальных складок.

Впоследствии герцинское складкообразование захватывает и наиболее погруженную часть Львовского прогиба, располагающуюся западнее Устилуг-Рогатинского глубинного разлома.

Крайний юго-западный район (Нестеров — Дубляны) испытал наиболее интенсивные складчатые деформации и был надвинут по Нестеровскому разлому на остальную часть прогиба. На него, в свою очередь, по Рава-Русскому разлому надвинут сложно построенный Лежайско-Центрально-Добруджинский мегаантиклинорий*. К востоку от Нестеровского надвига развились

* Рава-Русскую складчатую зону следует рассматривать как северо-восточное крыло Лежайско-Центрально-Добруджинского мегаантиклинория. (Прим. авторов).

прерывистые дислокации, представленные сильно разобщенными, линейно вытянутыми антиклинальными структурами.

Львовский палеозойский прогиб делится на две неравные части — западную и восточную — с различным тектоническим строением. Границей между ними служит зона глубинного Устилуг-Рогатинского разлома, разделяющая фундамент с различной историей развития в палеозое.

В восточной части прогиба наблюдается моноклиальное падение пород на запад ($2-3^\circ$) с одновременным наращиванием палеозойского осадочного чехла (2000—4000 м). Здесь имеются также пологие, не связанные друг с другом поднятия, флексурные изгибы, структурные носы и террасы, формировавшиеся на консолидированном платформенном основании и обусловленные различными блоковыми движениями фундамента.

В западной, наиболее погруженной части прогиба, геофизическими исследованиями и бурением обнаружен ряд протяженных (с СЗ на ЮВ) узких антиклинальных линий: Литовежская, Красноградская, Белз-Милятинская, Бутынская и Борщовичская, разделенных широкими и пологими синклиналями: Вольнской, Сокальской, Межиричской, Тягловской и Каровской. Антиклинальные линии на площадях Великие Мосты, Каменка-Бугская, Бутынь — Хлевчаны, Перемышляны и других представляют собой асимметричные поднятия с пологими ($8-15^\circ$) и протяженными ЮЗ и крутыми ($15-30^\circ$) и короткими СВ крыльями. Последние срезаны надвигами, протягивающимися параллельно каждому из перечисленных поднятий, по которым они надвинуты на сопряженные с ними с востока синклинали, частично их перекрывая. Плоскости надвигов наклонены на ЮЗ под углами $15-20^\circ$ в средней части, а в фронтальной и тыловой — до $35-40^\circ$. Амплитуда их 50—60 м, стратиграфический размах нарушений 200—300 м; видимая амплитуда горизонтального перемещения пород не менее 1 км (Вишняков, Котык, Левин, 1966; Котык, 1968).

Под надвигом Белз-Милятинской линии, в отложениях среднего и верхнего девона, выявлен ряд субмеридиональных локальных поднятий: Белзовское, Куличковское, Великомоствовское. Их размеры колеблются от 4 до 8 км по длинной оси и от 1,5 до 2,5 км — по короткой. Высота их — от 30 до 150—200 м, углы падения крыльев $3-8^\circ$. Субмеридиональное простирание имеют и все другие структурные формы автохтона — структурные носы, моноклинали. Можно предположить, что субмеридиональная ориентировка погребенных под надвигами структур имеет конседиментационное происхождение.

В пределах широких синклиналей также установлены структуры типа террас и носов.

На фоне описанных структур контрастно выделяется Нестеровская линия, которая характеризуется полной складчатостью с углами падения от 30 до $60-70^\circ$. Величина симметричных

складок СЗ простирания выдержана в пределах 2×8 км. В целом Нестеровская зона находится гипсометрически выше всей территории Львовского прогиба, располагающейся далее к востоку, и сильно эродирована. В ядрах антиклиналей здесь вскрываются красноцветные нижнедевонские отложения.

С востока Нестеровская зона ограничена одноименным надвигом, по которому происходит значительное сближение структурно-тектонических элементов региона.

Общее падение пород в центральной части Львовско-Волынского угольного бассейна меняется от ЮЗ до СВ, а углы не превышают 5° . По данным В. А. Кушнирука (1968), помимо основных региональных нарушений здесь очень развиты локальные дизъюнктивные дислокации типа надвигов и сбросов с амплитудой от 1—2 до 10 и редко до 25 м, причем надвиги обычно пологие (до 18°) и имеют в подавляющем большинстве случаев северо-западное (300 — 320°) простирание.

Древний палеозойский рельеф впадины в основном сnivelирован юрской и, в меньшей мере, меловой трансгрессиями.

Совпадение основных элементов рельефа древней палеозойской поверхности подтверждает его обусловленность тектоническими движениями, унаследованными от более ранних этапов развития.

Крупная зональность Волыно-Подоллии и смежных территорий, проявляющаяся на протяжении 1 млрд. лет (возможно, больше), свидетельствует о наличии линеаментов СВ простирания, заложенных в земной коре, видимо, еще в дорифейское время. На протяжении всего периода развития они оказывали влияние на распределение осадков и конфигурацию бассейнов. Однако в настоящее время их положение точно не установлено.

Отложения осадочного чехла Волыно-Подоллии и Львовского прогиба перспективны на горючие полезные ископаемые. В отложениях полесской и валдайской серий достоверных проявлений еще не отмечено. Однако они характеризуются рядом благоприятных гидрохимических показателей.

Несколько больший интерес представляют кембрийские отложения, роль которых возрастает в связи открытием месторождений нефти в Прибалтике.

Наиболее перспективны на нефть отложения девона в пределах западной части Львовского прогиба. Здесь разрез характеризуется низкосульфатными или бессульфатными водами высокой метаморфизации и минерализации до 160 г/дм^3 , а также высокой степенью газонасыщенности.

Ловушками нефти и газа здесь могут служить локальные поднятия, а также литологические и тектонические экраны. Возможны также залежи в карбонатной части разреза.

Перспективы поисков месторождений полезных ископаемых

С точки зрения поисков месторождений горючих полезных ископаемых на территории Вольно-Подольского окончания платформы наибольший интерес вызывает мощная толща осадочных образований.

Перспективность палеозойских отложений Львовского прогиба доказана после того, как в 1964 г. на Куличковской структуре, расположенной в пределах Белз-Милятинской линии антиклинальных складок, была открыта газовая залежь. На остальной территории в скважинах наблюдались пока лишь незначительные нефтегазопрооявления.

Для поисков продуктивных структур наибольший интерес представляет максимально погруженная часть Вольнского прогиба, примыкающая с юга к Владимир-Вольнскому разлому (в пределах развития Витонежского и Локачевского разломов).

Тектоническое строение этого участка территории во многом напоминает строение Припятского прогиба, в пределах которого на территории БССР уже открыт ряд нефтяных месторождений (Речицкое и др.). В связи с этим район, расположенный южнее Владимир-Вольнского разлома, является первоочередным для постановки площадных исследований МОВ. Их цель — выявить структуры, благоприятные для скопления нефти и газа. Здесь залежи возможны не только в брахиантиклинальных, но и экранлирующих структурах, примыкающих к разломам.

Большой интерес представляет зона Радеховско-Рогатинского разлома. В частности, к востоку от него, где интенсивность тектонических движений значительно меньше, возможно открытие благоприятных структур платформенного типа субмеридионального или субширотного направлений.

Вполне возможно обнаружение нефтегазоносных структур и в области, расположенной западнее Ковельского поднятия, например в пределах Шацко-Любомльского понижения фундамента до глубины 1600—2200 м.

Особенно развиты на участке отложения карбона большой мощности, которые являются хорошими покрывками для сохранения в структурах нефтяных и газовых залежей.

О строении земной коры Вольно-Подолии

Геологическая история и некоторые элементы строения осадочной толщи и кристаллического основания пород района определяются процессами, происходящими в мантии и базальтовом слое и, следовательно, обусловлены какими-то причинными связями с современным положением границ Мохоровичича (М) и Конрада (К) (Белюсов, 1962; Субботин и др., 1968).

В пределах Вольно-Подольского окончания Русской платформы сведения о поведении этих границ можно получить лишь

по Подольскому участку профиля ГСЗ Берегово — Долина — Вишневец (Соллогуб, 1967).

Для более полного представления об этих границах на всей территории Вольно-Подоллии мы попытались построить поверхность К на основании вычислений глубин нижних кромок магнитовозмущающих объектов, а поверхность М — на основании корреляционных зависимостей между глубинами H_{2-1} , аномалиями Буге и рельефом дневной поверхности на профиле ГСЗ.

В основу методики вычисления глубин нижних кромок магнитовозмущающих объектов положена эмпирическая формула Л. В. Булиной (1961):

$$h_2 = 2X_{\text{мин}} - 1,8(b + h_1),$$

где h_2 — глубина нижней кромки объекта, h_1 — глубина верхней кромки объекта, $2X_{\text{мин}}$ — расстояние между минимумами аномальной кривой.

Глубины верхних кромок и горизонтальные размеры объектов вычисляли различными модификациями метода касательных как по полю Z_a , так и по полю ΔT_a и затем брали среднее из трех — шести значений (Колюбакин и др., 1960; Логачев, 1968; Пятницкий, 1964). Выбор определенных модификаций метода касательных обусловлен предварительной прикидкой типа и формы магнитовозмущающих объектов по расчетам поля тяжести на ряде гравитационных аномалий: Теребовле, Луцке, Сереховичах и др. Кривые Z_a и ΔT_a строились в сечении, перпендикулярном к большей оси аномалии. Параметры кривых, используемые в методах касательных, попадали в наиболее устойчивую область табличных коэффициентов.

Вычисленные глубины нижних кромок магнитовозмущающих объектов интерпретируются нами как глубины поверхности «К». В самом деле, как показывают температурные изменения в скважинах Вольно-Подоллии, температурный градиент в интервале глубин 2—3 км не превышает 20° на километр (скв. Горохов-1). Если учесть, что с глубиной температурный градиент уменьшается (Деменицкая, 1967), то температуры, равные точке Кюри для твердого раствора ферромагнитных минералов ($500\text{—}600^\circ\text{C}$), будут находиться где-то в интервале глубин 35—45 км.

Полученные глубины нижних кромок в интервале глубин 7—25 км могут, таким образом, быть отождествлены с глубинами, где теряется различие в магнитных свойствах внедрившихся в гранито-гнейсовый слой батолитов или интрузий основного состава и окружающих их пород. При построении поверхности К в районе Великомоствовской магнитной аномалии использованы глубины верхних кромок магнитовозмущающих объектов, равные 23 и 25 км, что будет объяснено ниже.

Произведенная теоретическая оценка точности вычисленных глубин нижних кромок показывает, что они содержат в основном систематические ошибки, не превышающие 3 км. Например, вы-

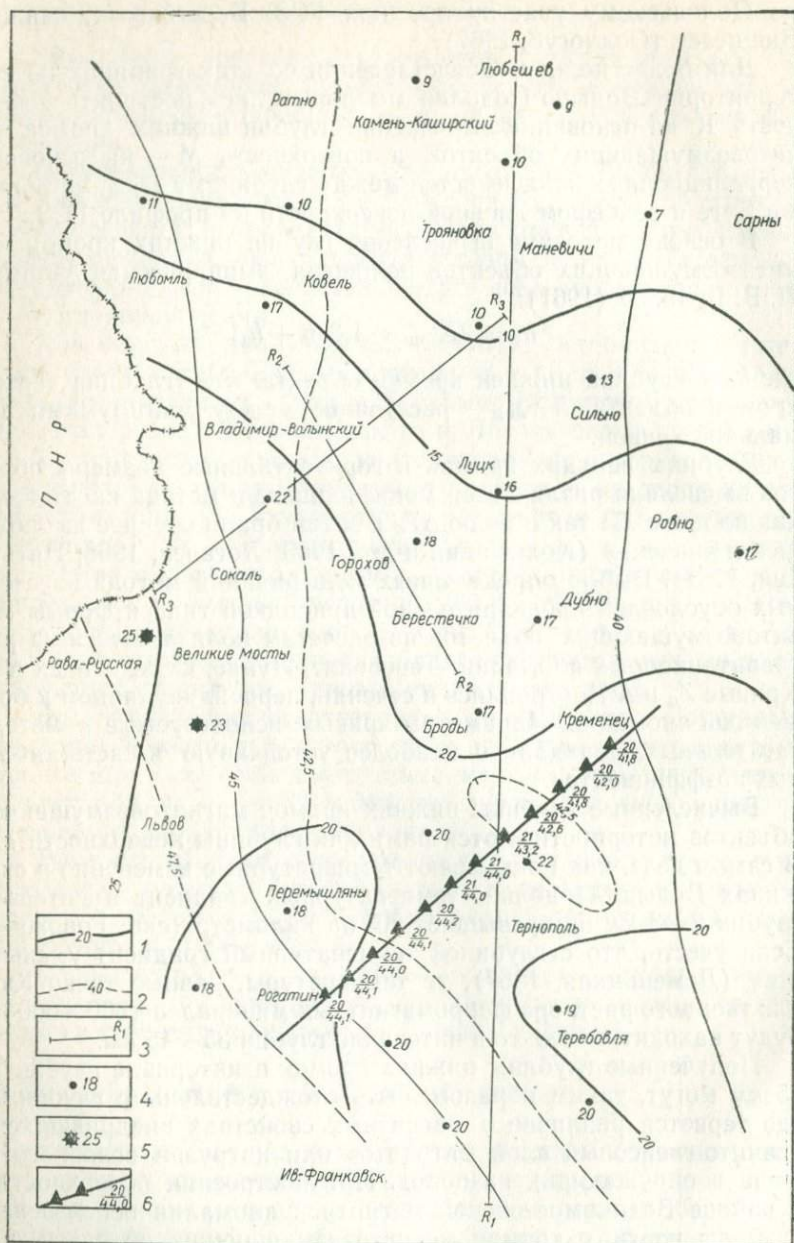


Рис. 6. Схематическая карта рельефа поверхностей Конрада и Мохоровича Вольно-Подольского окончания Русской платформы (составил В. Я. Биличенко).

1 — изоглубины поверхности К (км); 2 — изоглубины поверхности М (км); 3 — расчетные профили; 4 — глубины нижних кромок магнитовозмущающих объектов, интерпретируемые как глубины поверхности К; 5 — глубины верхних кромок магнитовозмущающих объектов, интерпретируемые как глубины поверхности К; 6 — глубины поверхностей К и М, по данным ГСЗ.

численные глубины нижних кромок по аномалиям, расположенным вблизи профиля ГСЗ Берегово — Долина — Вишневец, совпадают с поверхностью К на профиле с точностью 1—2 км (рис. 6).

Воздымание поверхности К на север к Припятскому валу также подтверждается данными ГСЗ. В районе г. Сарн поверхность К находится на глубине 7 км, а немного восточнее, в районе Коростенского плутона, на глубине 5—6 км.

Влияние эффузивов воынской серии венда на точность вычислений магнитоактивных объектов незначительно. Расчеты по теореме Пуассона о связи гравитационного и магнитного потенциалов показывают, что эффузивы базальтового состава, при соотношении их мощности и глубины залегания до 0,15 (что видно в условиях Воыно-Подолии) создают дополнительную напряженность поля в 50—100 γ, усложняя тем самым конфигурацию крупных магнитных максимумов.

Для построения поверхности М исследованы корреляционные зависимости глубины поверхности М с аномалиями Буге и с отметками рельефа местности вдоль подольской части указанного профиля ГСЗ. Установлено, что между рельефом местности и глубинами поверхности М уверенную однозначную корреляцию провести не удается. В то же время зависимостью между H_M и Δg_B можно выразить (Андреев, 1965) уравнением приближенной линейной регрессии: H_M (км) = $42 - 0,15 \cdot \Delta g_B$ (мгл). Коэффициент корреляции H_M и Δg_B $r = 0,69$, а среднеквадратическая ошибка определения глубины вдоль профиля ГСЗ $m = \pm 1,3$ км.

Таким образом, пользуясь этим уравнением и имеющимися картами аномалий Буге (путем соответствующей оцифровки изолиний), получили схематическую карту рельефа поверхности М для Воыно-Подолии, причем аномалии, возникшие за счет петрографических неоднородностей среды, в расчет не принимали. Наоборот, принимается одно из условий о том, что существует некоторая взаимосвязь между наиболее фундаментальными физическими полями и границами в земной коре, проявляющаяся в геологической истории региона.

Поверхность М на значительной территории плавно погружается к западу. Затем направление погружения изменяется и на юге Подолии становится юго-западным (в сторону Карпат). Значительно более резкое погружение поверхности М к западу от линии Ковель — Горохов — Перемышляны, по которой примерно трассируется Рогатинско-Радеховский меридиональный разлом.

Рельеф поверхности К выглядит следующим образом. На всей территории Подолии к юго-востоку от линии Перемышляны — Броды — Кременец слой К залегает на глубине 20 км. В то же время к северу от линии Владимир-Воынский — Горохов — Броды — Кременец начинается воздымание поверхности К до глубин 7—10 км (участки Ратно, Камень-Каширский,

Трояновка и Сарны Припятского вала). На фоне этого общего воздымания в рельефе поверхности К отмечается поднятие меридионального простирання типа «структурного носа» по линии Трояновка — Луцк — Броды. Амплитуда поднятия увеличивается с севера к югу: от 1 км (Трояновка) до 3 км (Броды).

К западу от линии Владимир-Волынский — Горохов — Перемышляны поверхность К погружается, как бы следуя за погружением поверхности М, но более плавно.

Рельеф поверхности М и К и поверхность докембрийского фундамента, по данным КМПВ, проверялись путем количественных расчетов остаточного гравитационного поля на трех различным образом расположенных профилях (см. рис. 6). Профили имеют значительную протяженность, и в их пределах вырисовываются четкие составляющие регионального фона, которые необходимо объяснять поведением границ раздела земной коры. Локальные усложнения поля объясняются тектоникой и неоднородностями осадочного чехла и гранито-гнейсового слоя. На всех трех профилях были получены разностные кривые, но после вычитания из них суммарных эффектов границ К и М еще оставались необъясненными остаточные кривые, которые на каждом из профилей имели различную форму и интенсивность. Это остаточное поле не возникло за счет неправильного построения рельефа границ К и М, а является следствием какого-то неучтенного фактора.

В последнее время считается (Субботин и др., 1968) общепризнанным, что базальтовый слой не является однородным и что в пределах платформ в нем выделяется граница, сейсмически не везде выдержанная, ниже которой находятся породы типа смеси базальтов с эклотитом и габбро. Следовательно, граница внутри базальтового слоя — наиболее естественный источник полученных эффектов. В процессе вычислений действительно удалось объяснить все остаточные кривые эффектами от границы внутри базальтового слоя, рельеф которой (с точностью до 1—1,5 км с обратным знаком) повторяет рельеф границы К.

Такая закономерность поведения внутренней границы используется также для построения поверхности слоя К в районе Великомоствовской магнитной аномалии по данным глубин верхних кромок магнитовозмущающих объектов.

С погружением поверхности К происходит увеличение мощности внутрибазальтового слоя и воздымание его поверхности. При глубине поверхности К в 25 км и более можно считать, что базальтовый слой полностью представлен смесью базальтов и эклотитов с концентрациями магнитных компонентов.

С областью локальной концентрации магнитоактивных компонентов и связывается Великомостовская магнитная аномалия. Этим объясняется, почему верхняя кромка этого объекта относится к поверхности К. В районах с неглубоким залеганием поверхности К (Ратно — Камень-Каширский) базальтовый слой пред-

ставлен базальтами и наличие здесь пластовых интрузий габбро указывает на большую глубину заложения разломов Припятского вала, доходящих до мантии

Относительно проведенных расчетов следует еще указать на определение плотности подкорового слоя.

Используя математическое выражение Б. А. Андреева и И. Г. Клушина (1965) и данные полученной корреляционной зависимости глубин M от аномалий Буге для Подолии, можно найти разность силы тяжести в двух каких-либо точках региона.

С другой стороны, разность силы тяжести в двух точках создается рельефом границы раздела с избыточной плотностью ($\Delta\sigma$), а также характеризуется гармонической функцией ($\Delta H = \cos(kx)$), зависящей от средней глубины (h) залегания слоя.

Как видно из рис. 6, рассчитанная поверхность M вдоль профиля ГСЗ, погружаясь в сторону Карпат и асимптотически воздымаясь к некоторому пределу в направлении УЩ, представляет собой ступень, период которой можно считать в пределах 900— ∞ км. При средней глубине ($h=45$ км) этой кривой рельефа пределы для избыточной плотности подкорового слоя Подолии будут соответствовать 0,22—0,16 г/см³.

Этот вывод полностью согласуется с опубликованными Р. М. Деменичкой (1967) данными о связи избыточной плотности подкорового слоя с толщиной коры, согласно которым при толщине коры в нашем случае 40—45 км избыточная плотность $\Delta\sigma = 0,18—0,20$ г/см³.

По литературным данным (Деменичкая, 1967; Субботин и др., 1968) плотность нижних слоев базальтового слоя (представленного смесью базальта и эклогита или породами типа габбро) принимаем равной 2,9 г/см³. Учитывая полученную величину избыточной плотности $\Delta\sigma \approx 0,2$ г/см³, плотность подкорового слоя Вольно-Подолии оценивается в 3,1 г/см³, что и принято при расчетах.

Таким образом, в результате всего сказанного вырисовалась модель земной коры Вольно-Подолии. Большой интерес представляет выявление некоторых причинных связей современного строения коры с тектоникой и геологической историей развития.

Прежде всего целесообразно рассмотреть положение поверхности K на фоне более обширной территории, выполнив для построения поверхности K несколько дополнительных расчетов и используя при этом данные ГСЗ.

Сопоставление поверхности кристаллического основания и рельефа поверхности K (рис. 7) показывает, что их поведение морфологически согласуется. Отмечается общий подъем обеих поверхностей в сторону УЩ и Ковельско-Ратновского выступа и их погружение под Днепровско-Донецкую впадину.

Качественное согласование поверхности K и кристаллического основания наблюдается по всем профилям ГСЗ, пересе-

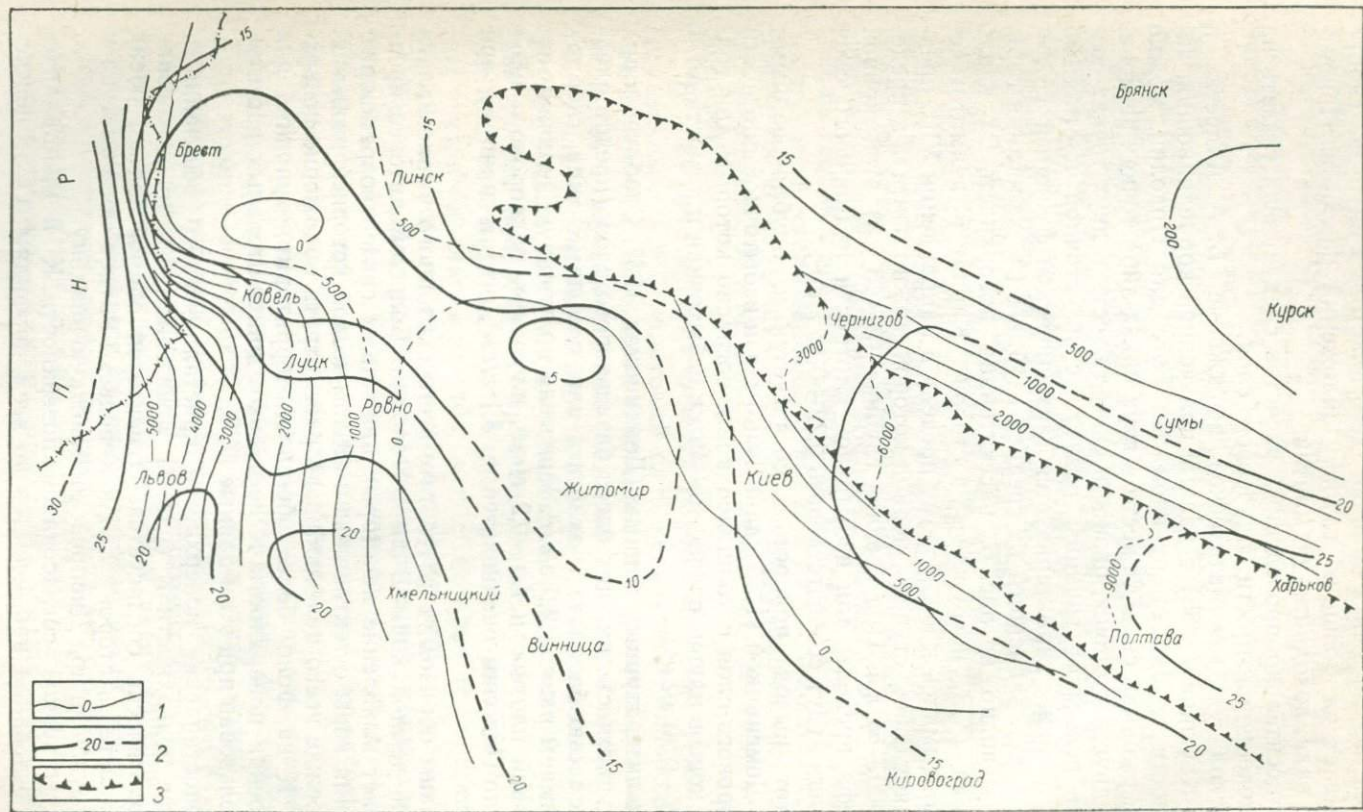


Рис. 7. Сопоставление схем рельефа кристаллического фундамента и поверхности Конрада.

1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента, по данным КМПВ и бурения, в м, 2 — изоглубины поверхности К, по данным аэромагнитной съемки и ГСЗ, в км, 3 — крутые склоны поверхности фундамента.

кающим Днепровско-Донецкую впадину (Соллогуб, 1967), что указывает на тесную генетическую связь базальтового и гранито-гнейсового слоев или говорит об их одновременном пассивном подчинении воздействиям более общих процессов в мантии.

В отдельных районах наблюдается также значительное несоответствие в поведении поверхности К и кристаллического основания. К такому району относится территория Волыно-Подольи, которая по линии Перемышляны — Броды — Кременец делится на две области, различающиеся внутренней структурой докембрийского фундамента. Это деление отчетливо проявляется и в морфологии поверхности К. Так, область к юго-востоку от указанной линии характеризуется почти постоянной глубиной поверхности К, равной 20 км. Она является областью развития в докембрийском основании элементов бугско-подольской фазы складчатости северо-западного простирания.

Область к северу от указанной линии характеризуется воздыманием поверхности К к северу, а также преобладанием в докембрийском основании (по геофизическим данным) элементов северо-восточного и меридионального простираний.

Несмотря на указанные различия в поведении поверхности К и генетически связанные с этим различия во внутренней структуре фундамента этих областей, их объединяет общее погружение поверхности кристаллического основания в западном направлении примерно на 4 км, что можно объяснить прогибанием всей земной коры с одновременным выплавлением базальтов на границе М.

Если учесть полученную выше низкую плотность слоя для Волыно-Подольи ($3,1 \text{ г/см}^3$), то очевидно, что перикратонное опускание, а возможно и образование Львовского палеозойского прогиба связано с реализацией одной из схем образования платформенных прогибов, предложенных С. И. Субботиным, Г. Л. Намчик и И. Ш. Рахимовой (1968).

Используя схематическую карту рельефа поверхностей К и М и рельеф поверхности кристаллического основания (по материалам КМПВ; данные М. С. Яриш) были также построены схематические карты изопакит гранито-гнейсового и базальтового слоев Волыно-Подольского окончания Русской платформы. Сопоставление этих карт со схематическими картами изопакит полесской серии верхнего рифея, волинской и валдайской серий венда (по данным В. А. Котыка и А. И. Маковской; КГП треста «Львовнефтегазразведка»), показывает на тесную корреляцию локального уменьшения мощности этих осадочных комплексов в районе Луцк — Броды с малой мощностью гранито-гнейсового слоя и, наоборот, увеличения мощности базальтового слоя с локальным подъемом границы К в этом районе (рис. 8).

Это приводит к важному выводу о том, что в процессе формирования базальтового слоя могут возникать локальные области повышенных упругих напряжений в коре, создающие упруго-вяз-

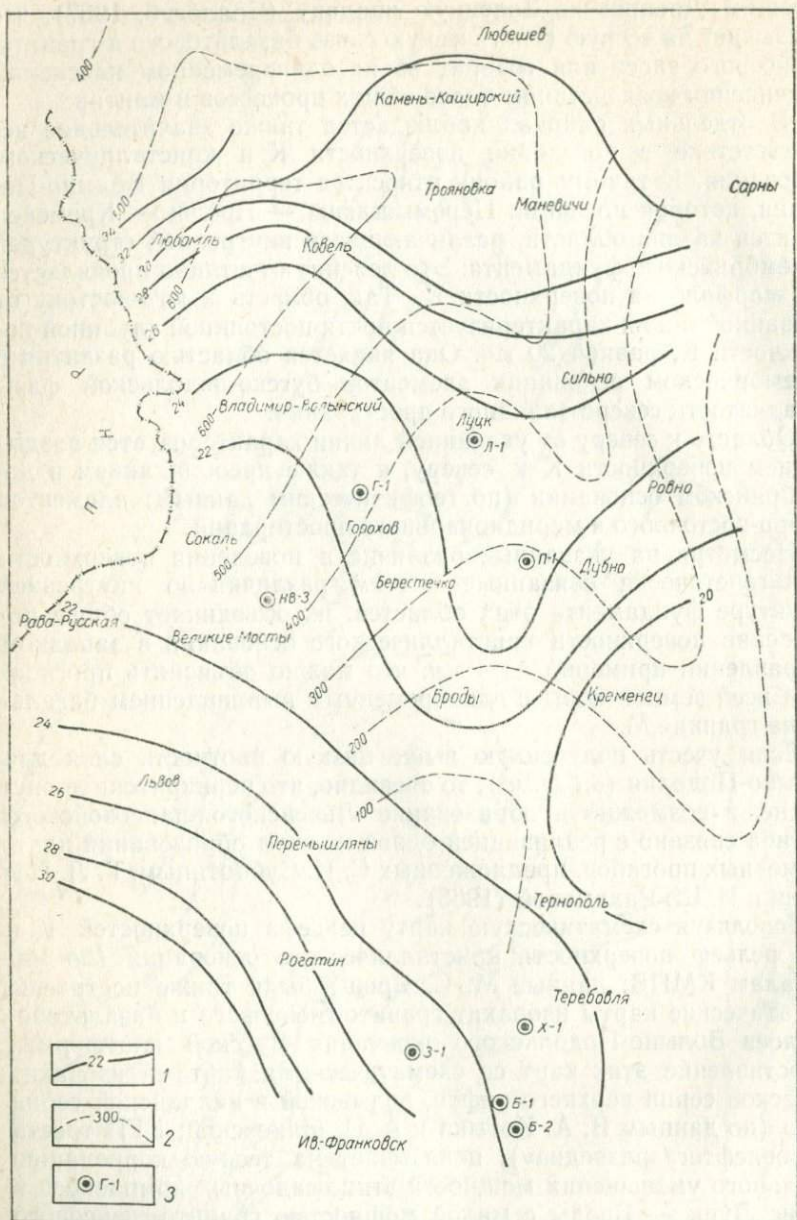


Рис. 8. Сопоставление схем изопхит «базальтового» слоя и волинской серии венда.

1 — изопхиты «базальтового» слоя (км); 2 — изопхиты волинской серии венда (м); 3 — скважина и ее обозначение.

кую деформацию поверхности кристаллического основания. Если такие деформации происходят одновременно с осадконакоплением, это вызывает соответствующие изменения мощностей осадков, отлагающихся на кристаллическом основании.

Схемы изопахит показывают, что упруго-вязкие деформации без разрывов (ползучесть) гранито-гнейсового слоя, происходящие в течение длительного промежутка времени (в данном случае полесского времени рифея), могут достичь амплитуды 50—70 м, при ширине области деформации 30—40 км.

Воздействие упругих напряжений в течение более длительно времени и дальнейшее увеличение амплитуды деформации приводят к образованию разрывных нарушений. В данном случае это связывается с образованием системы меридиональных нарушений, по которым, очевидно, произошло излияние эффузивов волинской серии венда.

Анализ карт изопахит гранито-гнейсового и базальтового слоев позволяет сделать вывод, высказываемый и другими исследователями (Цирульникова и др., 1968), что области максимальных мощностей слоев земной коры являются в ней в то же время зонами максимальных упругих напряжений. Как видно на схемах изопахит, такая зона в пределах Волино-Подоллии располагается к северо-западу от Владимира-Волинского.

Концентрация упругих напряжений в определенных местах этой зоны привела в конце герцинского цикла к образованию тектонических блоков, к которым относятся Овадновское, Буцинское, Любомльское и Шацкое поднятия кристаллического основания. В частности, с образованием Овадновского поднятия связан ограничивающий его с юга в виде дуги Владимир-Волинский разлом, глубина заложения которого доходит до границы К.

Материалы структурно-геоморфологического анализа (данные С. И. Проходского и И. Г. Черванева из Харьковского университета) свидетельствуют о том, что вся территория северной Волины — область современного воздымания. На общем фоне воздымания, к северо-западу от Владимир-Волинского разлома, зона характеризуется максимальными скоростями новейших движений, что также подтверждает здесь максимальные упругие напряжения в земной коре.

Все комплексы осадочного чехла разуплотняются в северном и северо-восточном направлениях Волины, т. е. они следуют за воздыманием в этих направлениях границы К и кристаллического основания. В этом направлении, четко следуя за воздыманием поверхности К, усиливается и эрозия мезокайнозойского комплекса осадков, слагающих рельеф местности.

Сравнение разрезов плотности скв. Горохов-1 и Луцк-1 показывает, что весь разрез последней в среднем разуплотнен на $0,25 \text{ г/см}^3$. При разности глубин до кристаллического основания в 1 км это не может быть вызвано различием в диагенетическом

уплотнении. Скорее всего подъем поверхности К в северной Волыни создает дополнительный тепловой эффект (возможно, пульсирующий поток).

Палеоструктурные особенности трапповой формации северной Волыни

Структурные и магматические особенности северной Волыни до некоторой степени определяют ее перспективность в отношении месторождений полезных ископаемых.

В первую очередь обращает на себя внимание сложное (разломно-блоковое) строение фундамента. Заложение и развитие основной глубинной системы нарушений северной Волыни произошло на ранних этапах геологической истории.

Байкальская эпоха тектогенеза ознаменовалась возобновлением и новообразованием зон дизъюнктивных нарушений, мощным трапповым (возможно, кимберлитовым) вулканизмом.

В каледонскую эпоху тектогенеза происходило главным образом обновление сложившихся структурных элементов, в герцинскую — перестройка всего структурного плана. В связи с этим структуры, сложившиеся в байкальскую эпоху складчатости, в настоящее время замаскированы. Зоны нарушений слабо проявлялись в осадочном чехле, и выявление их представляет основные затруднения.

Образование мощной трапповой формации было связано с функционированием крупных зон нарушений, достигавших базальтового слоя. Подобные зоны тектонических нарушений, проявлявшиеся в фундаменте, продолжали свою активность длительное время. Она заключалась в неоднократном обновлении существовавших трещин и образовании новых разломов.

Реставрация условий траппового магматизма представляет особый интерес, так как в общем плане зоны нарушений (проявляющиеся в фундаменте) должны были сохраниться и в эпоху последующего предполагаемого кимберлитового магматизма.

Верхнепротерозойская трапповая формация широко распространена и представлена лавами базальтового состава, туфами и субвулканическими телами. Основные закономерности развития траппового магматизма отражаются в их строении и фациальном размещении.

Выявление зон трещинных излияний и центров вулканизма проводилось по совокупности прямых и косвенных признаков.

1. Линейная и площадная протяженность грубообломочных пирокластических образований. В частности, здесь изучались: а) горизонты с бомбами и лапиллями, б) агломератовые туфы, в) шлаковые и лавовые брекчи.

Мощности указанных образований колеблются от 3—8 до 12—20 м (скв. 1, 2, 7-сп и др.); горизонты повторяются в разрезах отдельных участков траппового поля от 3—5 до 10—12 раз. Вул-

каннические бомбы достигают размеров от 5×7 до 15×20 см, величина лапиллей менее 3 см; они сложены плотными монолитными лавами базальтового состава, шлаками, и обладают грушевидной, эллипсоидальной формой с неровной шероховатой кавернозной поверхностью со следами закручивания. Агломератовые туфы сложены обломками величиной до 25 см со следами спекания в контактах. В шлаковых брекчиях обломки темно-бурых и черных шлаков достигают 10—15 см. Они располагаются вокруг древних вулканических центров.

На основании наблюдений над современными вулканами в других районах В. И. Влодавец (1962) и Е. К. Устиев (1961) отмечают, что максимальные расстояния, на которые выбрасывается грубообломочный материал во время извержения, достигают 1,0—1,5 км.

Основываясь на этих указаниях, можно фиксировать на территории северной Волыни (с точностью до 1,0—2,0 км) вулканические центры.

II. Выявление зон трещинных излияний и центров вулканизма путем сгущения плана расположения субвулканических тел габбро-долеритов.

Внедрение последних в рифейские отложения происходило на границе рифея и раннего палеозоя во время одной из фаз байкальской складчатости. Абсолютный возраст пород трапповой формации 500—580 млн. лет (Бернадская, 1958; Савченко и др., 1967).

По геофизическим данным, все субвулканические тела в рифее приурочены к тектонически нарушенным участкам, в частности к линиям разломов в фундаменте. Вскрытые тела долеритов трассируются в виде цепочек силлов и даек северо-восточного, субмеридионального, реже северо-западного направления: район Хотешева, Кухты — Кухотской Воли, Владимираца, Ничеговки и Степани.

Габбро-долериты представляют интрузивную фазу верхнепротерозойских базальтов, подобно долеритам Карру и лавам Басутоленда Южной Африки. В большинстве случаев эти тела расположены в отложениях полесской серни, залегающих непосредственно под эффузивами и туфами берестовецкой свиты.

По совокупности указанных признаков произведен анализ и корреляция разрезов вулканических толщ территории северной Волыни и составлена тектоническая схема эпохи траппового вулканизма.

Наиболее распространенным был смешанный тип излияний. Коррелирующие горизонты (бомбовые, шлаковые и другие) выдержаны по мощности и близки по гипсометрическим уровням протяженным (6—6, 7—7, 8—8 и другие) зонам нарушений (рис. 9).

Расположение даек и силлов долеритов и их протяженность вдоль ослабленных зон северо-восточного простираения находят-

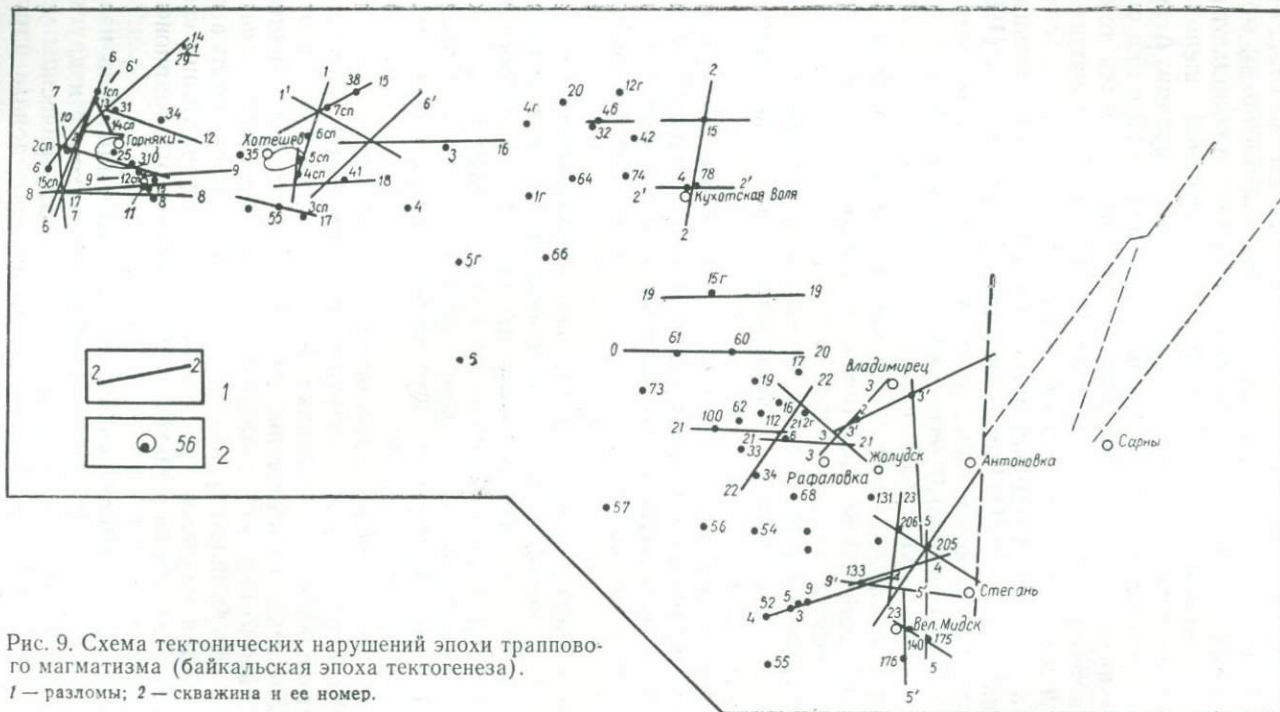


Рис. 9. Схема тектонических нарушений эпохи траппового магматизма (байкальская эпоха тектогенеза).
 1 — разломы; 2 — скважина и ее номер.

ся в тесной пространственной связи с размещением всех грубо-обломочных пирокластических образований и на ряде участков совмещаются.

Наиболее мощные зоны нарушений северо-восточного, широтного и субмеридионального простираний осложняются мелкими оперяющимися трещинами различного простирания. Наличие последних резко проявляется в строении вулканогенных толщ, влияющих на распространение фаций и мощностей. Мелкие оперяющие нарушения подтверждаются (помимо резкого фациального изменения разреза вулканогенной толщи) аэродешифрированием снимков восточной части региона (Владимирец, Рафаловка и др.), а также геофизическими данными.

Выделяются следующие участки древних вулканических аппаратов: хут. Бор (скв. 1-сп), хут. Конобель (скв. 17/45, 15-сп), пос. Ратно (скв. 12-сп, II), хут. Закубечи (скв. 7-сп), с. Бузаки (скв. 3-сп) и другие.

На этих участках наблюдаются образования, обычно свойственные наземным вулканическим сооружениям. Чередование слоев лавы и пирокластического материала многократное (10—14 раз). В прижерловых образованиях (скв. 1-сп, 2-сп, 3-сп) наблюдается большое количество шлаков. Некоторые жерловины (скв. 12-сп и др.) сложены пузыристой лавой мощностью 40—60 м; они насыщены миндалинами до 80% объема. Пузыристые лавы перемежаются с брекчиевыми. Кроме того, встречены (скв. 1-сп, 17/45, 15-сп, 29/21, 22/2) своеобразные породы типа туфоагломератов, по характеру обломков переходные между брекчиями, агломератами и конгломератами. Эти породы сложены обломками базальтов, гиадобазальтов, диабазов, а также окатанными обломками кислых пород (кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, гранитов, гнейсов), сцементированных пепловым материалом. Механизм образования туфоагломератов неясен. Однако их выявление представляет интерес, так как они встречены вблизи выводных каналов и могли быть выброшены в процессе мощной эксплозии. Косвенный признак наличия жерловин — локальные изменения вулканогенных пород в этих же участках. Например, наблюдаются (скв. 47/45, 15-сп, 1-сп, 2-сп, 11, 7-г) многочисленные зеркала скольжения, зоны трещиноватости, осветления базальтов, развитие по трещинам гидротермальных минералов (хлоритов, цеолитов и карбонатов). В этих же пунктах отмечается медная минерализация (самородная медь, халькозин, халькопирит, борнит, малахит, азурит, куприт и другие).

Подобные изменения и рудопроявления в этих участках, по видимому, объясняются тем, что древние жерловины, как наиболее легко проницаемые зоны, служили путями движения разнообразных газовых эманаций и гидротермальных растворов.

Таким образом, при анализе основных черт развития древнего вулканизма северной Волыни выделилась система зон текто-

нических нарушений и значительное количество магмоподводящих каналов.

С этой точки зрения интересны районы: Ратно — Хотешев и Владимирец — Степань — Рафаловка.

На Ратно-Хотешевском участке установлены локальные поднятия кристаллического фундамента. Выступы фундамента ограничены зонами нарушений различного простирания, достигавшими базальтового слоя. Эти структуры могли быть благоприятными для размещения и локализации эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Интересной территорией является восточная граница района, где происходит сочленение со склоном щита (Владимирец и другие). Выделенная (Коряк, Яненко, Власов, 1969) в этом районе мощная тектоническая зона субмеридионального — северо-восточного простирания фиксируется серией силлов и даек габбро-долеритов. Они вытянуты вдоль главной зоны и более мелких нарушений различного направления: северо-восточного, субширотного и северо-западного.

В таком же плане выделяется зона северо-восточного простирания Кухта — Кухотская Воля, осложненная серией нарушений широтного простирания.

О гидрогеохимических особенностях Волынского палеозойского поднятия

Перспективность Волынского палеозойского поднятия (ВПП) * на полезные ископаемые обуславливает необходимость изучения гидрогеохимических условий в пределах региона с целью последующей выработки и обоснования рациональной методики гидрогеохимических поисков рудных полезных ископаемых.

Рассматривая гидрохимические закономерности Вольно-Подольского артезианского бассейна, А. Е. Бабинец (1961) пришел к выводу о наличии в его северной части мощной зоны пресных подземных вод, в отдельных местах достигающей поверхности кристаллического фундамента.

В домезозойских образованиях были вскрыты воды с минерализацией всего 0,2—0,5 г/л и весьма низким градиентом минерализации с глубиной (0,00015—0,0005 г/л/м).

Впервые вскрытые и опробованные на западе ВПП (Ратновский блок Припятского вала; с. Горники) воды кристаллических пород фундамента оказались также слабоминерализованными (табл. 6).

Как известно, глубина залегания кровли домезозойских образований ВПП, перекрытых турон-сеноманскими, сеноманскими

* Эта структура I порядка известна как Припятский вал (Семененко, Клушин, Савченко и др., 1963, 1965, 1968); время его заложения — рифей, южной границей его является Львовский палеозойский прогиб (прим. ред.).

Таблица 6

Результаты химических анализов подземных вод ВПП

Местоположение скважины, интервал опробования, геологический индекс водовмещающих пород	Содержание компонента, мг-экв/л						Формула Курлевса
	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na	
Хут. Конобель, 238—286 м, Pt _{3vd}	5,0	0,13	0,08	4,05	0,90	0,26	$M_{0,4} \frac{HCO_{96}^3 SO_3^4 Cl_1}{Ca_{7,8} Mg_{17} Na_5}$
308—762 м, Pt _{3vl}	5,3	0,41	0,17	3,95	0,40	1,53	$M_{0,45} \frac{HCO_{90}^3 SO_8^4 Cl_2}{Ca_{6,7} Na_{2,6} Mg_7}$
Хут. Радовель, 174—264 м, Pt _{3pl}	3,10	0,25	0,17	1,30	0,25	1,97	$M_{0,3} \frac{HCO_{88}^3 SO_7^4 Cl_5}{Na_{5,6} Ca_{3,7} Mg_7}$
286—376 м, Pt _{3pl}	3,93	0,40	0,23	0,90	0,25	3,41	$M_{0,3} \frac{HCO_{85}^3 SO_9^4 Cl_6}{Na_{7,5} Ca_{2,0} Mg_5}$
с. Горники, 179—210 м, A+Pt	3,00	0,59	0,68	2,2	0,15	1,92	$M_{0,28} \frac{HCO_{70}^3 Cl_1 SO_4^4}{Ca_{5,2} Na_{4,5} Mg_3}$

и, местами (на западе), юрскими отложениями, увеличивается в западном направлении от 50 до 270—300 м. Минерализация подземных вод, приуроченных к докембрийским образованиям в пределах интервала 100—300 м ниже эрозийной кровли составляет обычно всего 0,2—0,6 г/л, изменяясь в пределах 0,2—0,4 г/л на востоке и 0,2—0,6 г/л на западе региона.

Макрокомпонентный состав подземных вод, как видно из рис. 10, характеризуется преобладанием гидрокарбонатов, кальция и натрия. При этом в западной части региона, отличающегося наибольшим погружением водовмещающих пород (глубины кровли 180—300 м), происходит рост содержания хлора. Воды здесь приобретают гидрокарбонатно-хлоридный состав, переходящий в пределах участков с резким ухудшением коллекторских свойств, возрастания химической активности и сорбционной способности пород (силурийские мергели и известняки, валдайские аргиллиты) в хлоридно-гидрокарбонатный.

Еще более чутко реагирует на изменение интенсивности водобмена, химической активности и сорбционной способности водовмещающих пород натрий. В восточной части поднятия, характеризующейся развитием неглубоко залегающих (50—70 м), весьма промытых, хорошо проницаемых песчаников полесской серии, преобладает гидрокарбонатный кальциевый тип вод. Рост содержания натрия (относительно кальция) отмечается здесь лишь в связи с увеличением глубины нахождения подземных вод в полесских песчаниках и на участках гидравлически раскрытых разломов, увеличивающих водообмен с глубокими частями водоносной толщи (сс. Степангород — Золотое).

В центральной и западной частях поднятия отмечаются преимущественно кальциево-натриевый и натриево-кальциевый типы

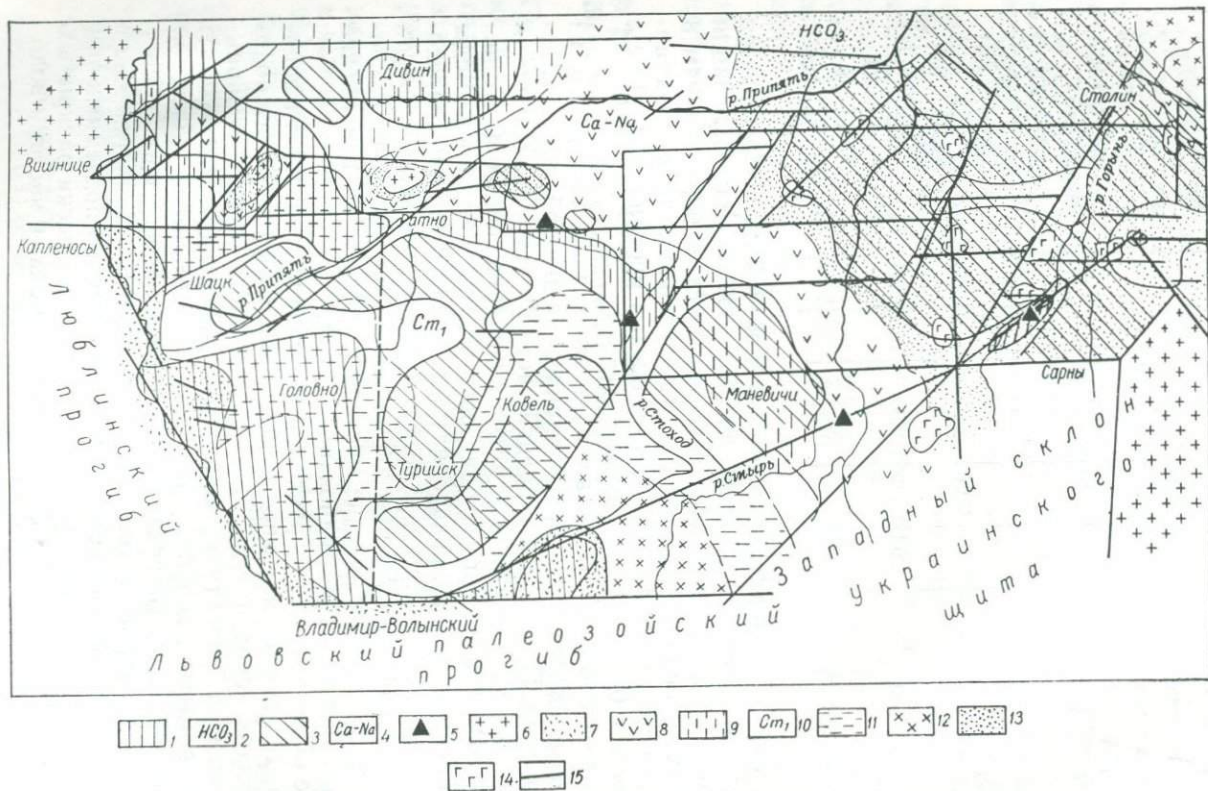


Рис. 10. Схематическая гидрохимическая карта Волынского палеозойского поднятия.

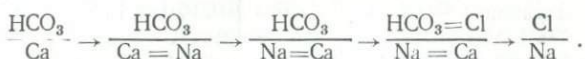
Типы вод по анионам: 1 — гидрокарбонатнохлоридные, реже хлоридногидрокарбонатные; 2 — гидрокарбонатные; по катионам: 3 — кальциевые; 4 — кальциево-натриевые, реже натриево-кальциевые; 5 — гидрохимические аномалии; 6 — кристаллические породы фундамента. Эффузивно-осадочные образования: 7 — полесской серии; 8 — волынской серии; 9 — валдайской серии; 10 — кембрия; 11 — силура; 12 — девона; 13 — карбона; 14 — интрузии основных пород; 15 — разломы.

катионного состава вод. Причем преобладание натрия устанавливается на участках развития пород с низкими фильтрационными свойствами и высокой сорбционной способностью (аргиллиты и глины нижнего кембрия и валдайской серии, туфы волинской серии).

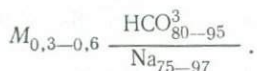
Формирование щелочных вод из первичных гидрокарбонатных кальциевых, естественно, сопровождается изменением рН: реакция водной среды постепенно изменяется от нейтральной (рН=7) до слабощелочной (рН=8).

Следует отметить, что, за исключением одного случая, в пределах региона нигде не обнаружены воды, тип которых определялся бы наличием сульфатов: содержание сульфатов в подземных водах везде незначительное и в основном составляет 0,1—0,5 мг-экв. Единственный случай обнаружения гидрокарбонатно-сульфатных вод в полесских песчаниках (г. Дубровица) обусловлен, по-видимому, интенсивным окислением сульфидов, развитых в расположенной выше по потоку подземных вод интрузии габбро-диабазов. Анализируя изменение содержания в воде сульфатного иона с глубиной, можно отметить, что в большинстве зафиксированных случаев происходит небольшое накопление сульфат-ионов в верхней части разреза волинских траппов, нижекембрийских аргиллитов и силурийских мергелей, богатых сульфидами.

Резюмируя изложенное, можно сделать вывод, что метаморфизация подземных вод в домезозойских образованиях данного региона преимущественно происходит по схеме:



Однако в ряде районов поднятия (с. Грудки, пос. Любешев, с. Старая Рафаловка и др.) процесс насыщения вод натрием при резком уменьшении содержания кальция и магния приводит к образованию типичных слабоминерализованных содовых вод, обобщенный ионный состав которых может быть представлен следующей формулой Курлова:



Проведенный с целью выяснения генезиса этих вод анализ конкретного фактического материала свидетельствует о неприемлемости известной гипотезы С. А. Дурова (1959) для условий северной Волины. По С. А. Дурову, формирование содовых вод происходит в результате коллоидно-химического процесса адсорбции двухвалентных ионов SO_4 и Ca , которыми должны быть насыщены воды. О незначительном содержании сульфатов в подземных водах ВПП было сказано выше. Отметим также, что в ряде случаев рост содержания в воде гидрокарбоната натрия

сопровождается не уменьшением количества сульфатов, как это следует из гипотезы С. А. Дурова, а увеличением его.

Конкретным примером неприменимости этой гипотезы в данных условиях могут служить результаты гидрогеологического опробования подземных вод туронских и волинских образований в районе пос. Любешева. Гидродинамические данные по этому участку и региональные построения, проведенные ранее (Шестопалов, 1968), свидетельствуют о питании подземных вод волинских образований в результате нисходящего движения вод из туронских отложений. Поэтому представляется возможным произвести сопоставление ионного состава указанных вод путем составления баланса (табл. 7).

Таблица 7

Баланс ионного состава подземных вод волинских и туронских образований в районе пос. Любешева, мг-экв/л

Отложения	Ионы					
	Mg	Ca	Na	HCO ₃ '	SO ₄ ''	Cl'
Туронские (интервал опробования 41—54 м)	0,20	2,50	0,85	3,09	0,33	0,13
Волинские Интервал опробования 57—68 м)	0	0,40	6,93	6,39	0,77	0,17
Удалилось	0,20	2,10	—	—	—	—
Прибавилось	—	—	6,08	3,30	0,44	0,04
Степень концентрации *	—	0,16	8,15	2,06	2,33	1,31

Переведя результаты расчетов из ионной формы в солевую, приходим к выводу, что по сравнению с водами туронских отложений воды верхней части волинских образований получили дополнительно 0,04 мг-экв NaCl; 3,30 мг-экв NaHCO₃; 0,44 мг-экв Na₂SO₄.

Совершенно четко также устанавливается, что 2,3 мг-экв иона натрия поступило в воду в результате непосредственного катионного обмена между водой и породами. Приведенные расчеты подтверждают высказанное ранее мнение (Бабинец, 1961; Цапенко, 1966) о важном значении катионного обмена в формировании ионного состава подземных вод Волино-Подольского артезианского бассейна.

Как известно (Перельман и др.), широкое развитие щелочных вод приводит к развитию содового катагенеза в породах. Основные его признаки: корродирование силикатов (кварц, полевые шпаты) и водная миграция кремнезема, вторичная альбитизация пород и возникновение комплексных легкорастворимых соединений меди, молибдена и др.

Значение подземных вод как фактора катагенеза пород в пределах региона еще не изучено. Тем не менее наличие в водах

трапповой формации от 4—6 (с. Любешевская Воля) до 26 мг/л (с. Деревок) мигрирующего кремнезема может служить подтверждением этого процесса.

Интересна и важна для понимания гидрогеохимических процессов деминерализация подземных вод с глубиной.

Минерализация подземных вод домезозойских образований с ростом глубины их залегания уменьшается на 0,1—0,3 г/л, составляя 7—200% от общей минерализации деминерализованных вод (табл. 8).

Поведение отдельных ионов при этом бывает различным, но в основном наблюдается уменьшение содержания HCO_3 и Ca, реже HCO_3 , Ca и Na или HCO_3 , Na и Cl.

Причины указанного явления не совсем ясны, но имеющиеся данные позволяют в ряде случаев установить, что деминерализация происходит в результате смены литологического состава и, следовательно, химической активности пород с глубиной в определенном порядке.

При этом отложение, вмещающие деминерализованные воды, нередко обладают лучшими фильтрационными свойствами, чем залегающие выше.

По этим и, по-видимому, иным причинам в толще водовмещающих пород создаются своеобразные геохимические барьеры, приводящие к выпадению некоторых солей в осадок.

Среди них следует отметить прежде всего CaCO_3 , образующий налеты кальцита по трещинам. Это следует учитывать при изучении развитого в трещинах пород трапповой формации кальцита, образование которого в настоящее время обычно объясняется лишь циркуляцией древних гидротермальных растворов.

Рассматривая микрокомпонентный состав подземных вод, отметим основные особенности гидродинамических и гидрохимических условий в пределах ВПП, которые оказывают существенное влияние на водную миграцию металлов.

1. Огромная мощность зоны интенсивного водообмена (до 500—800 м на юго-западе ВПП, до 1000 м и более в остальных частях). Тесная вертикальная взаимосвязь вод различных стратиграфических комплексов пород.

2. Весьма низкая минерализация подземных вод в пределах глубин до 300—700 м и в основном гидрокарбонатный, реже гидрокарбонатно-хлоридный, натриево-кальциевый или кальциевый тип ионного состава.

3. Нейтральная или слабощелочная среда ($\text{pH} = 7—8$).

4. Слабоокислительная, реже резкоокислительная обстановка. В соответствии с геохимическими критериями А. В. Щербакова, значительная часть определений содержания кислорода в водах (1,4—3,5 мг/л) соответствует значениям Eh от 1 до 250 м, меньшая (3,5—8,4 мг/л) — отвечает Eh более 250 м.

Кроме перечисленных факторов, как показали работы П. А. Удодова и др. (1962 и др.), существенное влияние на миг-

Таблица 8
Деминерализация подземных вод

Местоположение скважины	Интервал опробования	Геологический индекс	Литологический состав пород опробованного интервала	Минерализа- ция подземных вод, г/л	Величина деминерали- зации	
					г/л	% к демине- рализованным водам
С. Озеряны	$\frac{167-205}{167-254}$	$\frac{S_1}{Cm_{1-2}-S_1}$	$\frac{\text{Известняк}}{\text{Песчаник, известняк}}$	$\frac{0,65}{0,27}$	0,38	141
С. Грабово	$\frac{131-274}{307-342}$	$\frac{Cr_2t-sn}{J-C_{1V}}$	$\frac{\text{Мел}}{\text{Доломит, песчаник, аргиллит}}$	$\frac{0,46}{0,17}$	0,29	171
С. Доманово	$\frac{146-163}{187-258}$	$\frac{Cr_2vm-t}{Pt_3vd-Cm_1}$	$\frac{\text{Мел}}{\text{Песчаник}}$	$\frac{0,69}{0,23}$	0,46	200
С. Медная	$\frac{263-337}{337-370}$	$\frac{Pt_3vl-J}{Pt_3vl}$	$\frac{\text{Туф, известняк}}{\text{Базальт, туф}}$	$\frac{0,58}{0,54}$	0,04	7
С. Бережница	$\frac{101-117}{128-283}$	$\frac{Cr_2cm}{Cm_1}$	$\frac{\text{Песчаник известковистый}}{\text{Переслаивание песчаников и аргиллитов}}$	$\frac{0,38}{0,23}$	0,15	65
Хут. Радовель	$\frac{84-173}{174-264}$	Pt_3pl	$\frac{\text{Песчаник, местами с прослоями аргиллита}}{\text{То же}}$	$\frac{0,53}{0,29}$	0,24	83

рацию металлов оказывает химическая активность и сорбционная способность водовмещающих пород. В соответствии с их классификацией в пределах ВПП преобладают химически неактивные и слабоактивные породы (базальты, песчаники, туфы, габбро-долериты и др.). Химически активные породы (мергели, известняки, мел) слагают лишь силурийские и залегающие выше мезозойские отложения.

Аргиллиты, уплотненные глины и конгломераты на глинистом цементе, по-видимому, в зависимости от степени метаморфизации средне- и слабоактивные. К породам с высокой сорбционной способностью можно отнести глины, мергели, мел, аргиллиты, известняки.

О распространенности отдельных элементов в подземных водах различных стратиграфических комплексов северной Волыни можно судить по графику их встречаемости, составленному по результатам спектральных анализов сухих остатков подземных вод, выполненных спектральной лабораторией Львовской геологической экспедиции. Наибольшая встречаемость во всех опробованных водоносных горизонтах характерна для Cu (100%), Ba (90—100%), Ni (80—100%), Co (65—100%) и Sr (60—100%). Наиболее низкий процент встречаемости в пределах диапазона чувствительности прибора отмечен для Li (0—5%), Ga (0—35%), Yb, Pb и Sn (обычно 0—40%). Элементы Mn, Mo, V, Ag, Sc имеют наибольший разброс встречаемости в различных водоносных горизонтах (0—100%).

Преобладающие содержания основных микрокомпонентов в наиболее изученных водах волыньских и полесских образований составляют (в вес. %): Cu — 0,001—0,005; Ni — до 0,003; Mo — до 0,001; Ag — до 0,0005; Sr — до 0,001; Co — до 0,003; Ba — 0,005—0,05; Sr — 0,01—0,1. Для определения миграционной способности этих элементов в подземных водах волыньских и полесских образований были подсчитаны их коэффициенты водной миграции (по П. А. Удодову), величины которых определяются отношением среднего содержания элементов в воде к их кларку в литосфере. Величины коэффициентов составили: Mo— $10 \cdot 10^{-4}$, Sr— $6,2 \cdot 10^{-4}$, Ag— $5 \cdot 10^{-4}$, Cu— $1,3 \cdot 10^{-4}$, Co— $0,83 \cdot 10^{-4}$, Ba— $0,47 \cdot 10^{-4}$, Ni— $0,18 \cdot 10^{-4}$, Sr— $0,13 \cdot 10^{-4}$. Следовательно, наибольшую миграционную способность в пределах района имеют Mo, Sr, Ag, Cu и Co.

ВЕРХНЕБУГСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Жерловые формации верхнего Побужья и Приазовья по геологоструктурным и геофизическим данным

Комплексные геологоструктурные и геофизические исследования (с целью выявления и расшифровки даек и древних вулканических аппаратов) проводились в двух районах присклоновой части УЩ: в верховьях басс. р. Южного Буга и в Приазовье.

В геологическом строении верхнего Побужья (р. Собь) принимают участие кристаллические породы (метаморфические, гибридные породы и граниты) и вулканические, представленные ортофирированными лавами.

Они связаны с рифейско-раннепалеозойскими разломами, возраст проявления которых определяется в 460—470 млн. лет.

В тектоническом отношении исследуемый участок представляет собой структурный блок, который отсекается на западе и северо-западе Джуриин-Немиров-Ильинецким, на севере — Верхнебугским, а на юге — Брацлав-Ладыженским региональными разломами.

Применение геофизических методов при картировании разломных структур и жерлового аппарата Ильинецкого эффузива

Интересные данные получены при картировании Ильинецкого эффузива (рис. 11).

При мелкомасштабных геофизических исследованиях эффузивы в районе не установлены. В связи с этим были поставлены детальные геофизические работы. Ильинецкий эффузив пересекался рядом профилей, которые выходили за его пределы. Границу эффузива пересекали вблизи скважин или обнажений 40 профилями.

Наблюдения проводились методами магнито- и гравиметрии.

Профили I и III (длиною 6,5 и 7,5 км соответственно) пересекали всю площадь с юга на север и с запада на восток (рис. 12) с шагом наблюдений для магнитометрии 20 м.

Грави- и магнитометрическая съемки показали полное или довольно точное совпадение границ эффузива по геологическим данным (бурение, обнажения). Граница определена точно, так как вмещающие граниты и гнейсы практически немагнитны. Однако залегающие среди них тела диоритов обладают значительными магнитными свойствами, поэтому характер магнитного поля на контакте эффузива неодинаковый на различных участках контакта. Там, где относительно спокойное магнитное поле

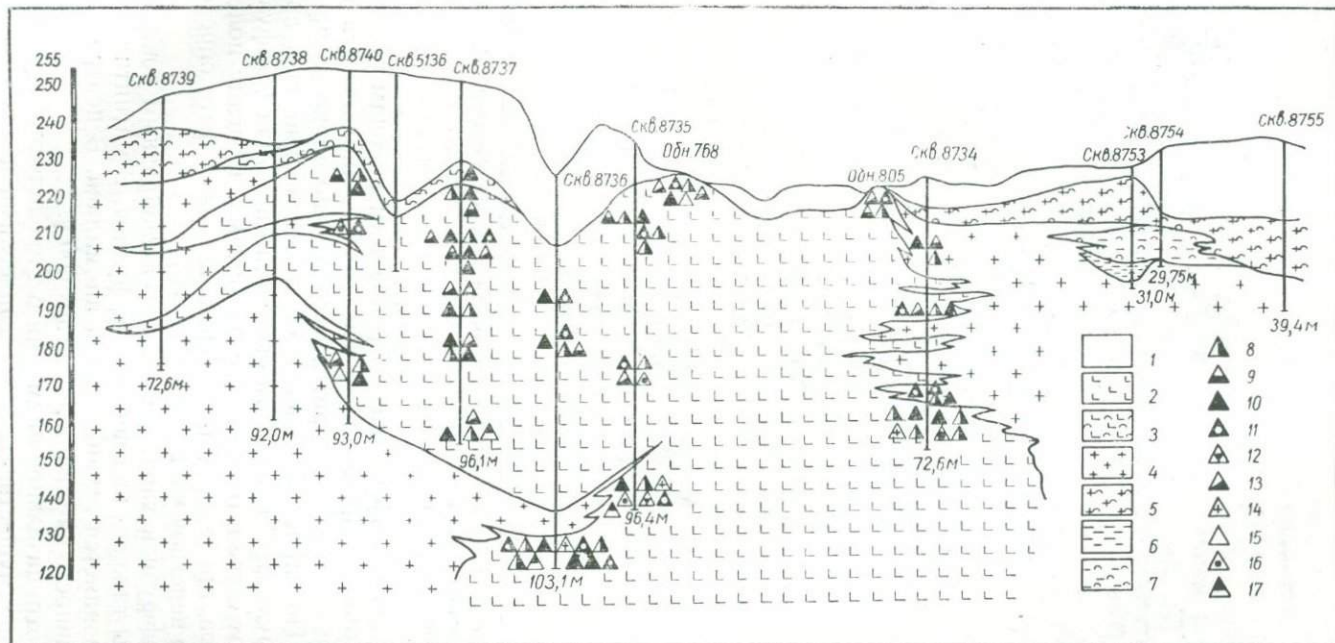


Рис. 11. Геологический профиль через Ильинецкий эффузив.

1 — осадочные породы; 2 — эффузивные породы; 3 — эффузивные породы выветривания; 4 — граниты; 5 — граниты выветрелые; 6 — гнейсы; 7 — гнейсы выветрелые; 8 — пирит; 9 — марказит; 10 — халькопирит; 11 — галенит; 12 — сфалерит; 13 — барит; 14 — молибденит; 15 — вимут; 16 — флюорит; 17 — тунгстенит.

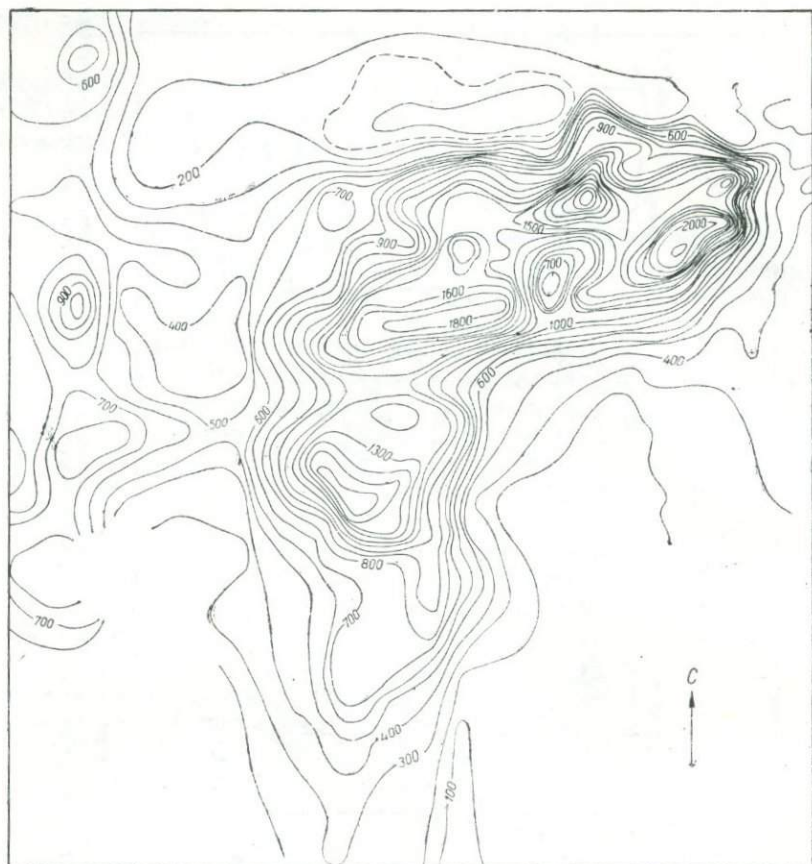


Рис. 12. Карта участка развития магнитоактивных тел в северо-западной части Ильинецкого эффузива.
Линии — изоаномалы равных ΔZ .

ΔZ при переходе от эффузива к вмещающим породам резко повышается, образуя аномалии до 800—1000 γ , наблюдается контакт эффузива с телами диоритов. Это хорошо видно на профилях I и III. По характеру кривой ΔZ также можно определить границу эффузива. На северном окончании профиля I эффузивы контактируют с гранитами, а не с диоритами. Поэтому поле ΔZ здесь плавное, причем граница эффузива может быть определена только по перегибу кривой Δg (ПК 70).

Массив эффузива характеризуется чашеобразным понижением поля силы тяжести над центром эффузива. В магнитном поле эффузив проявляется отрицательной аномалией. В центре эффузива интенсивность аномалии достигает 600 γ .

На фоне отрицательной аномалии ΔZ проявляются небольшие площади с преимущественно изометрическими положительными

магнитными аномалиями. Они вызваны различием магнитных свойств пород эффузива. Возможно, что это различие связано с наличием в теле эффузива вулканических аппаратов.

Для участка площадных работ (северо-восточная часть эффузива) построена карта изодинам. На общем повышенном фоне выявляется несколько аномалий эллипсоидальной формы интенсивностью свыше $+2000 \gamma$, вытянутых в северо-восточном направлении. Возможны два варианта интерпретации полученных данных: либо это намагниченные участки внутри эффузива, либо аномальные тела в гранитах.

Сопоставление кривых ΔZ и ΔH по профилю VII над аномальной зоной дает представление о направлении падения зоны на северо-восток, т. е. от эффузива.

Внутри контура эффузива, в северо-восточной его части проведены магнитометрические работы, в результате чего получена положительная овальная аномалия интенсивностью 500γ , вытянутая в субмеридиональном направлении.

В районе с. Вербовки расположены бурожелезняковые шляпы, образовавшиеся вследствие гидротермальной переработки верхних минерализованных горизонтов. Оконтуривание их представляет большой интерес. Бурые железняки обладают повышенными магнитными свойствами, однако в гравитационном поле они не проявляются.

В районе с. Павловки выявлена локальная сильномагнитная аномалия, интенсивностью свыше $10\,000 \gamma$. Породы, создающие ее, возможно обогащены магнетитом и несут никель-кобальтовую минерализацию, которая пока не выявлена.

Изучена также локальная магнитная аномалия высокой интенсивности, представляющая группу совмещенных максимумов и минимумов. Интенсивность отрицательного поля ΔZ достигает 7000γ . Аномалия, по-видимому, создается группой тел, залегающих под большим углом, но не вертикально, или группой тел, часть из которых обратно намагничена. Размеры тел порядка 100 м , форма их изометрическая.

Опытно-методические геофизические исследования в басс. р. Южн. Буга на крупных региональных нарушениях (Джурин-Немиров-Ильинецкий и Верхнебугский разломы) показали, что существует возможность трассирования зон этих разломов, так как им сопутствуют системы аномалий, вызванные проявлением различных процессов посттектонической деятельности. На участке проведено несколько профилей, пересекавших зону разломов, в результате чего выявлено несколько аномалий. Следует отметить, что интенсивность магнитных аномалий, выявленных в этих зонах, достигает 4000γ . В данном случае эти аномалии представляют самостоятельный интерес для исследователей.

В связи с наличием по обе стороны от разлома пород разного уровня поля силы тяжести, применялась гравиметрия, причем полученные результаты вполне удовлетворительны.

В условиях широкого развития рыхлых осадочных отложений целесообразно применять геофизические методы, которые позволяют выделять объекты, образующие аномалии типа кимберлитов.

Как известно, алмазоносные кимберлиты залегают в виде трубок взрыва, жил и даек. Размеры трубок варьируют в широких пределах.

Кимберлитовые трубки приурочены к зонам глубинных разломов, располагаясь вдоль них цепочками. Известно, что они, как правило, окаймляют приподнятые части платформ, располагаясь в синеклизах, различного рода депрессиях, прогибах и т. д., причем большей частью там, где глубина залегания докембрийского фундамента — первые километры. Отдельные трубки и дайки кимберлита на щитах встречены в незначительном количестве. С этой точки зрения интересно рассмотреть структурное положение Приазовского массива.

Приазовский массив находится на стыке трех крупных структур: южного Донбасса, УЩ и Азово-Кубанской депрессии. Он осложнен серией глубинных разломов, которые могли служить подводными каналами для кимберлитовой магмы. Массив и окаймляющие его структуры разбиты на ряд блоков — горстов и грабенов — со смещениями по разломам, амплитуда которых — несколько километров. В результате смещений наблюдаются участки с существенно различным уровнем эрозионного среза. Особенно это характерно для восточного Приазовья, где, несомненно, имеются условия для сохранения кимберлитовых тел от размыва.

В Приазовье распространены породы основного и ультраосновного состава разного возраста, связанные как с геосинклинальной, так и с платформенной стадиями развития региона. Здесь обнаружены (Гоньшакова, Зарицкий, Бутурлинов и др., 1967) ультраосновные породы со щелочным уклоном, а новейшие определения позволяют говорить и о породах кимберлитоподобных.

В зоне сочленения Приазовья с южным Донбассом эффузивный комплекс базальтоидов девонского возраста образует протяженную широтную зону. Обычно к подобным покровам базальтоидов территориально приурочены кимберлитовые трубки и дайки.

Следовательно, можно предполагать, что Приазовье является перспективным на коренные месторождения алмазов. Если же принимать гипотезу приповерхностного образования кимберлитовых трубок взрыва и алмазов в них, нахождение алмазодержащих пород в открытых частях платформ на щитах маловероятно.

Наиболее перспективные участки Приазовья: а) участок распространения девонских вулканических пород и прилегающие районы (Волновахская зона разломов), б) участок развития девонских ультраосновных и щелочных интрузивных пород в Покрово-Киреевской структуре, где встречены породы, определяемые как кимберлитоподобные, в) Волчанский выступ в сочленении Донбасса с Приазовским массивом и г) участки погружения кристаллического фундамента к востоку от Покрово-Киреевской структуры, где геофизическими методами обнаружены проявления пород ультраосновного состава и выделен ряд глубинных разломов. Здесь же обнаружены пиропы, а по рр. Миусу и Крынке — алмазы.

Непосредственно на шите проводилась геологическая съемка с целью картирования отдельных крупных тел. Магнитной и гравиметрической съемками к востоку от р. Еланчика выявлены перспективные участки, связанные с зонами глубинных разломов.

На данном участке в Приазовье впервые была применена съемка с *H*-магнитометром. Измерение горизонтальной составляющей магнитного поля позволило добиться большой точности в оконтуривании аномалиеобразующих (основные и ультраосновные породы) объектов.

На Латоновском участке оказалось, что аномалии создаются множеством объектов. Глубина залегания верхней кромки тел 300 м; с юга на север она увеличивается до 2000 м.

Аномалиеобразующие тела здесь разбиты разломом на несколько блоков. Аномалии магнитного поля иногда достигают наибольшей интенсивности (2500γ), тем не менее их эффект в поле тяжести невелик. Съемкой же мелкого масштаба эта группа аномалий в гравитационном поле вообще не прослеживается.

К северу от района, где в 1965 г. были обнаружены алмазы, на участке развития даек основного состава (изученных в 1957—1962 гг. Н. В. Бутурлиновым) проводили детальную магнитометрическую съемку. Благодаря ей на Калиновском участке выявлено (ранее здесь было известно три дайки) восемь аномалий с интенсивностью от 40 до 700 γ. Мощность их до нескольких метров, падение крутое.

К одной дайке приурочена наиболее интенсивная (700 γ) аномалия. Она простирается на 150 м и имеет смещение, которое можно рассматривать как сдвиг по поперечному тектоническому нарушению. В средней части профиля наблюдается перепад среднего уровня поля в 40 γ, который можно интерпретировать как отражение разломной тектоники.

В районе балки Соленой магнитометрией картировалась известная дайка, обнажавшаяся с поверхности. Наблюдениями с шагом 2,5—5,0 м дайка уверенно трассируется (интенсивность аномалии до 500 γ) по 15 профилям на расстоянии около 950 м.

Анализ полученных материалов позволяет сделать вывод, что дайка погружается к северу и югу под рыхлые осадочные образования.

Таким образом, впервые для зоны проявления магматических пород основного состава на южной окраине Донбасса доказана возможность картирования отдельных даек методами магнитометрии.

Следует отметить, что подобные исследования, например, в Гвинее, позволили выявить тело кимберлитов.

Разрешающая способность геофизических методов в условиях Приазовья достаточно высока. В связи с этим целесообразно более широко привлекать геофизические методы для решения ряда геологических задач, возникающих в связи с поисками коренных месторождений алмазов.

Рудные ореолы в зонах разломов бассейнов рр. Соби и Устья по данным геохимического и шлихового опробования

В древних и современных образованиях осадочного чехла и в коре выветривания кристаллических пород, а также в пределах зон разломов и вулканических тел бассейнов рр. Соби и Устья при металлотрическом опробовании установлены (Fe, Mn, Ni *, Co *, Ti, Cr, Mo *, W, Zn, Ag, Bi *, Cu, Pb, Sn, P, Ba, Sr) и элементы редких земель. Количественные содержания отдельных элементов колеблются от 0,0001 до 1,0%; фон их ниже, одинаков или выше кларков Земли (Виноградов, 1962).

Среди этой группы элементов ореолы рассеяния Ni, Cu и Pb проявляются в породах почти повсеместно.

Содержание Pb в породах приближается к кларковым, иногда выше; фон — несколько выше кларка Земли (табл. 9). В распределении Pb наблюдается зональность. В ореоле осадочного чехла басс. р. Устья (зона развития Джуриин-Немиров-Ильинецкого разлома) содержание Pb в краевых частях близкие или равные фону.

Встречаются точки с аномальным содержанием Pb. Намечается тенденция к вытянутости аномальных участков вкострости простирания главного разлома. Зональность наиболее четко прослеживается в ореолах среди четвертичных образований, пользующихся широким распространением.

Среди древних отложений осадочного чехла, в значительной степени размытых, наблюдается зональность: ореолы рассеяния балтского возраста смещены к центральной, а сарматского — к северной части исследуемой территории.

* Здесь и везде в тексте Ni, Co, Mo и Bi акцессорные.

Таблица 9

Содержание элементов в породах осадочного чехла и коре выветривания кристаллических пород бассейнов рр. Южн. Буга, Устья и Соби по данным спектрального анализа, %

Содержание элемента	Co	Ni	Cu	Mo	Ba	Pb	Вl
Предел содержания	0,001—0,01	0,001—0,01	0,0006—0,03	—	0,004—0,1	0,0006—0,01	0,002—0,01
Среднее содержание (фон)	0,001	0,006	0,005	—	0,05	0,0017	0,002
Средний состав литосферы (кларк; по данным А. П. Виноградова, 1962)	0,0018	0,0058	0,0047	0,00011	0,065	0,0016	0,0000091
Аномальные содержания для пород района	0,001	0,001	0,001	—	0,1	0,01	0,01

В строении ореолов рассеяния Рb в коре выветривания кристаллических пород прослеживается та же зональность, что и в ореолах осадочного чехла. Ореолы рассеяния обычно прослеживаются в северо-западном направлении.

В строении ореола выделяется несколько зон: наружная с содержанием Рb (в сером шликере) 0,003%; внутренняя—0,1 и центральная—0,02%. В пределах площади распространения свинца

содержащих минералов (рис. 13, 14) шликерным методом обнаружены англезит (главным образом в осадочных породах западной части района) и галенит (иногда в ассоциации с англезитом) в коре выветривания кристаллических пород. Потоки рассеяния Рb прослежены вдоль р. Соби до ее устья. Находки единичных знаков галенита установлены в аллювии, осадочных породах и коре выветривания кристаллических пород. В центральной части территории галенит обнаружен по скважинам в первичных каолинах; на юге участка он приурочен к зонам милонитизации пород.

Фоновые содержания Ni и Cu в осадочных породах (см. табл. 9) и коре выветривания кристаллических пород басс.

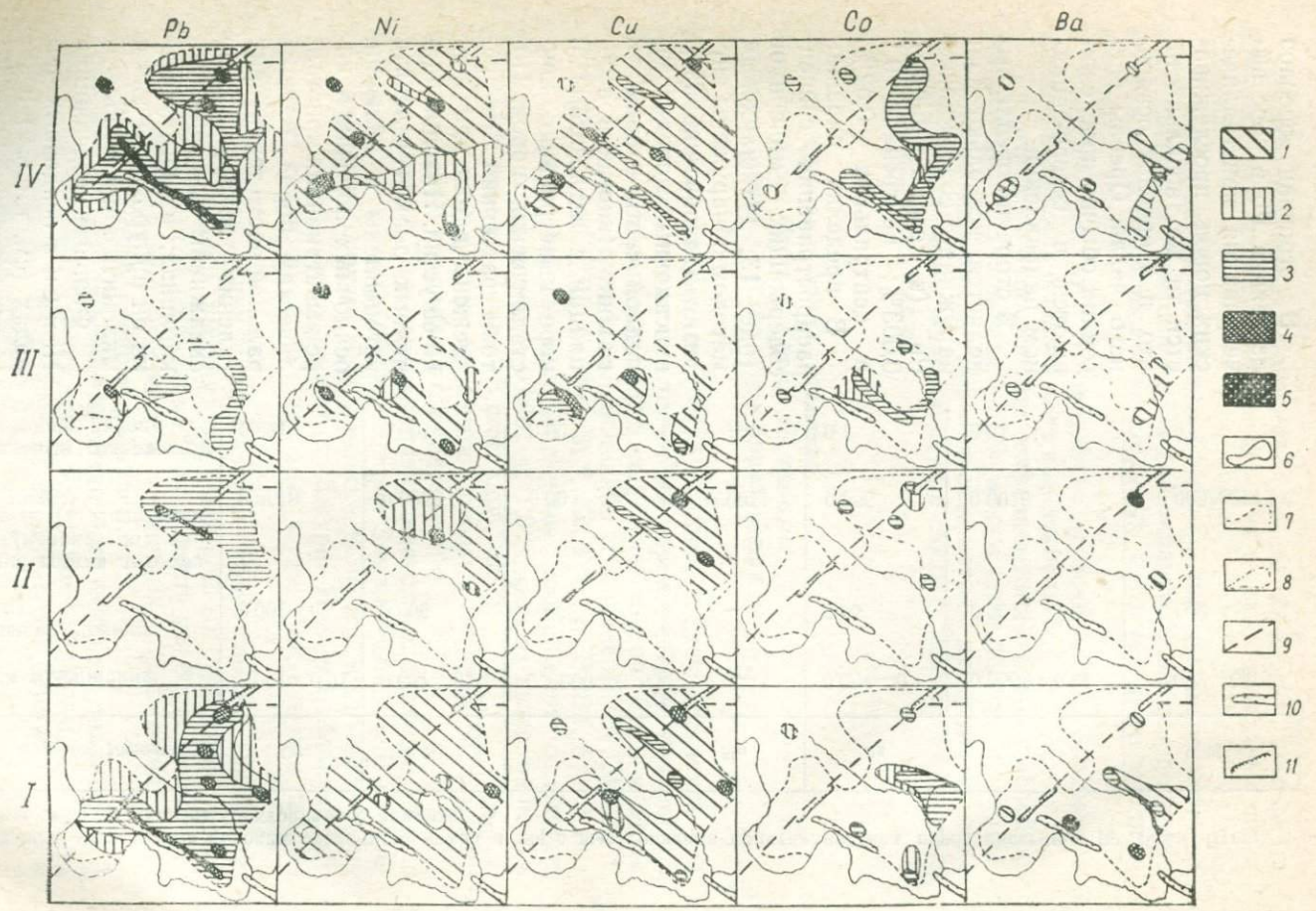


Рис. 13. Схематические рудные ореолы бассейна р. Устья (составила Т. А. Ткаченко. Тектоническая основа да-
на по В. А. Рябенко, 1962, 1969).

Ореолы рассеяния: I — кора выветривания кристаллических пород; II — сарматские; III — баатские; IV — четвертичные.
Содержания элементов: 1 — ниже фона; 2 — радио фон; 3 — выше фона; 4 — аномальное (от 0,01); 5 — аномаль-
ное (содержание от 0,1); 6 — граница опробованной площади западного участка; 8 — контур
отложений, сохранившихся от размыва; 9 — разломы; 10 — зоны милонитизации; 11 — зоны пеликанитизации.

р. Устья ниже кларков Земли. В отдельных случаях содержание Си в породах района повышается до 0,01%. Единичные точки с аномальными содержаниями (0,03%) Ni и Си расположены в северной и северо-западной частях района. В четвертичных отложениях ореолы Си образуют зональность: внешняя зона содержит Си ниже фона (до 0,005%), средняя — около фона (0,005%) и центральная — выше фона (0,01%).

На участке Ильинецкого эффузива количественное увеличение Си в коре выветривания кристаллических пород до 0,01% происходит от периферии к центру. Наоборот, в осадочных породах увеличение содержания Си происходит от центра к периферии. За пределами ореолов породы содержат Си не более тысячных долей процента.

В северо-восточной части территории ореол рассеяния Си характеризуется четко выраженной зональностью: увеличение происходит от краевых частей к центру. В ореоле соответственно выделяются пять зон с содержаниями (в сером шликсе) 0,001; 0,003; 0,01; 0,03 и (центральная зона, которая смещается на север) 0,3%. Анализ вертикального разреза свидетельствует об увеличении количества Си с глубиной.

На западном и северо-восточном участках в ореолах с аномальными содержаниями меди обнаружен халькопирит, а в районе развития Ильинецкого эффузива — халькопирит и самородная медь. Единичные знаки халькопирита известны в потоках рассеяния и коренных породах осадочных и кристаллических в басс. рр. Соби и Южн. Буга. На юге района В. А. Рябенко (1962) обнаружил малахит в кварцевой жиле.

В ореоле рассеяния Ni в осадочном чехле р. Устья выделяются две неравные площади: южная (большая) и северная (меньшая). Повышенные (0,01%) содержания Ni наблюдаются в ореолах в виде отдельных точек. В коре выветривания кристаллических пород содержания Ni ниже фона.

Слабая минерализация пород (0,001—0,006% Ni в сером шликсе) намечается в коре выветривания кристаллических пород вблизи эффузивного тела. Более высокие содержания (0,01%) отмечаются на одном из участков южной части Ильинецкого массива, где развиты первичные каолины.

Чрезвычайно простое строение имеет ореол рассеяния Ni в коре выветривания кристаллических пород северо-западной части территории. Он сложен двумя зонами: внешней — с содержанием элемента 0,003% и внутренней — с 0,01% (в сером шликсе).

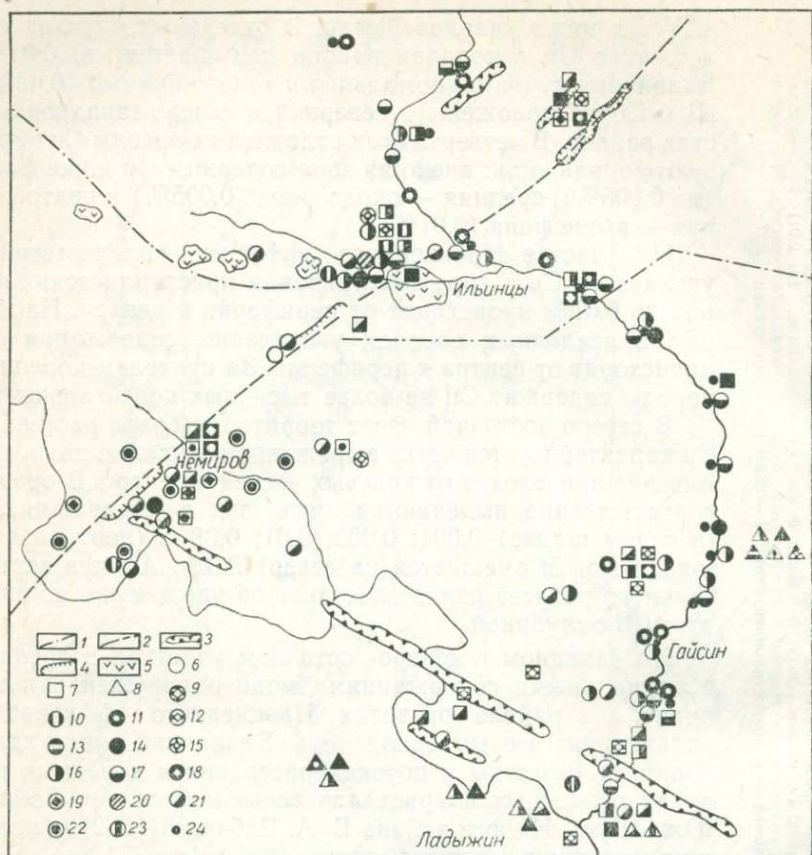


Рис. 14. Схематическая карта рассеянной минерализации по данным шликерового опробования (составила Т. А. Ткаченко, тектоническая основа по В. А. Рябенко).

1 — Верхнебугский разлом; 2 — Джурин-Немиров-Ильиницкий разлом; 3 — зоны миоэпитизации пород; 4 — зоны развития пеликанитов и катаклазитов; 5 — эффузивы кислой магмы; 6 — осадочные породы; 7 — кора выветривания кристаллических пород; 8 — кристаллические породы; 9 — висмут самородный; 10 — медь самородная; 11 — галенит; 12 — сфалерит; 13 — пентландит; 14 — халькопирит; 15 — молибденит; 16 — пирит; 17 — марказит; 18 — арсенопирит; 19 — флюорит; 20 — арагонит; 21 — барит; 22 — англезит; 23 — топаз, 24 — галенит — по данным ИГиН АН УССР.

В осадочных породах Ni находится в рассеянном состоянии. Минералы никеля установлены в кристаллических породах типа габбро, которые пересекаются кварцевыми жилами. В последних распространены микровостки гидротермального пентландита в пирротине, в ассоциации с халькопиритом, пиритом и другими минералами (Рябоконе, Рябенко, 1965). Аналогичная минерализация обнаружена в амфиболитах участка Гайсин (Рябоконе, Ткаченко, 1968).

Кобальт (Co). Встречается главным образом в западной и северо-западной частях территории, где его ореолы рассеяния

представлены рядом разобщенных площадей, различных по своим размерам, конфигурации, строению и содержанию. В басс. р. Устья ореол рассеяния Со приурочен к четвертичным отложениям. Ореол оконтурен прерывистыми линиями, отвечающими фону (0,001%) элемента. Внутри ореола его содержания выше фона (0,002%), с внешней стороны (выше кларка) — 0,006—0,008%. В древних осадочных отложениях Со концентрируется в отдельных точках, часто аномальных по своим содержаниям. В коре выветривания кристаллических пород западной части района Со обнаружен только в единичных точках, где его содержание иногда выше кларка (до 0,006%). В кристаллических породах (гнейсах, гранитах, гранодиоритах и других) Со встречается значительно чаще, чем в их коре выветривания, и в более высоких концентрациях. В северо-восточной части района к коре выветривания приурочен наиболее крупный ореол рассеяния Со.

Барий (Ba). Его фоновые содержания на участке равны кларку Земли. В бассейне р. Устья распределение Ba в породах осадочного чехла происходит локально. Оконтуренные ореолы рассеяния прослеживаются только в отложениях четвертичного возраста (где они представлены узкой изогнутой полосой, протягивающейся с севера на юго-восток) и среди отложений балтского возраста, расположенных в юго-восточной части района. Содержание бария в пределах от 0,01 до 0,05%. В породах нерасчлененной толщи сармата Ba обнаружен в отдельных точках, иногда с аномальными содержаниями. Аналогичная картина наблюдается и в коре выветривания кристаллических пород. Значительно чаще (иногда в аномальных содержаниях) Ba встречается в кристаллических породах района. В породах осадочного чехла Ba не установлен.

На участке Ильинецкого эффузивного тела кора выветривания кристаллических пород содержит Ba: на юге и северо-востоке от эффузива содержание Ba (в сером шлихе) 0,01%. Такое же его содержание и в северо-западной части участка.

Ореол в северо-восточной части района содержит 0,3—0,5% Ba (по серому шлиху), причем в центральной части ореола. Ореол оконтуривает зона с содержанием Ba 0,1%.

В минералогическом отношении Ba представлен баритом. Потоки его прослеживаются по рр. Соби и Южн. Бугу в современном и древнем аллювии. Барит встречается также в центральной части района в коре выветривания кристаллических пород в ассоциации с халькопиритом, галенитом, флюоритом, сфалеритом, иногда самородным висмутом. На юге района (по р. Южн. Бугу и нижнему течению р. Соби) барит приурочен к зонам милонитизации пород; он также встречается в виде тонких прожилков в каолиновой коре выветривания и в древних и современных осадочных отложениях.

Висмут (Bi). Его распространение среди пород района ограничено. Известно до 10 точек его проявления в коре выветрива-

ния, сосредоточенных главным образом в южной части района в зоне развития милонитизации пород. Имеются сведения о находке висмута (0,001—0,01%) в эффузивных породах Ильинецкого массива (Логвин, 1968). Минералогически Вi в шлихах представлен самородным висмутом, в отдельных случаях составляющем до 10% всех минералов тяжелой фракции. Условия нахождения самородного висмута в породах, а также ассоциация минералов в тяжелой фракции (галенит, барит, флюорит, изредка сфалерит) — все это свидетельствует об их гидротермальном происхождении (Ткаченко, 1967).

Молибден (Mo). Ореолы рассеяния Mo оконтуриваются в коре выветривания кристаллических пород района и в северо-восточной части по р. Собику (в пределах развития Ильинецкого эффузивного массива). В ореоле выделяются две зоны: наружная (с содержанием до 0,001%) и центральная (до 0,01%). Мощность молибденосодержащих пород здесь достигает 25 м. На р. Собики ореол Mo располагается вокруг эффузивного тела и по его краям. Содержание элемента (в сером шлихе) около 0,001%.

Молибденовым минералом является молибденит. В ореоле рассеяния (северо-восточная часть района) он встречен в ассоциации с флюоритом (до 30% тяжелой фракции). Находки молибденита встречаются (единичные знаки) в потоках рассеяния по рр. Соби и Южн. Бугу, а также в коренных породах.

Таким образом, среди группы выявленных элементов в пределах исследованной территории наиболее распространены Ni, Cu и Pb; в меньшей мере Co, Ba и Mo. Элементы прослеживаются как по площади, так и по вертикали.

Наблюдается приуроченность элементов и их ассоциаций к отдельным участкам района: для западного участка Pb, Ni, Cu, Co; для северо-восточного участка Pb, Ni, Cu, Co, Ba и Mo; для Ильинецкого эффузива — Pb, Ni, Cu, Co, Ba и Mo.

Максимальные содержания и широкое распространение Ba отмечаются в южной части района, где интенсивно развиты зоны милонитизации пород.

ПОДОЛЬСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Тектоническая структура кристаллического фундамента Могилевского Приднестровья по геолого-геофизическим данным

Материалы геологосъемочных и поисковых работ, сопровождавшихся значительными объемами картировочного и структурно-профильного бурения, а также комплексных геофизических исследований, проведенных в последние годы на территории Могилевского Приднестровья, позволяют внести существенные

изменения в представлениях о структуре кристаллического основания этого района.

Исследованная территория, охватывающая в основном левобережье Днестра в басс. рр. Ушицы, Калюса, Жвана, Карайца, Лядовой, Немии, Дерла, располагается в области склона УЩ с глубинами до 400 м, обращенного в сторону Предкарпатского краевого прогиба. В его геологическом разрезе наблюдаются две очень резкие эрозионные поверхности, которые разделяют участвующие в строении района образования на три структурных этажа. Нижняя поверхность является границей между осадочным чехлом и нижним структурным этажом — сложно построенным кристаллическим основанием. Верхняя эрозионная поверхность соответствует поверхности верхнедокембрийских образований и разделяет осадочный чехол на верхнепротерозойский и мезокайнозойский структурные этажи.

Изучение структуры кристаллического основания важно во многих отношениях.

Различные по знаку движения отдельных участков фундамента сыграли главную роль в формировании и развитии структурных элементов верхнепротерозойского структурного этажа и оказали не менее значительное влияние на формирование мезокайнозойского чехла, проявлением чего являются изменения мощностей, фаций, литологических особенностей и полноты разрезов меловых и неогеновых пород. Кроме того, кристаллическое основание играет роль фактора, контролирующего условия залегания вмещающих флюоритовую и сульфидную минерализацию верхнепротерозойских толщ и ее площадное распределение.

Конкретные представления о структуре кристаллического основания этого района начали складываться лишь в последние годы в процессе проведения геологосъемочных работ. В литературе приводились главным образом сведения, характеризующие тектоническую структуру достаточно обнаженного верхнепротерозойского осадочного чехла. Представление же о строении фундамента оставалось на уровне высказанных в начале нашего столетия гипотетических взглядов В. Д. Ласкарева (1905) и Б. Л. Личкова (1922) о характере погружения УЩ. Первый высказал мысль о сбросовом характере окраины щита и ступенчатом погружении его, второй считал, что погружение фундамента происходит постепенно.

Несмотря на то, что в настоящее время наступил новый этап в изучении кристаллического основания этого района, в целом строение нижнего структурного этажа (по сравнению с районами собственно щита) остается недостаточно исследованным. Причины этого — значительная глубина залегания, отсутствие естественных выходов (за небольшими исключениями), интенсивная ультраметаморфическая переработка слагающих его пород, специфика проявления тектонических процессов (например, малоамплитудные движения). Одна из основных причин — не-

достаточное количество буровых скважин, вскрывших породы фундамента, в три-четыре раза меньше (на единицу площади) по сравнению с закартированными в таком же масштабе районами собственно щита.

В связи с этим понятно особое значение результатов интерпретации магнито- и гравиметрической съемок при изучении структуры кристаллического фундамента этого региона.

Поверхность кристаллического основания представляет собой сравнительно пологий склон, осложненный довольно рельефно выраженными поднятиями и опусканиями как открытого, так и замкнутого контура с относительным превышением или углублением над окружающей их поверхностью основного склона до 25—30 м. Средний наклон большей части поверхности фундамента составляет около 5 м на 1 км, хотя в отдельных случаях наблюдаются резко выраженные локальные участки с наклоном до 25—40 м на 1 км.

Главный элемент внутренней структуры кристаллического основания — узкие крутопадающие антиклинальные и синклинальные складки, преимущественно линейные. По общепринятым представлениям, ядра синклинальных складок построены телами наиболее древних кристаллических пород — гнейсов и метабазитов. В ядрах антиклиналей обычно наблюдаются гранитоиды. Все складки отличаются крутыми углами падения (70—90°) и часто имеют изоклиальный характер, хотя встречаются также нормальные складки (с. Котюжаны).

Представления о их направлении основываются на замерах элементов залегания кристаллических пород в выходах фундамента на дневную поверхность (рр. Лядова, Немия, Дерло) и простираения осей магнитных и гравитационных аномалий. Общее направление древнейших складчатых систем отражает схема районирования территории среднего Приднестровья по характеру геофизических полей (рис. 15), на которой выделены оси положительных и отрицательных гравитационных и магнитных аномалий.

Анализ этой схемы показывает, что в расположении аномалий наблюдается определенная закономерность. В структурном плане кристаллического основания выделяются три области, для каждой из которых характерны одинаковые простираения осей линейных аномалий. При этом обращает на себя внимание область, располагающаяся в центральной части изученной территории, вытянутая в северо-западном направлении и прослеженная на 100 км при ширине 15—25 км. В пределах ее локальные аномалии имеют выдержанные северо-западные простираения. К северо-востоку и юго-западу от указанной области локальные гравитационные и магнитные аномалии имеют преимущественно северо-восточное и субширотное простираение.

Довольно четкая дифференцированность магнитного и гравитационного полей, очевидно, отражает отдельные крупные блоки

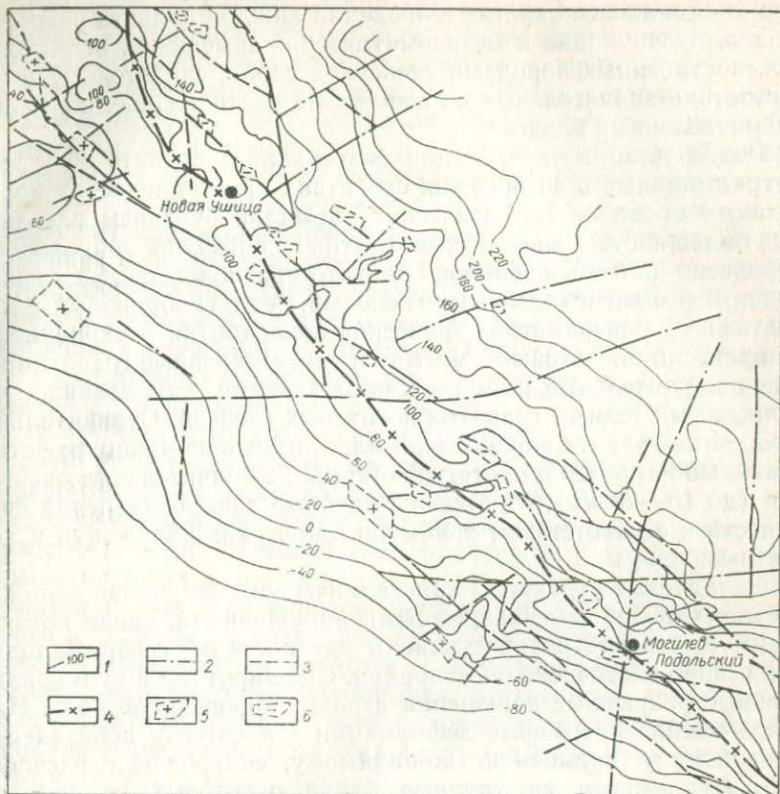


Рис. 15. Схематическая карта рельефа кристаллического фундамента Могилевского Приднестровья.

1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 2 — главные разрывные нарушения до позднепротеозойского времени (не переходящие в осадочный чехол); 3 — главные разрывные нарушения, переходящие в осадочный чехол; 4 — Подольский разлом. Блоки с амплитудой перемещения 20—40 м; 5 — поднятия; 6 — опускания.

фундамента, каждый из которых характеризуется определенными, присущими только ему, особенностями геофизических полей и определенными условиями геолого-тектонического развития. На это же указывает и взаиморасположение локальных аномалий и региональных гравитационных элементов. Так, центральная область пространственно совпадает с контурами двух гравитационных минимумов, общее простираие которых согласуется с северо-западным простираием самой области и простираием локальных аномалий. Области с преимущественно северо-восточным простираием локальных аномалий пространственно совпадают с региональными гравитационными максимумами. Отсутствие резко выраженных тектонических границ между выделенными областями и резкой смены состава кристаллического основания, а также, как показывает фактический материал, при-

мерно одинаковое участие в пределах каждой области сохранившихся от денудации и метасоматических замещений реликтовых тел, построенных породами гнейсовой серии, свидетельствует об отсутствии значительных по амплитуде вертикальных перемещений выделенных блоков.

Результаты интерпретации материалов магнито- и гравиметрии, данные о физических свойствах кристаллических пород, а также проверка геофизических аномалий бурением показали, что большинство линейных магнитных аномалий обусловлено пироксено-плагноклазовыми, биотито-плагноклазовыми, гранато-биотито-плагноклазовыми гнейсами, реже габброидами и продуктами их ультраметаморфической переработки — чарнокитами и пироксено-биотитовыми мигматитами. Локальные гравитационные положительные аномалии наблюдаются, как правило, над полосовыми телами гранато-биотитовых гнейсов. Отрицательные локальные гравитационные аномалии, имеющие наиболее четкий линейный характер и протягивающиеся на значительные расстояния (до 15—20 км), отражают линейные зоны ослабления силы тяжести и соответствуют зонам тектонических нарушений и контактным зонам.

Складчатые структуры кристаллического основания осложнены многочисленными разрывными нарушениями, среди которых преимущественно распространены две системы: северо-западного и северо-восточного простирания. Субширотные и субмеридиональные разрывные нарушения играют подчиненную роль. Наиболее ранние разрывные деформации относятся к допозднепротерозойскому времени и, по-видимому, синхронны с расчленением фундамента на крупные блоки, о которых упоминалось выше.

Доказательство этого — многочисленные проявления катаклаза, милонитизации и зоны дробления, фиксирующиеся в породах кристаллического основания и не переходящие в вышележащие верхнепротерозойские породы. Последующее омоложение старых и образование новых разломов происходило в несколько этапов — в вендское, герцинское и альпийское время. Преобладающими среди них являются безамплитудные разломы.

В связи с этим образованные системами взаимно пересекающихся разновозрастных нарушений блоки кристаллического фундамента испытали в большинстве своем очень незначительные перемещения, определить которые к тому же крайне трудно (даже при наличии достаточного количества скважин) из-за естественного наклона фундамента. Отдельные блоки вместе с тем испытали дифференцированные движения обоих знаков с амплитудой перемещения до 20—30 м, что привело к возникновению сложного рельефа современной поверхности кристаллического основания, характеризующейся сочетанием эрозийных (доверхнепротерозойских) и тектонических (вендских, герцинских, альпийских) форм.

Область, характеризующаяся резко выраженным северо-западным простиранием магнитных и гравитационных аномалий, в рельефе кристаллического основания не проявляется, в связи с чем формирование ее следует связывать с доплатформенной стадией развития щита, когда он еще не был консолидированным, и породы, слагающие его, находились в стадии становления. Дальнейшее позднепротерозойско-кайнозойское развитие этой структурной области в целом проявилось слабо и было связано с выборочным омоложением ее отдельных фрагментов. К их числу принадлежит Подольский разлом, активизация которого относится к сеноманскому времени, трассирующийся в направлении сс. Малый Александров — Новая Ушица — Сказинцы — Ястребна — Юрковцы — Могилев-Подольский — Садковцы.

Разлом имеет северо-западное простирание и приурочен к центральной части отмеченной области. Своеобразие ее внутреннего строения (господство северо-западных направлений) благоприятствовало оживлению древних тектонических швов именно северо-западного направления. Достаточно детально это нарушение изучено в осадочном чехле, где оно имеет вид сброса (взброса), часто сменяющегося флексурой. В поднятом южном крыле нарушения наблюдается резкое увеличение абсолютных отметок кровли верхнепротерозойских пород и сокращение мощности и полноты разреза сеноманских отложений. Характер проявления Подольского разлома в кристаллическом фундаменте изучен недостаточно. Имеющееся пересечение его буровыми скважинами в районе сс. Жеребиловки и Нишевцев устанавливает смещение поднятого южного крыла над опущенным северным на 20 м.

В заключение необходимо указать, что полученный в результате проведенных исследований материал не подтверждает высказанных ранее предположений о Подольской тектонической зоне, как о широкой полосе разнообразных дислокаций, имевших место в послескладчатый этап развития фундамента. Региональной структурой, прослеживающейся в осадочном чехле в зоне сочленения щита с Вольно-Подольской плитой, может быть только Подольский разлом. В качестве юго-восточного продолжения его можно рассматривать выделенную Ю. Г. Ермаковым и др. (1965) Ямполь-Одесскую зону разломов.

Тектоника и вулканизм Подольского Приднестровья

Геологическое строение и история развития Подолии типичны для территории западного и юго-западного склонов УШ.

Подолия, особенно бассейн Днестра, отличается хорошей обнаженностью, в связи с чем с востока на запад прослеживается

ся геологический разрез, начиная от пород кристаллического фундамента до среднего девона и от мела до неогена и антропогена.

Подолья располагается на Могилев-Подольском выступе кристаллического фундамента (Ласкарев, 1905; Хижняков, 1964), чем определяются черты некоторой ее обособленности по сравнению с прилегающими опущенными территориями.

В геологическом строении здесь выделяются образования трех структурных комплексов, разделенных резко выраженными несогласиями: кристаллическое основание, верхнепротерозойско-палеозойские и мезозойско-кайнозойские образования.

Среди нижнепротерозойских (и архейских?) пород преобладают гнейсы бугско-подольской серии и гранитоиды подольского чарнокитового комплекса, залегающие на глубинах от 70—100 (в северо-восточной) до 600—700 м в юго-западной частях.

Поверхность фундамента имеет спокойный, пологий наклон на ЮЗ (в среднем 5 м на 1 км) и осложнена рельефно выраженными поднятиями и впадинами как открытого, так и замкнутого контуров с относительным превышением или углублением до 25—30 м.

Главными элементами структуры кристаллического основания, сформированного в условиях подвижной зоны, являются узкие крутопадающие антиклинальные и синклиналильные складки линейного характера (басс. рр. Лядовы, Дерла, Мурафы).

В строении кристаллического основания могут быть выделены три области (см. рис. 15). Наиболее четко выделяется центральная область, вытянутая в северо-западном направлении. Локальные магнитные и другие аномалии имеют также северо-западное простиранье.

Площади, располагающиеся к северо-востоку и юго-западу от центральной области, отличаются невыдержанным простираньем осей локальных аномалий (преимущественно северо-восточным и субширотным).

Дифференцированность нижнего структурного этажа по характеру физических полей является отражением блокового строения фундамента, сформированного, по-видимому, в доплатформенную стадию развития и консолидации щита.

Среди разрывных дислокаций развиты преимущественно нарушения северо-западного (320—340°) и северо-восточного (50—70°) простираций. Субширотные и субмеридиональные нарушения играют подчиненную роль. Наиболее ранние разрывные деформации относятся к допозднепротерозойскому времени и, по-видимому, синхронны расчленению фундамента на крупные блоки. Это подтверждается проявлением катаклаза, милонитизации и других факторов, фиксируемых в породах основания и не переходящих в вышележащие слои.

Верхнедевонско-палеозойский структурный комплекс залегает в соответствии с наклоном поверхности кристаллическо-

го фундамента и подразделяется на два структурных этажа. Нижний представлен вендом и нижним кембрием, а верхний — верхним ордовиком, силуром и девоном.

Большинство тектонических структур едины как для нижнего, так и верхнего этажей.

В связи с тем, что нижний структурный комплекс вмещает проявления флюоритовой и сульфидной минерализаций, на его описании следует остановиться подробнее.

Детальные стратиграфо-палеонтологические, литологические и тектонические исследования верхнедокембрийских и палеозойских толщ Подолии, проводившиеся авторами и другими исследователями, привели к решению ряда спорных вопросов, в результате чего создана обоснованная схема расчленения этих толщ, принятая Советским Союзом по уточнению стратиграфических схем западной части Русской платформы (Львов, октябрь 1968 г.).

В настоящее время стратиграфическая схема верхнего докембрия и нижнего палеозоя (исключая силурийские и девонские отложения) Подолии представляется в следующем виде.

На кристаллическом фундаменте залегают волынская (внизу) и валдайская серии вендского комплекса. Они прослеживаются на домезозойском срезе в виде полосы шириной 40—50 км, скрываясь к западу от линии Дунаевцы — Старая Ушица — Бричаны под отложениями кембрия, ордовика и силура.

Волынская серия представлена двумя типами разрезов: осадочным (грушкинская свита) и вулканогенно-осадочным (каменская свита).

Разрез валдайской серии выражен терригенными фациями: аргиллитами, алевролитами, полевошпато-кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и брекчиями, объединяющимися (снизу вверх) в могилевскую, ярышевскую, нагорянскую и каниловскую свиту.

В настоящее время палеонтологически обоснована принадлежность этих толщ к вендскому комплексу (Заика-Новацкий, Асеева, Великанов, 1969). Они сопоставлены с одновозрастными и наиболее полно палеонтологически охарактеризованными толщами Южной Австралии (Заика-Новацкий, Великанов, Коваль, 1968).

Вендский возраст рассматриваемых образований подтверждается также определениями абсолютного возраста. Геохронологическому изучению подвергался почти весь разрез венда Подольского Приднестровья, за исключением комаровских и ямпольских слоев и базальтов каменской свиты. Определения выполнены по глинистым породам, состоящим в основном из гидрослюд и хлорита и являющимися новообразованиями стадии диагенеза.

Возрастные данные (565—615 млн. лет) свидетельствуют о временной близости процессов седиментации и последующего

диагенеза пород всех стратиграфических подразделений волынской и валдайской серий.

Значения абсолютного возраста, полученные для большинства стратиграфических подразделений разреза соответствуют геохронологической шкале (1964). Время формирования вендского комплекса, по данным Г. А. Казакова и Г. К. Кнорре (1967), 570 ± 10 — 675 ± 10 млн. лет.

Значительное отклонение цифр абсолютного возраста от указанного выше узкого временного интервала и занижение цифр абсолютного возраста ломозовских и ольчедаевских слоев объясняются примесью свежих кластогенных полевых шпатов (до 20—25%). Завышение цифр абсолютного возраста ломозовских слоев следует связывать с потерей глауконитом калия в результате локальной тектонической активизации и гипергенеза.

В толще вендских пород, наращивающейся по мере погружения моноклинали (до 350 м), часто отмечаются внутрiformационные размывы, свидетельствующие о неспокойном тектоническом режиме, существовавшем во время осадконакопления и проявившемся в чередовании кратковременных локальных поднятий и опусканий.

Наращивание разреза происходит до меридиана с. Городка; далее к западу мощность вендского комплекса сокращается за счет исчезновения из разреза (с востока на запад) вначале нагорнякской, затем ярышевской, могилевской свит и волынской серии (с. Завадовка). В связи с этим каниловская свита располагается здесь непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Кембрийская система, по В. В. Кирьянову (1965, 1967), представлена нижним отделом, в состав которого входят балтийская и бережковская серии. Мощность отложений в районе с. Монастырской 600 м.

Хорошо выраженного перерыва между кембрием и вендским комплексом (каниловская свита) к настоящему времени не выявлено.

Ордовикская система представлена (Цегельнюк, 1968) верхним отделом (молодовский горизонт), которому предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении. Существовал также предсилурийский перерыв, в течении которого молодовский горизонт размывался (Заика-Новацкий, 1967).

Начало формирования верхнепротерозойско-палеозойского комплекса связано с важнейшей перестройкой структурного плана Русской платформы и, в частности, ее юго-западной окраины. В этот период северо-восточная ориентировка структур рифея (полесская серия) сменяется северо-западным направлением структур венда и палеозоя. Перестройка структурного плана сопровождалась омоложением старых и образованием новых разломов. Часть их возникла уже в венде в связи с галицийским (байкальским) тектогенезом (Семененко, Ткачук, Клушин, 1965, 1968). С этим же этапом связано образование глубинного раско-

ла вдоль долины Днестра. С последним связаны излияния базальтовых покровов в нижней части верхнепротерозойской толщи. Одновозрастная система разломов установлена также в северной части Подолии, где базальты вскрыты на участках Бучач, Хмелевка, Гусятин, Кутковцы, Шидловцы, Чемеровцы, Горюк.

Наиболее многочисленная группа разрывных нарушений сформировалась во время герцинского тектогенеза, дислоцировавшего девонские образования.

Тектоника среднего структурного комплекса наиболее изучена в басс. рр. Ушицы, Калюса, Жвана, Карайца, Лядовой, Немии, Дерла, Мурафы. Наклон толщи здесь обычно не превышает 7—10 м на 1 км, но в отдельных участках достигает 20—25 м. Участки наибольшего погружения отвечают флексурным перегибам, переходящим в кристаллическом фундаменте в разрывы. Их протяженность 10—20 км.

Главные структурные элементы среднего комплекса — блоковые структуры, к которым относятся блоки и, разделенные «безамплитудными» разрывами, блоковые поднятия и опускания, отражающие движения фундамента различного знака. Они формировались на протяжении докембрия — мела. По времени развития и взаимосвязи с осадконакоплением выделяются две группы структур. К первой относятся структуры (преимущественно положительные), формировавшиеся в валдайское время и являющиеся проявлением галицийского тектогенеза. К числу характерных особенностей этих структур относятся, в частности, сокращения мощности разрезов в период блоковых поднятий. Их развитие прекратилось в могилевское время. Примером может служить поднятие на р. Немии между сс. Озаринцами и Немией. В ядре структуры здесь обнажаются кристаллические породы, перекрываемые песчаниками ямпольских слоев. Амплитуда поднятия — около 20—25 м.

Аналогичные структуры установлены бурением в районе сс. Ровное — Нишевцы, Карповка — Воеводчинцы, Юрковцы, Джуржевка и др. Среди них интересно Стругское блоковое поднятие на р. Калюс, известное под названием Новоушицкой складки облекания (Стащук, 1958).

Блоковыми поднятиями здесь выведены на дневную поверхность ямпольские песчаники, залегающие на смежных участках ниже базиса эрозии. Амплитуда поднятия достигает 30 м. Это одна из немногих локальных структур, которая испытывала активное поднятие дважды: сначала в ломозовское время, о чем свидетельствует размыв пород грушкинской свиты и ольчедаевских слоев и сокращенная мощность ломозовских слоев, а затем — в послевендское время, так как в ее пределах нет джуржевских и зиньковских слоев. Формирование этих структур происходило в тесной связи с вертикальными перемещениями блоков и разрывами кристаллического основания.

Ко второй группе относятся структуры, формирование которых связано с послевендским (герцинским и альпийским) этапами развития. Для них характерны устойчивые изгибы поверхностей всех стратиграфических горизонтов венда; выход под домезозойскую поверхность более древних (в положительных структурах) или более молодых (в отрицательных) пород по сравнению с окружающими площадями; полные мощности участвующих в их строении слоев соизмеримы с мощностями соответствующих горизонтов за пределами структур.

Примером такого типа структур могут быть блоковые поднятия района сс. Цивковцев и Дерешовой и опускания в районе сс. Погорелого, Нишевцев, Жеребиловки, Новой Ушицы.

В верхнепротерозойских образованиях имеются долинообразные углубления, вытянутые согласно простиранию древних пород и разделенные волнообразными поднятиями. Большая их часть эрозионного происхождения. Вместе с тем обращает на себя внимание валообразное поднятие СЗ простирания протяженностью 100 км, которое определяет главную тектоническую линию среди всех разрывных нарушений района. Эта структура, именуемая Подольским разломом, прослежена с СЗ на ЮВ в направлении Зиньков — Малый Александров — Новая Ушица — устье р. Батога — Нишевцы — Ястребна — Юрковцы — Немия — Садковцы. Время ее образования — сеноман.

На этом участке нарушение подтверждается увеличением абсолютных отметок кровли верхнепротерозойских пород и сокращением (в 4—5 раз) мощности сеноманских отложений в поднятом южном крыле (сс. Новая Ушица, Сказинцы, верховья балки Звеньячей и Вокзальная гора у г. Могилева-Подольского). Подольский разлом подтверждается электроразведочными работами, аэрофотосъемкой и скважинами (сс. Жеребиловка — Нишевцы).

В связи с приведенными данными необходимо остановиться на Подольской тектонической зоне. Под этим названием Г. Г. Виноградов, А. Я. Древин и Э. Я. Жовинский (1963) понимали широкую полосу разрывных дислокаций на юго-западной окраине Русской платформы, состоящую из серии разломов преимущественно северо-западного простирания и прослеженную (по длине 150 км, ширине — 20 км) от с. Каменки на ЮВ до сс. Новой Ушицы и Миньковцев на СЗ. Зона характеризуется специфической низкотемпературной минерализацией (преимущественно флюоритовой), которая локализуется в верхнедокембрийской толще.

В кристаллическом фундаменте зона выражена (Германов, Столяренко, 1963) широкой (от 20 до 35—40 км) полосой магнитных и гравитационных аномалий, оси которых ориентированы в северо-западном направлении.

Таким образом, на Подоллии установлена длительно развивавшаяся тектоническая структура, особенности которой позволяют отнести ее к категории глубинных разломов. Она возникла в ниж-

нем протерозое в виде зоны линейных складчатых и разрывных дислокаций северо-западного направления и периодами, возможно, достигала (на юго-востоке) базальтового слоя и верхней мантии.

Дальнейшее развитие этой зоны связано с дифференцированными движениями блоков, омоложением и возникновением новых разломов в альпийское время.

В настоящее время Подольский глубинный разлом прослежен на протяжении 250 км от с. Зинькова Хмельницкой области до с. Фрунзовки Одесской области. На северо-западе он сочленяется с одновозрастным глубинным разломом северной части Подолии, упоминавшемся выше. На юго-западе его ограничивает меридиональный Фрунзовско-Арцизский глубинный разлом (Билликинс и др., 1967).

Размещение Подольского глубинного разлома в региональном структурном плане юго-запада Русской платформы определяется на этом участке зоной перехода УЩ к погруженной части платформы — Вольно-Подольской плите.

Мезокайнозойский структурный комплекс, хотя и имеет много общих черт с подстилающим, характеризуется довольно резким изменением структурного плана: поверхность основания верхнего комплекса имеет незначительный наклон к югу и юго-востоку (обычно 1,5—2,0 м на 1 км) в отличие от юго-западного и западного погружения верхнепротерозойско-палеозойского комплекса.

К унаследованным структурным особенностям в первую очередь относится трещиноватость. Изучение трещинных структур показало (Зайка-Новацкий, Лапинский, 1967), что на фоне региональной трещиноватости локальных структур и разрывных нарушений: розы-диаграммы «фоновой» трещиноватости практически одинаковы как для пород кристаллического основания, так и для осадочного чехла, включая породы неогена. «Аксиальная» трещиноватость локальных структур характеризуется появлением субмеридиональных и субширотных направлений, а также наклонных сколовых трещин отрыва, вдоль которых дробились породы. В условиях растяжения на сводах флексур развиваются протяженные, кулисообразные разрывы-раздвиги (Зайка-Новацкий, 1969).

С большой наглядностью явление унаследованности определяется при изучении неотектоники района (Великанов, Иванченко, 1968). Неотектоническая структура в Могилевском Приднестровье отражает блоковый характер тектоники нижних структурных этажей.

Среди осадочных образований верхнего докембрия Подолии бурением установлены вулканогенные образования (вольнская серия), среди которых главную роль играют основные эффузивы. Их стратиграфическое положение и особенно корреляция с базальтами Волины — пока предмет дискуссии. Большинство

исследователей придерживается мнения об одновозрастности вулканитов Подолии и Волыни, рассматривая их в рамках единой волынской серии (Брунс и Якобсон, 1963; Заика-Новацкий и др., 1968). О. В. Крашенинникова (1956) отнесла каменные эффузивы к доволыньскому времени. Е. К. Лазаренко и Б. Я. Воловик (1969) считают их наиболее древними вулканическими образованиями волынской серии.

Последовательное прослеживание образований волынской серии с севера на юг от Волыни к Молдавии показывает закономерную смену вулканических образований Волыни осадочными и вулканогенно-осадочными породами Подолии.

Более точная корреляция излияний базальтов и накопления терригенных пород Подолии с разрезом Волыни пока невозможна, хотя общая их одновозрастность не вызывает сомнений.

Со времени первого сообщения о вулканитах Подолии (Евсеев, 1955) последние вскрыты многочисленными скважинами в полосе от района западнее г. Могилева-Подольского (устье р. Лядовы) до с. Флоры Красноокнянского района Одесской области (Днестровский покров). Позднее к северу от р. Днестра выявлено новое поле базальтов (Збручский покров) в районе сс. Гусятиня, Кутковцев, Городка, Шидловцев, Чемеровцев.

Днестровское поле эффузивов представлено исключительно базальтами, образующими покров, вытянутый в северо-западном направлении на 150 км, шириной 4—7 км (до 20—25 км в районе г. Могилева-Подольского).

Пирокластические породы встречаются в подчиненном количестве.

Макроскопически базальты темно-серого, почти черного цвета с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, миндалекаменные или массивные. Последние наблюдаются только в центральной части покрова, в подошве и кровле сменяются миндалекаменной разновидностью (размером 3—5 см в поперечнике). Миндалины заполнены кальцитом, редко кварцем с реликтами флюорита и гидроокислов железа. Участки базальта вокруг миндалин (0,5—2,0 мм) отличаются от остальной части породы микро- или криптозернистым строением, что обусловлено более быстрой кристаллизацией лавы. В оболочках миндалин развит пылевидный магнетит.

В породе преобладают апоинтерсертальная, интерсертальная и миндалекаменная структуры, очень редко — афанитовая и гранобластовая. Афанитовые структуры характерны только для зон закалки мощностью 0,1—0,7 м в подошве покрова. В кровле они чаще всего отсутствуют в результате выветривания и частичного размыва покрова базальтов.

Средний минеральный состав (по 40 шлифам) такой (в %): плагиоклаза — 41, хлорита — 31, авгита — 5, магнетита — 9, стекла — 2, кальцита — 5, кварца — 2 и гидроокислов железа — 5. В незначительном количестве встречаются апатит, циркон, сфен,

лейкоксен и рутил. Плаггиоклаз образует лейсты размером от долей миллиметра (в кровле и подошве покрова) до 1,5—2,0 мм (в центральной части). Он представлен альбитом с двойниковым строением. На отдельных участках (ср. Мерешевка, Бронница) плаггиоклазы представлены лабрадором или андезином. Во внутренней части зерна альбита иногда наблюдается скопление микросферолитового хлорита. Таким образом, процесс альбитизации полевых шпатов в базальте имел строго направленный характер: от кровли и подошвы до центральной части покрова.

Авгит образует короткопризматические или ксеноморфные зерна размером от 0,1 до 1,5 мм. Окрашен в бледно-зеленовато-синий цвет, плеохроирующий почти до бесцветного по $Ng' = 1,708—1,726$; $Np' = 1,684—1,701$; $Ng - Np = 0,024$; $2V = 49—56^\circ$; $cNg = 38 \pm 5^\circ$. По авгиту развиваются псевдоморфозы хлорита и скопления пылеватого магнетита. Авгита, в отличие от альбита, совсем нет в подошве и кровле базальтовых покровов. Максимальное его количество (40%) отмечено лишь в центральных частях покровов. В данном случае порода имеет полнокристаллический диабазовый облик.

Диабазовый прослой в потоке базальтов не выдержан по мощности и простиранию и, очевидно, имеет линзовидную форму.

Хлорит образует основную ткань породы, заполняет интерстиции и миндалины. Он образуется в результате раскристаллизации стекла, частично за счет основного плаггиоклаза (после процесса альбитизации) и авгита. Форма агрегатов — сферолиты, скорлупки, чешуйки и псевдоморфозы. Окрашен и плеохроирует от зеленого цвета по Ng до бледно-зеленого по Np . Показатель преломления соответственно меняется от 1,602 до 1,598, $Ng - Np = 0,004$.

Максимальное количество хлорита отмечается в кровле и подошве потоков базальтов и особенно в зоне спекания (скв. 14 791, гл. 109,0 м, с. Садковцы), где порода первоначально состояла из стекла.

Одновременно с хлоритизацией стекла (скв. 14 760, 14 773, 14 771) происходило образование пылевидных зерен лейкоксена, рутила и титаномagnetита. В породах развиты две генерации магнетита: скелетная и пылевидная, образовавшиеся за счет раскристаллизации лавы и хлоритизации стекла и авгита.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и сфеном неправильных, часто ксеноморфных очертаний, размером 0,05 мм.

В верхней части покрова базальтов широко развиты процессы кальцитизации, окварцевания и пиритизации. Кварц, халцедон, кальцит и пирит выполняют миндалины, образуют прожилки, а также псевдоморфозы по хлориту и плаггиоклазу.

Вулканические породы подстилаются осадочными — грубозернистыми аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами (Днестровский и Збручский покровы). В отдельных

случаях (с. Островцы), в 0,2—0,3 м ниже подошвы базальтов, песчаники содержат значительную примесь вулканогенного материала базальтового состава (5%).

Форма частиц шаровидная, размер 0,05 мм. Кластические и пирокластические зерна цементируются кварцево-железисто-глинистым материалом.

Туффиты содержат 60—70% пеплового материала; размер частиц колеблется от 0,01 до 0,1 мм. Цемент — железисто-кварцевый.

Туфы сложены вулканогенным материалом, частицы которого шаровидны, размером 0,2—1,5 мм. Их структура криптокристаллическая. Туфы содержат включения гранита.

В кровле Днестровского покрова развита кора выветривания базальтов (до 5 м), которая в нижней части представлена грубо-обломочной брекчий из остроугольных обломков базальта, скрепленных коричнево-бурым глинистым материалом, а в верхней — глинистой породой темно-коричневого цвета. Часто кора выветривания размыта, тогда непосредственно на размытой поверхности покрова залегает переотложенная кора выветривания с примесью кластического материала.

Геологическое строение Збручского покрова вендских вулканитов характеризуется ритмичностью разреза и относительно более высоким удельным весом пирокластических и нормальных осадочных пород. В разрезах волинской серии наблюдается два — четыре ритма осадочно-вулканогенных пород. Каждый ритм состоит из эффузивных пород (нижняя часть ритма), переходного ритма (средняя часть) и типичных осадочных образований (верхняя часть).

В нижних частях потоков базальты полнокристаллические, а в верхних переходят в стекловатые разности. Они образуют два покрова мощностью 20—25 (нижний) и 15—30 м (верхний).

Нижний контакт покровов с подстилающими породами четкий, в отдельных случаях с тонкой зоной закалки толщиной до 0,5 см. Переход к вышележащим туфопесчаникам двух типов: постепенный (в случае разрушенности верхней части покрова) и резкий (с прослоем обсидиана до 0,5 см). В скважине с. Кутковцев базальтовые покровы разделены зоной лавобрекчии.

Эффузивные образования представлены базальтами, гиаобазальтами и эффузивами диабазового облика. Структура их порфириовидная, основная ткань породы имеет пилотакситовую, интерсертальную структуру. Плагиоклаз основной массы представлен альбитом, а в порфириовых вкрапленниках — олигоклазом. Моноклинный пироксен замещается листоватым хлоритом и карбонатом. Из рудных встречаются магнетит, титаномagnetит и гидроокислы железа, содержание которых достигает 12—15%.

Миндалекаменные базальты содержат 20—25% миндалиин размером до 4—6 мм в поперечнике, заполненных хлоритом радиальнолучистого строения.

Эффузивы диабазового облика (долериты) и гиалобазальты мало чем отличаются от описанных разновидностей. Они имеют тот же минеральный состав и более раскристаллизованы.

В пределах Збручского покрова развиты вулканогенно-осадочные породы, представленные главным образом коричневатобурыми и темно-зеленовато-серыми туфопесчаниками, а также туфобрекчиями и туфоконгломератами. Они состоят из угловатых или окатанных обломков магматических и осадочных пород, сцементированных глинисто-песчанистым цементом. Обломки основных пород имеют псаммитовую и псефитовую структуру.

Кластический материал вулканогенно-осадочных пород плохо отсортирован, состоит из кварца (до 35%), микроклина и микроклиноптерита (до 25%), плагиоклаза (до 3%), а также мусковита, хлорита, биотита, граната, титана, магнетита, ильменита, лейкоксена и апатита.

Туфоконгломераты содержат шаровидные бомбы (с поверхностью закалки) диаметром 2,0—2,5 до 4,0 см, сложенные криптобазальтом и аплитовидным гранитом. Мощность вулканогенно-осадочных пород (в средней части ритмов) 2,1—2,4 м.

В верхней части осадочно-вулканогенного ритма выделяются алевролиты и песчаники мощностью от 2,2 до 2,6 м (с. Городок и г. Гусятин).

Песчаники развиты в средних частях осадочно-вулканогенных ритмов. Мощность песчаников от 2,0 до 12,2 м. Обычно это розовато-серые массивные, разномзернистые, крупно- и среднезернистые породы с псефито-псаммитовой структурой. Они состоят (в %) из зерен кварца — 55, микроклина — 30, плагиоклаза — 3. Из аксессуарных развиты циркон, титанит, лейкоксен, пирит и апатит.

Излияние базальтов Збручского покрова было неоднородным. Наряду с базальтовой лавой извергались также вулканические шлаки андезито-базальтов (скв. 11 674, гл. 381,5 м), что указывает на обогащение лавы газами.

В Збручком покрове широко развит кластический материал. Он обнаружен в составе пород волинской серии. На широте г. Хмельницкого волинская серия представлена мощной толщей пирокластических пород.

Вулканиды северной части Подолии, по-видимому, приурочены к разлому северо-восточного простирания.

Геолого-петрографическая характеристика осадочно-вулканических образований вендского комплекса Подолии подтверждает большое сходство Днестровского и Збручского покровов и их полную возрастную аналогию. Это сравнение подтверждается также распределением микроэлементов в покровах. Средние содержания (по 28 анализам) меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия, свинца, цинка и других элементов соответствуют кларкам диабазов (см. «Инструкцию по производству геохимических поисков», 1964).

Таблица 10

Результаты химических анализов траппов каменной свиты Приднестровья

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46,50	40,88	45,34	37,66	45,40	51,62	42,40	42,95	49,81
TiO ₂	2,08	2,08	0,85	1,72	3,00	2,49	3,00	2,40	2,17
Al ₂ O ₃	14,49	15,64	16,45	15,81	12,77	14,09	15,39	14,60	12,78
Fe ₂ O ₃	5,64	4,15	9,81	2,15	5,03	3,88	12,31	13,81	12,68
FeO	9,83	8,28	6,27	10,83	10,79	7,73	8,32	7,68	4,95
MnO	0,25	0,25	0,15	0,11	0,21	0,24	0,16	1,27	0,07
MgO	7,60	4,98	8,95	4,72	10,20	7,36	4,97	1,27	5,58
CaO	6,24	7,52	1,52	10,28	2,29	0,61	1,40	6,58	2,03
Na ₂ O	2,77	2,34	4,55	4,00	2,71	2,50	4,40	3,57	1,12
K ₂ O	0,67	3,62	0,59	0,45	0,38	0,27	0,41	0,46	4,57
P ₂ O ₅	0,16	0,25	0,11	0,15	0,28	0,29	0,35	0,23	0,16
SO ₃	Следы	Следы	—	—	0,11	0,15	—	—	—
S	«	«	0,03	0,03	—	—	—	—	—
F	0,05	0,04	0,07	0,04	—	—	—	—	—
H ₂ O _{гипр}	1,15	0,64	1,35	0,35	—	—	—	—	—
П. п. п.	3,27	10,13	5,20	12,54	7,07	9,07	7,18	5,37	4,12
Σ	99,50	100,16	99,82	100,45	100,24	100,30	100,29	100,19	100,04

Коэффициенты по

<i>a</i>	7,2	11,7	10,6	11,0	6,5	5,7	9,8	9,4	9,3
<i>c</i>	6,4	5,9	1,8	6,8	2,8	0,7	1,6	6,2	2,5
<i>b</i>	30,3	27,3	36,4	31,0	36,7	34,1	40,2	27,8	28,6
<i>z</i>	56,1	55,1	51,2	51,2	54,0	59,5	48,4	56,6	59,6
<i>i</i>	51,6	48,4	38,8	45,4	39,8	31,0	63,5	81,4	55,2
<i>m'</i>	43,9	34,96	40,8	29,9	46,9	35,8	19,9	8,5	33,8
<i>c'</i>	4,6	16,6	—	24,7	—	—	—	10,1	—
<i>a'</i>	—	—	20,4	—	13,3	33,2	16,5	—	11,0
<i>n</i>	87,3	49,3	93,0	93,5	91,7	34,1	94,8	92,7	27,1
<i>i</i>	3,1	3,6	1,3	3,2	4,8	3,5	5,1	4,0	4,1
<i>ψ</i>	16,2	14,9	22,4	6,9	11,5	9,4	25,0	47,1	38,4
<i>Q</i>	-8,7	-19,1	-10,6	-26,3	-7,9	+7,0	-24,3	-11,7	-1,8
<i>a : c</i>	1,1	2,0	5,8	1,6	2,3	7,8	6,0	1,5	3,7

Процентное соотношение

FeO+Fe ₂ O ₃	42	42	33	47	38	37	49	67	42
MgO	46	36	49	33	52	51	32	11	39
Na ₂ O+K ₂ O	12	22	18	20	10	12	19	22	19
MgO:FeO	11	0,87	1,50	0,71	1,39	1,38	0,64	0,16	0,94
Железистость без Fe ₂ O ₃	42,0	48,4	28,2	56,2	37,2	37,8	48,3	77,5	33,2
Общая железистость	52,3	57,6	48,5	60,2	45,5	46,0	68,6	90,0	62,0

Примечание: 1—базальт массивный, скв. 14801, гл. 85,4—86,0 м, с. с. Арионешты; 3—базальт альбитизированный, скв. 14772, гл. 72,8 м, с. Ост 5—базальт, скв. 11674, гл. 388,4 м, г. Городок; 6—базальт, скв. 11674, гл. зальт, скв. 11674, гл. 376,5 м, г. Городок; 9—базальт, скв. 11674, гл. 365,5 м, скв. 11673, гл. 659,7 м, с. Гусятин; 12—базальт, скв. 11673, гл. 665,0 м, с. 14—диабаз, скв. 12580, гл. 157,0—171,0 м, с. Великая Косница; 15—базальт, с. Кутковцы; 17—базальт, скв. 16901, гл. 562,0 м, с. Кутковцы; 18—базальт, Анализы выполнены в лаборатории треста «Киевгеология» аналитиками Г. И.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	Среднее по 18 анализам	Базальт
	46,58	41,35	47,77	55,56	47,20	49,06	47,90	46,63	47,15	46,21	48,78
	2,46	2,40	2,44	1,65	1,48	2,23	2,31	3,01	1,61	2,19	1,39
	13,63	15,40	13,67	16,36	20,33	13,20	13,25	12,86	13,73	14,69	15,85
	7,06	5,89	6,99	5,81	6,19	4,87	4,09	3,72	6,19	6,68	5,37
	6,06	6,26	6,53	8,05	9,27	10,30	10,69	12,96	8,35	8,51	6,34
	0,19	0,21	0,22	—	0,04	0,29	0,21	0,31	0,32	0,25	0,29
	9,26	3,38	9,35	3,62	4,05	6,59	7,30	6,30	9,56	6,39	6,03
	4,12	8,24	3,68	1,75	5,61	7,80	7,91	7,83	4,19	4,98	8,91
	2,66	0,18	2,44	2,82	3,28	2,72	2,97	3,01	3,25	2,85	3,18
	1,07	5,38	0,81	0,32	—	0,89	0,70	0,58	0,56	1,18	1,63
	0,17	0,28	0,18	0,10	0,01	0,12	0,13	0,14	0,17	0,18	0,47
	0,11	0,29	0,07	0,75	0,43	Следы	0,19	Следы	Следы	0,12	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—
	—	—	—	—	0,40	0,48	0,63	0,49	0,85	0,63	1,76
	6,16	10,87	5,36	2,86	2,70	1,74	2,52	2,26	4,74	5,73	—
Σ	99,53	100,13	99,51	99,65	100,99	99,80	100,17	99,61	99,82	100,03	100,00

А. Н. Заваричкому

	7,8	9,7	6,7	6,4	7,5	7,2	7,5	7,5	8,0	8,6	9,6
	5,2	7,4	4,6	2,0	7,1	5,0	5,1	5,0	5,2	6,2	6,0
	29,7	24,7	31,5	28,8	28,4	31,1	30,9	31,4	30,4	27,0	26,6
	57,4	58,2	57,2	62,8	57,0	56,7	56,5	56,1	56,3	58,2	57,8
	42,0	54,1	40,5	42,5	52,5	44,4	45,2	50,8	44,8	55,8	41,8
	55,2	27,5	51,1	20,8	25,0	35,3	40,1	34,3	54,5	43,1	39,4
	—	18,4	—	—	—	20,3	14,6	14,9	—	1,1	18,8
	2,9	—	8,4	36,7	23,0	—	—	—	0,7	—	—
	78,9	5,0	81,4	93,8	100	81,5	87,2	88,9	91,3	78,0	75,4
	3,8	4,2	3,6	2,1	2,4	3,3	3,6	4,7	2,5	3,5	2,2
	121	24,3	19,4	16,6	19,5	12,9	11,5	10,1	17,9	22,8	17,8
	-5,9	-10,4	-3,6	+10,7	-8,0	-6,1	-6,9	-7,5	-8,7	-7,0	-9,6
	1,5	1,3	1,4	3,2	1,1	1,4	1,5	1,4	1,5	1,4	1,6

молекулярных количеств

31	47	32	52	52	44	43	49	34	42	26
56	31	56	31	31	42	44	38	53	42	51
13	22	12	17	17	14	13	13	13	16	23
1,80	0,67	1,72	0,61	0,60	0,94	1,03	0,76	1,52	0,99	1,92
26,8	51,2	28,2	55,4	56,3	46,6	45,2	53,7	32,9	56,00	51,2
42,8	65,9	43,8	67,2	67,4	55,3	52,6	59,3	45,0	42,6	37,1

Арионешты; 2—базальт миндалекаменный, скв. 14801, гл. 72,95—75,55 м, ровцы; 4—базальт миндалекаменный, скв. 14742, гл. 66,8 м, с. Островцы; 406,4 м, г. Городок; 7—базальт, скв. 11674, гл. 373,5 м, г. Городок; 8—базальт, скв. 11673, гл. 647,1 м, с. Гусятин; 11—базальт, г. Городок; 10—базальт, скв. 11673, гл. 647,1 м, с. Гусятин; 13—диабаз, скв. 12580, гл. 148,0—152,0 м, с. Великая Косница; скв. 16901, гл. 527,0 м, с. Кутковцы; 16—базальт, скв. 16901, гл. 754,0 м, скв. 16901, гл. 517,5 м, с. Кутковцы. Скрипник и Р. И. Пашковской.

Родство эффузивных образований верхнепротерозойского возраста Подолии подтверждается и петрохимическими данными. В табл. 10 приводятся результаты химических анализов базальтов Подолии и их пересчет по методу А. Н. Заварицкого.

Базальты относятся к различным химическим классам. Большинство пород (обр. 1, 3, 5, 8, 11, 14, 15, 16, 17, 18) попадает в 5-й класс — слабо насыщенные кремнекислотой породы. По величине $a : c$ базальты входят в 19-ю группу (бедные щелочами породы) и лишь два анализа (обр. 3 и 5) — в 18-ю (умеренно богатые щелочами). В зависимости от значения коэффициента b все анализы базальтов относятся к меланократовым подгруппам соответствующих классов. К четвертому классу (насыщенные кремнекислотой породы) относятся анализы обр. 9, 10 и 12. В зависимости от отношения $a : c$ их группа соответственно меняется от 13 до 15, т. е. от умеренно богатых щелочами до бедных ими. К третьему классу (слабо пересыщенные кремнекислотой породы) относятся лишь два анализа (обр. 6 и 13). По величине $a : c$ они входят в 8-ю группу (богатые щелочами).

Высокое содержание кремнекислоты в анализах базальтов третьего и отчасти четвертого классов объясняется интенсивностью проявившегося эпигенеза.

Различная удаленность фигуративных точек от линии SB на плоскости ASB может быть объяснена лишь различной степенью альбитизации полевых шпатов в различных участках покровов. Этот процесс сопровождается увеличением в породе содержания глинозема, что приводит к отклонению векторов на плоскости ASB влево. Резкое отклонение векторов отдельных анализов базальтов (обр. 2, 3, 11) на плоскости CSB влево можно объяснить процессом микроклинизации (?), так как других калийсодержащих минералов при изучении базальтов не встречено.

В процессе хлоритизации пород происходит увеличение содержания железа и отчасти глинозема. При этом интенсивно выносятся магний. Количество щелочей на этом этапе в породе остается почти неизменным.

Из вариационной диаграммы изменения содержания главных компонентов в зависимости от содержания кремнекислоты следует, что с увеличением ее количества в эффузивных породах Подолии понижается содержание CaO, FeO и MgO. В то же время увеличивается содержание TiO₂ и Fe₂O₃. Для большинства анализов базальтов параметр Q отрицательный и колеблется от -1,8 до -26,3 (среднее -7,0). Положительные значения величины Q отмечены в анализах 6 и 13: +7,0 и +10,7. Резкое отклонение значения от среднего объясняется, как отмечено выше, окварцеванием, вызванным эпигенезом.

Отношение MgO : FeO в отдельных анализах колеблется от 0,60 до 1,80 (при среднем значении 0,99) и также указывает на различную интенсивность процессов альбитизации и хлоритизации базальта в различных участках покрова.

На основании изучения тектоники и вулканизма Подолии можно сделать такие выводы.

1. В районе проявляются разновозрастные этапы тектогенеза байкальского (галицийского), герцинского и альпийского времени, характеризующиеся унаследованным развитием основных разломно-блоковых структур.

2. По геохронологическим данным устанавливается вендский возраст (волынская и валдайская серии) осадочных и осадочно-вулканогенных образований.

3. Базальтовые покровы Подолии приурочены к разломам северо-западного простирания для Днестровского поля и северо-восточного — для Збручского.

4. Вулканыты Збручского и Днестровского покровов петрографически, геохимически и петрохимически идентичны и синхронны, однако излияние Днестровского покрова проходило в один этап, а Збручского по крайней мере в два.

5. Слабо дифференцированная базальтовая магма района обладала большой подвижностью.

6. В эффузивах отмечается следующая последовательность выделения породообразующих минералов: плагиоклаз, магнетит, авгит, стекло.

Альпийские дислокации Подольского Приднестровья

В бассейнах левых притоков Днестра (рр. Ушица, Калюс, Жван, Караец, Лядова, Серебряя, Немия, Дерло, Бронница) никто до настоящего времени проявлений альпийских движений в мезокайнозойских отложениях (за исключением В. Ласкарева в 1905 г.) не отмечал. Существует мнение о спокойном залегании меловых и более молодых сложений в этом районе, однако такие представления не обоснованы. Следует остановиться, например, на рассмотрении структур, формирование которых относится к меловому времени.

По морфологическим особенностям, характеру развития и способу унаследования древних структурных черт среди альпийских форм, развитых на территории Подольского Приднестровья, можно выделить два типа: локальные блоковые поднятия и опускания, связанные с возобновлением движений блоков фундамента, и структуры линейного характера — разломы, представляющие собой омоложенные структурные линии более древнего заложения. Обычно перемещения малоамплитудные.

Наиболее изученным проявлением альпийской тектоники является блоковая структура в долине р. Калюса у северной окраины с. Новой Ушицы (рис. 16). В плане эта дислокация имеет очертания четырехугольника, вытянутого своей длинной осью в северо-западном направлении согласно с общим простиранием

верхнепротерозойской толщи. Ограничивающие блок разломы, вследствие новейшего омоложения, видны на аэрофотоснимках в виде почвенных линеаментов. По отдельным обнажениям хорошо наблюдается разрез верхней части этой своеобразной структуры. Внешне это остров, сложенный верхнепротерозойскими

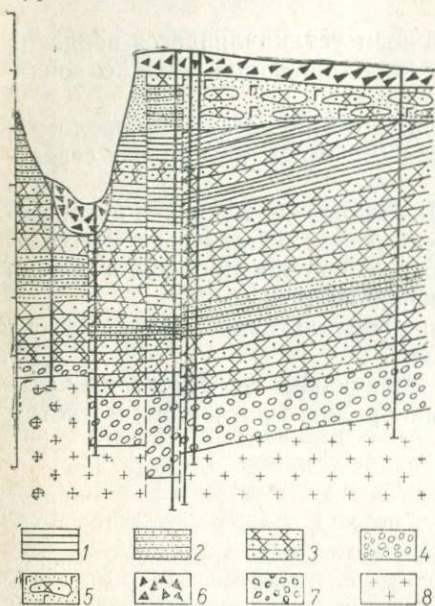


Рис. 16. Разрез Новоушицкой блоковой дислокации.

- 1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — гравелиты, конгломераты, брекчи, меловые породы; 5 — переслаивание глауконитовых песков и кремнисто-глауконитовых песчаников; 6 — современный аллювий; 7 — скопление желваков кремней; 8 — породы кристаллического основания.

породами (аргиллитами зиньковских и песчаниками джуржевских слоев) и сохранившийся от размыва сеноманским морем. В домезозойском срезе участков, окружающих дислокацию, выходят занимающие более низкое по сравнению с ними стратиграфическое положение аргиллиты бронницких слоев. Размеры блока $500 \times 200 - 250$ м; высота над окружающей его поверхностью домеловых образований около 22 м.

В кровле сеномана дислокации не отражены, из чего можно заключить, что формирование ее следует датировать сеноманским временем.

По данным бурения, «островному» поднятию верхнепротерозойских отложений соответствует углубление в поверхности фундамента. Это позволяет представить историю развития дислокации следующим образом.

Наиболее ранние движения в пределах описываемой структуры проявились, по-видимому, еще в позднедокембрийское время и были связаны с проявлением галицийской складчатости (Семененко, 1965). Как отражение этих движений следует рассматривать несоответствие мощностей отдельных стратиграфических горизонтов верхнего протерозоя в пределах дислокации и в блоках, ее окружающих. Дальнейшее обособление участка, развившееся в опускании блока, произошло в досеноманское время и было связано, очевидно, с герцинскими движениями. В конце сеномана этот блок испытал инверсию, причем амплитуда обратного движения в целом оказалась равной амплитуде проявившегося ранее сброса. Этим и объясняются примерно одинаковые уровни залегания различных горизонтов верхнепротерозойской толщи в пределах дислокации и вне ее.

Амплитуда поднятия, равная разнице в мощностях мела за пределами горста и над его вершиной, свидетельствует о том, что блоковое поднятие произошло одновременно с отложением сеноманских осадков.

Структуры, подобные описанной, установлены бурением и в других участках территории. Так, локальные блоковые поднятия закартированы в районе сс. Новоселки, Слободы-Ярышевской, Юрковцев, Карповки. Отрицательные — около сс. Малой Стружки, Дерешовой, Ломозова, Жеребиловки и других. В большинстве случаев они полностью не оконтурены и подтверждены лишь отдельными скважинами или топографическими замерами уровней маркирующих границ. Амплитуда перемещений 10—20 м. Общими для всех структур этого типа являются признаки устойчивого отражения их в поверхности всех стратиграфических горизонтов венда, выход на домеловую поверхность более древних (в положительных структурах) или более молодых (в отрицательных) пород по сравнению с окружающими эти структуры площадями.

Второй морфологический тип проявлений альпийской тектоники связан с обновлением отдельных структурных линий более древнего заложения. К их числу принадлежит Подольский разлом, прослеженный более чем на 100 км в направлении сс. Малый Александров — Новая Ушица — Сказинцы (р. Жван) — Ястребна — Юрковцы — г. Могилев-Подольский — с. Садковцы. Наличие нарушения отмечалось ранее Н. И. Лариным (1936) и В. П. Курочкой (1959), предполагавших его формирование задолго до сеномана.

Нарушение подтверждается бурением, электроразведкой и другими исследованиями. Дислокация четко отражена на карте рельефа домезозойской поверхности, проявляясь как эрозионно-тектонический уступ высотой 15—17 м (р. Лядова у с. Ястребни; балка Звенячая), до 25—28 м около с. Новой Ушицы. К крутому северному склону уступа прижата протяженная эрозионная долина.

Таким образом, Подольский разлом повлиял на формирование валообразного поднятия и сопряженной с ним консеквентной долины в рельефе домеловой поверхности. Характерно, что наблюдающийся в этой поверхности ряд ориентированных в северо-западном направлении ложбинообразных углублений подобного характера связан с неравномерным размывом сеноманским морем различных по литологическим свойствам и устойчивости к эрозии толщ.

На участке между сс. Ровным и Жеребиловкой, вдоль Подольского разлома смещаются (по данным бурения) все горизонты верхнепротерозойской толщи. Нарушен уровень залегания кристаллического фундамента (южное крыло поднято на 20 м по отношению к опущенному северному).

Нарушение отмечается в обнажениях: в долине р. Калюса у сс. Новой Ушицы и Струги, в правобережной балке р. Жвана

у южной окраины с. Сказинцев, в долинах рр. Карайца (с. Нишевцы) и Лядовы (с. Ястребна), в верховье балки Звеньячей (приток р. Серебри), нижнем течении р. Немии (Вокзальная гора в г. Могилеве-Подольском). На этих участках, кроме резкого увеличения абсолютных отметок кровли верхнепротерозойских образований, в поднятом крыле нарушения по сравнению с опущенным наблюдается резкое уменьшение мощности сеноманских отложений и полноты их разреза.

На закрытых водораздельных участках нарушение подтверждается электроразведкой (ВЭЗ), отражаясь в изменении глубины залегания опорного геоэлектрического горизонта, а также дешифрированием аэрофотоматериалов. Так, к востоку от с. Ровного нарушение подчеркивается сменой почвенно-растительных контуров, имеющих четко выраженную прямолинейную границу.

К Подольскому разлому тяготеет большинство блоковых тектонических структур мелового возраста, в том числе и Новоушицкая.

Большое сходство основных морфологических черт обоих типов описанных структур свидетельствует об общности их происхождения. Как локальные блоковые, так и линейные структуры частично имеют конседиментационный характер, так как во всех изученных случаях отчетливо обнаруживается их связь со строением и изменением мощностей меловых и домеловых образований. Они начали формироваться одновременно с позднедокембрийскими движениями галицийской складчатости (Семенико и др., 1965), проявившимися в целом в пределах Приднестровья локально и не отличающимися большей интенсивностью.

В отличие от наиболее ранних движений, проявления герцинского тектогенеза отмечены повсеместно и привели к расколу верхнепротерозойского этажа и кристаллического фундамента на блоки и образованию различных типов платформенных структур — куполовидных поднятий, флексур, структурных террас и других.

Рассмотренные альпийские структуры контролируются главным образом очертаниями отдельных блоков или тектонических линий более древнего заложения и проявились наиболее отчетливо в сеноманское время.

Докембрийские кристаллические породы фундамента Молдавского Приднестровья

На правобережной части долины р. Днестра, в пределах Молдавского Приднестровья, установлены докембрийские кристаллические породы, которые слагают нижний структурный этаж (или фундамент) региона.

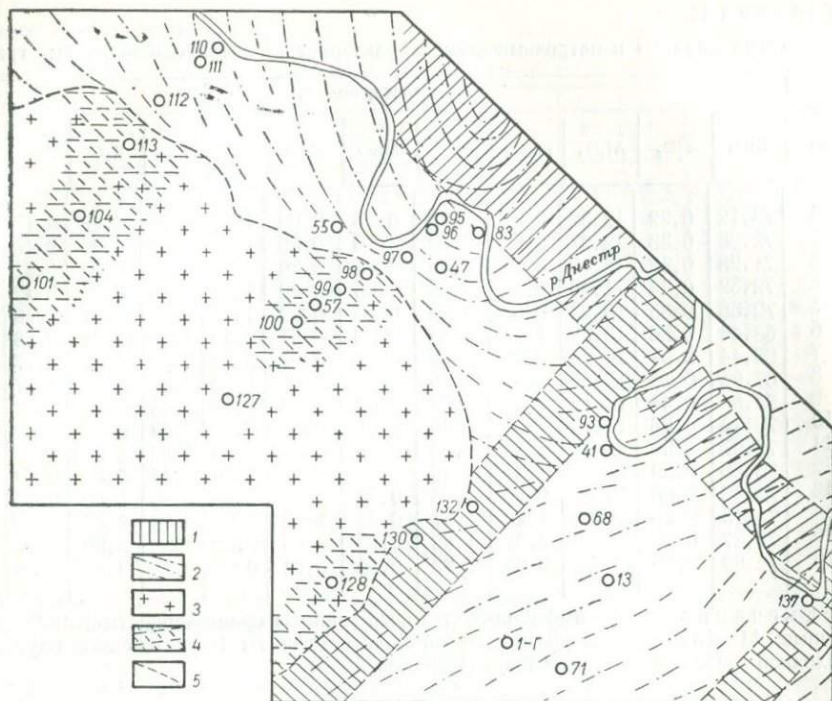


Рис. 17. Схематическая карта распространения амфиболо-биотитовых пород Молдавского Приднестровья.

1 — зоны тектонических нарушений; 2 — гнейсово-мигматитовый комплекс; 3 — амфиболо-биотитовые среднезернистые граниты; 4 — амфиболо-биотитовые пегматоидные граниты; 5 — линии предполагаемого контакта.

Пространственно породы докембрия распространены к западу и юго-западу от г. Сорок, т. е. непосредственно примыкают к кристаллическим образованиям фундамента погребенного юго-западного склона УЩ и, возможно, составляют его самостоятельные структурные блоки (рис. 17).

Наиболее древние породы докембрия Молдавского Приднестровья — метаморфические образования, среди которых можно выделить комплекс разнообразных гнейсов и чарнокитов, гранатовые мигматиты и интрузии основных и ультраосновных пород, в возрастном отношении принадлежащих структурам верхнего архея. Среди метаморфического комплекса в свою очередь развиты мелкие тела буровато-розовых синорогенных микроклиновых гранитов верхнего архея, а также более крупные массивы субшелочных амфибол-биотитовых гранитов, по времени внедрения (1285—1400 млн. лет) относящиеся к среднему протерозою.

Таблица 11

Химические анализы и петрохимические характеристики амфибол-биотитовых гранитов

Номер анализа	Окисел, вес. %											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
1	73,12	0,32	12,32	0,24	3,23	0,05	0,09	1,34	3,24	4,49	0,13	0,09
2	72,98	0,33	12,27	0,05	3,59	0,05	0,09	1,04	2,52	5,96	0,16	0,09
3	71,28	0,42	12,89	0,54	3,95	0,05	0,29	1,64	2,76	3,45	0,11	0,13
4	72,32	0,44	11,79	0,69	3,59	0,05	0,29	1,34	2,53	5,82	0,12	0,08
5	72,38	0,35	12,23	0,67	3,23	0,05	0,29	1,19	2,26	5,07	0,10	0,06
6	68,44	0,56	13,85	1,14	3,95	0,06	0,51	2,23	4,34	3,01	0,16	0,20
7	69,44	0,51	14,29	0,90	3,59	0,06	0,61	2,23	3,58	3,36	0,17	0,16
8	67,94	0,75	13,15	—	5,76	—	0,01	1,29	2,80	6,19	0,17	0,10
9	54,80	0,48	14,42	—	3,53	0,06	0,83	1,73	3,45	4,82	0,10	0,10
10	73,16	0,06	14,49	—	0,66	0,01	0,58	0,29	3,67	6,75	0,09	0,12
11	72,97	0,50	12,81	1,75	1,30	0,05	0,25	0,90	2,92	5,50	0,05	0,03
12	70,66	0,50	13,09	1,34	3,46	—	0,20	1,30	3,12	5,30	0,09	0,04
13	72,40	0,50	14,61	0,80	1,08	0,03	—	1,30	3,06	5,90	0,60	0,03
14	73,13	0,26	11,66	1,20	1,51	0,01	1,02	1,00	3,69	4,58	—	—
15	75,27	0,30	11,60	1,31	1,82	0,05	0,05	0,32	3,90	5,30	—	0,41
16	72,69	0,20	13,38	3,23	0,25	0,03	0,01	0,84	3,23	4,65	0,35	0,14

Примечание. 1—7 — амфибол-биотитовые граниты среднезернистые; 8—9 — амфибол-ванновые; 11—13 — порфиroidные амфиболовые граниты Коростенского плутона (Маршечко, 1966); 14—15 — щелочной амфиболовый гранит свиты Кейв (Чумаков, 1958).

Амфибол-биотитовые граниты представляют собой крупно- (пегматоидные разности) и среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой (реже аллотриоморфнозернистой) структурой.

В минералогическом отношении они состоят (в %) из микроклина (40—50), кварца (от 25—27 до 35) и плагиоклаза (10—15), который известен в трех генерациях и представлен олигоклазом 13—15 An. Содержание амфибола в гранитах от 3 до 4, биотита 5—6%. Кристаллооптические данные амфибола: $Ng' = 1,723$; $Np' = 1,695$; $cNg = 18^\circ$; отрицательный; $r > v$. Плеохроизм амфибола по Ng' синевато-зеленый, по Np' желто-зеленый.

В среднезернистых разностях амфибол свежий, а в пегматоидных гранитах замещается почти полностью.

Биотит гранитов представлен высокожелезистой (до 90%) разностью, для которой $Nm = 1,676$.

Кроме указанных минералов в свежих разностях амфибол-биотитовых гранитов есть фиолетовый флюорит и турмалин.

Амфибол-биотитовые граниты обладают характерными геохимическими особенностями, отличающими их от других разновидностей и от комплекса верхнеархейских гранитов УЩ. Они обеднены ильменитом и магнетитом; в них совсем нет акцессорного монацита, который так характерен для интрузивных комплексов УЩ.

В химическом отношении (табл. 11) амфибол-биотитовые граниты характеризуются повышенным содержанием SiO₂ и

Молдавского Приднестровья

Коэффициенты по А. Н. Заварицкому												
a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a:c
13,4	1,4	3,3	81,9	—	92	4	4	52	4	0,3	35,6	9,5
13,9	1,1	3,6	81,3	—	93,7	3,6	2,7	38,7	1,1	0,3	33,8	12,6
12,4	1,9	15,3	80,3	12,7	78,5	8,8	—	48,3	3,8	0,4	34	6,5
13,7	0,9	5	80,4	—	78,1	9,3	12,6	39,5	5,3	0,4	32,5	15,2
13,2	1,4	4,3	81,1	6,2	82,9	10,9	—	44,8	6,2	0,4	34,4	9,4
13,9	2,3	6	77,8	—	80,7	13,6	5,7	68,4	8,0	0,6	25,5	6,0
12,7	2,6	62	78,5	15,2	68,5	16,3	—	61,1	6,5	0,5	29,0	4,8
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13,9	1,1	3,6	81,4	14,8	74,1	11,1	—	44,7	—	0,4	33,9	12,6
14,4	1,4	4,8	79,4	—	90,9	7,0	—	47,4	—	0,5	36,6	10,3
14,9	1,6	2,8	80,7	39,0	61,0	—	—	43,7	—	0,5	30,0	9,3
14,2	0,8	4,6	80,4	—	48,5	34,8	—	55,0	—	—	31,7	5,2
14,8	0,7	2,5	82,0	—	81,6	5,3	—	55,2	—	—	33,6	21,1
13,3	0,9	6,4	79,4	26,9	45,1	28,0	—	51,4	—	—	31,3	14,7

биотитовые граниты пегматоидные; 10 — амфибол-биотитовые граниты грейзенизированной (Чумаков, 1958); 14—15 — щелочной амфиболовый гранит свиты Кейв (Чумаков, 1958); 16 —

FeO; в породах преобладает Fe₂O₃ + FeO над MgO, K₂O над Na₂O.

Согласно числовым характеристикам по А. Н. Заварицкому, амфибол-биотитовые граниты относятся к классу 2 (пересыщенные SiO₂ породы), группам 3 и 4 (умеренно богатые и богатые щелочами породы).

Наиболее характерная петрохимическая особенность амфибол-биотитовых гранитов (отличающая их от всех гранитоидов среднего Приднестровья) — существенное содержание железа, которое приходится на темноцветные минералы. По резкому укорочению вектора величины f' (точки 1—6) это хорошо наблюдается на векторной диаграмме А. Н. Заварицкого.

По химическим данным, амфибол-биотитовые граниты (см. табл. 11, ан. 1—10) близки к гранитам Коростенского плутона северной части УЩ (ан. 11—13), но отличаются от субщелочных гранитов Кейв (ан. 14—16) Балтийского щита.

Сходство амфибол-биотитовых гранитов Молдавского Приднестровья с гранитами (второй субфазы) Коростенского плутона УЩ подчеркивается: 1) близостью химического состава — в обоих случаях установлено невысокое содержание SiO₂, преобладание K₂O над Na₂O и FeO над MgO; 2) закономерностями распределения в них акцессорных редких и рассеянных элементов (литий, бериллий, скандий, галлий, ниобий, тантал, цирконий, иттрий и церий); 3) распространением фиолетового флюори-

та; 4) сходством абсолютного возраста: 1330—1500 для коростенских гранитов (Ивантишин, Хатунцева, 1965) и 1285—1400 млн. лет (определение в лаборатории ИГН АН УССР для амфибол-биотитовых гранитов Молдавского Приднестровья и 5) образованием гранитоз в сходных тектонических условиях — в завершающую платформенную стадию формирования щита.

Интрузия амфибол-биотитовых гранитов представляет собой небольшой, неглубоко залегающий массив, который подвергся интенсивному метасоматическому изменению.

В краевых и приповерхностных зонах к метасоматически измененным гранитам приурочено редкометалльное оруденение.

Установлено пять этапов метасоматоза (от высоко- к низкотемпературным): а) ранний калиевый (микроклинизация), б) ранний натриевый (альбитизация), в) фтор-алюминий-калиевый, г) поздний натриевый (альбитизация) и д) сульфидно-кварцевый, сменившийся фтор-углекислым метасоматозом.

Метасоматоз затрагивал породы выборочно и неповсеместно. Наиболее ранние калиевый и натриевый метасоматозы проявились главным образом в амфибол-биотитовых гранитах. Что же касается вмещающих пород, то они затронуты метасоматозом только в экзоконтактных зонах.

Грейзенизация и сульфидно-кварцевый метасоматоз охватывают граниты на больших площадях, а также распространяются и на более молодые отложения.

Затронутые метасоматическими изменениями амфибол-биотитовые граниты обогащаются SiO_2 , Na_2O и Al_2O_3 , а также F. В связи с изменениями образуется мусковит. Он развит главным образом по плагиоклазу, реже — по биотиту.

При метасоматических процессах происходило накопление редких, щелочных и рассеянных элементов. Литий, например, концентрировался в слюдах и амфиболе. Его содержание в различных монофракциях кристаллических пород Молдавского Приднестровья следующее: а) розовые и розово-серые граниты верхнего архея содержат лития в биотите и плагиоклазе значительно ниже кларка, калиевом полево шпате—близко к кларку; б) амфибол-биотитовые граниты содержат лития также значительно ниже кларка.

Вообще, высокие содержания щелочных элементов характерны как для субщелочных гранитов Молдавского Приднестровья, так и для гранитов Коростенского плутона, что еще больше сближает их в геохимическом отношении.

Кроме указанных (аксессуарных) редких, щелочных и рассеянных элементов в амфибол-биотитовых гранитах выявлены элементы иттриевой и цериевой групп и др.

В амфибол-биотитовых гранитах установлены редкоземельные элементы иттриевой и цериевой групп, в то время как в более древних гранитах содержатся только элементы цериевой.

Структура и вулканизм осадочного чехла Молдавского Приднестровья

Молдавское Приднестровье в структурном отношении представляет собой погружающийся на юго-запад склон УЩ, разбитый на блоки.

К зонам тектонических нарушений северо-западного и северо-восточного простираний приурочены (участок Сороки) тела эффузивных пород. Они образуют полосу шириной 5—10 км и простираются (в северо-западном направлении) от с. Красных Окон Одесской области до с. Бронницы Могилев-Подольского района Винницкой области.

Общая стратиграфическая характеристика доордовикских образований Молдавского Приднестровья

Стратиграфический разрез и положение основных эффузивов каменной свиты в нем выглядит следующим образом (рис. 18).

Доордовикские образования Молдавского Приднестровья подразделяются на ряд серий и слоев. Они залегают на кристаллических породах нижнего протерозоя (Букатчук, 1964; Букатчук, Львина, 1967) и трансгрессивно перекрываются отложениями верхов среднего — низов верхнего ордовика, нижнего и верхнего силура, а на юге Молдавии — нижнего девона (яргаринская серия), а также кембрия и верхнего мела.

Наиболее древние образования рифея представлены сорокской, каменной, хрустовской и старотаротинской (Букатчук, 1967) свитами. Сорокская (грушковская) свита представлена конгломератами, гравелитами, аркозовыми песчаниками розовато-серого и буровато-красного цветов. В этих слоях Д. А. Львина обнаружила гальку диабазов (скв. 90).

Вулканогенные образования каменной свиты представлены диабазами. Повсеместно в кровле, а местами в средней и подошвенной частях разреза диабазов встречаются вулканические и эруптивные (район г. Сорок, скв. 69) брекчии, свидетельствующие о взрывных излияниях.

Выше каменных вулканогенных пород залегают аркозовые песчаники и гравелиты хрустовской свиты.

Хрустовская свита перекрыта отложениями старотаротинской свиты и могилев-подольской серии верхнего рифея.

Древнейшие отложения осадочного чехла Молдавского Приднестровья перекрыты породами палеозойской группы, среди которых выделяют целый ряд серий и свит.

Характеристика основных эффузивов каменной свиты районов Молдавского Приднестровья. Основные эффузивы впервые выделены в разрезе нижнего течения Днестра в каменскую свиту Т. Ф. Евсеевым (1955).

Затем было установлено их широкое распространение на территории Молдавского и Подольского Приднестровья (Букатчук, Блюк, 1961, 1962, 1964; Виноградов и др., 1963; Соломатин и др., 1964; Димо, Блюк, 1965; Арапов и др., 1965).

Залегают эффузивы непосредственно на породах сорокской свиты или на кристаллическом фундаменте, отделяясь от них местами маломощным слоем древней коры выветривания мощностью 15 м.

Наиболее полно диабазы сохранились в пределах опущенных блоков, где они подстилаются отложениями сорокской свиты. На приподнятых блоках отложений последней нет, а диабазы размыты или полностью отсутствуют.

Эффузивная толща представлена мелкокристаллическими диабазами, в верхней и нижней частях альбитизированными, редко — метадиабазами, вулканическими брекчиями, туфами. В кровле диабазов залегают вулканические брекчии. Местами строение толщи нарушается и в основании альбитизированных диабазов появляются вулканические и эруптивные брекчии (с. Рашков, скв. 4; с. Кременчук, скв. 6-г), залегающие непосредственно на породах сорокской свиты. Нередко вулканические брекчии и альбитизированные диабазы наблюдаются и в средней части разреза эффузивной толщи (пос. Каменка, скв. 3-к), а в верхней части иногда вулканические брекчии чередуются с альбитизированными диабазами, содержат прослои туфов мощностью 5—10 см и туфопесчаников (Воронково, скв. 4; пос. Каменка, скв. 3-к; г. Сороки, скв. 65, 69; с. Хрустовая, скв. 7-к; и др.). Мощность диабазов изменяется от 16,2 до 32,0 м; мощность вулканических брекчий, залегающих в кровле их — до 12,4 м (пос. Каменка, скв. 3-к).

Альбитизированные и миндалекаменные разновидности диабазов связаны между собой постепенными переходами; альбитизированные разновидности, как правило, приурочены к подошвенным и кровельным частям залежей.

Макроскопически диабазы мелкозернистые до скрытокристаллических, массивные, от темно-серой до черной окраски, местами со слабым зеленоватым оттенком. Породы слабо трещиноватые, с зеркалами скольжения, частичной ожелезненностью на плоскостях.

В подошве лавового потока диабазы несколько осветлены (Бернасовский, Ратехин, 1967), характеризуются скрытокристаллическим строением, массой пустот размером 0,7—1,5 см, стенки которых покрыты пластинками темно-зеленого хлорита. На последний нарастают кристаллики карбоната кремового цвета. В средней части потока диабазы лишены пустот, они темно-зеленого или черного цвета и более крупнозернистые, плотные, массивные.

Кровля диабазов разбита трещинами, выполненными кальцитом. Здесь же развита кора выветривания, которая представлена

шоколадно-бурым глинистым материалом с округлыми обломками диабазов.

Резкие контакты выветренной и свежей части пород, кавернозность поверхностей и т. д. показывают, по-видимому, на то, что эта кора образовалась в водной среде, т. е. поверхность диабазового покрова некоторое время служила дном мелководной лагуны (Бернасовский, Ратехин, 1967).

Структура диабазов долеритовая, офитовая, микродиабазовая, а в некоторых случаях (Саянов, 1957) порфирировая или габбро-офитовая. Текстура миндалекаменная, массивная. Они сложены (в %) обычно лабрадором (45—55), авгитом (3—40), вторичным амфиболом (3—10), магнетитом (4—10), халцедоном (1—15), оливином и хлоритом (3—25).

Плаггиоклаз-лабрадор образует совершенно свежие, удлиненные и таблитчатые, хорошо сдвойникованные кристаллы. Есть пластинчатые кристаллы с хорошо выраженным зональным погасанием; в центральной части они хлоритизированы. В отдельных зернах отмечен более кислый плаггиоклаз (олигоклаз-андезин). Кроме чистого хорошо сдвойникового лабрадора наблюдаются мутные, часто пятнистые кристаллы, частично альбитизированные.

Пироксен-авгит буровато- и желтовато-зеленый встречается в виде скоплений мелких призматических зерен. Изредка встречаются крупные зерна, иногда полностью замещенные хлоритом. Наряду с авгитом есть пироксен, близкий по составу геденбергиту ($cNg=41^\circ$, $Ng-Np$ до 0,023), оптически положительный. По пироксену развивается волокнистая густо-зеленая роговая обманка и зеленовато-бурый пластинчатый бастит (?). Реже отмечаются порфиризовидные выделения авгита. Август оптически положительный, $cNg=46^\circ$, $Ng-Np$ до 0,026. Оливин образует мелкие изометрические и удлиненные таблитчатые зерна, обычно слегка зеленоватые или зеленовато-желтоватые; $Ng-Np=0,036$, оптически отрицательный. Оливин замещается зеленовато-бурым минералом с высоким двупреломлением (возможно, бастит или иддингсит).

Кроме того, встречаются: вторичный амфибол зеленовато-бурого цвета в виде псевдоморфоз по пироксену и оливину; халцедон в виде радиальнолучистых зерен с расплывчатыми контурами; хлорит синевато-зеленый, найден вместе с амфиболом как продукт замещения пироксена; магнетит с правильными кристаллографическими очертаниями. Он равномерно рассеян в породе. Иногда включает лейсты плаггиоклаза, часто со скелетными формами. Эпидот есть в виде выделений неправильной формы, развивающихся в основном по плаггиоклазу. Текстура породы миндалекаменная.

Метадиабазы не очень отличаются от диабазов. Структура их офитовая. Сложены они (в %) плаггиоклазом (30—40), пироксеном (10—15), оливином, хлоритом (50—65) и магнетитом (3—5).

Хлорит мелкочешуйчатый, желтовато-зеленый, образует псевдоморфозы по пироксену, замещающая полностью отдельные зерна. Сохраняются лишь контуры столбчатых зерен, фиксируемые мелкозернистым магнетитом. Кроме того, отмечен бледно-зеленый хлорит.

Плагиоклаз представлен свежим лабрадором, а моноклинный пироксен замещается вторичным амфиболом. По пироксену развиты также псевдоморфозы хлорита. Оливин образует мелкие, слегка желтоватые зерна, обрастающие буровато-зеленым пироксеном.

В разрезе есть альбитизированные диабазы, имеющие миндалекаменную структуру. В отличие от диабазов они (благодаря наличию хлоритов) приобретают зеленовато-серую и зеленую окраску. Структура их диабазовая, офитовая, гиалоофитовая, порфиристая, с микродиабазовой структурой основной массы. Текстура миндалекаменная, массивная. Они сложены (в %): плагиоклазом (30—80), хлоритом (15—35), магнетитом (4—15), кальцитом (1—5), пиритом (3—5).

Плагиоклаз-альбит образует удлиненно-таблитчатые и длиннопризматические кристаллы размером от 0,03 до 2,0 мм, иногда пелитизирован.

Изредка кристаллы плагиоклаза замещаются хлоритом и карбонатом. Местами плагиоклаз имеет вид удлиненно-таблитчатых зерен, центральная часть которых выполнена мелкопластинчатым хлоритом.

В породе есть также магнетит, хлорит, кальцит, пирит. Последний образует кристаллики правильной формы, приуроченные к хлориту.

Текстура породы обусловлена наличием редких миндалин размером 1,0—1,5 мм, выполненных по краям лучистым агрегатом хлорита и тонколучистым агрегатом делессита, а в центральной части — кальцитом. Количество миндалин достигает 20—40% площади шлифа. Текстура пород своеобразна, так как миндалины общепринятой формы не отмечены. Пустоты имеют причудливые формы с прямоугольными контурами.

Вкрапленники представлены андезином и даже андезин-лабрадором размером 0,3—2 мм.

Единого названия пород не существует. Эффузивы из скв. 3 (совхоз Каменский) З. Г. Ушакова (1961) отнесла к базальтам. По ее данным, они представляют собой неизмененные породы черного цвета со слабым зеленоватым оттенком. Вверх по разрезу, ближе к приповерхностной зоне, базальты приобретают зеленоватый цвет и переходят в спилиты (альбитизированные базальты). Структура их интерсертиальная, долеритовая до офитовой. Состоят они из плагиоклаза (альбита), моноклинного пироксена, рудного мезостазиа и хлорита.

Н. А. Курылева (Брунс, Якобсон, 1961) считала эти породы из скв. 9-г Укр. ГИДЕПа базальтами.

По данным А. А. Чумакова (1954, 1955) и В. С. Саянова (1957), эти породы следует называть диабазами.

Альбитизация плагиоклазов проходила (Саянов, 1957) параллельно с хлоритизацией пироксена, поэтому они встречаются весьма редко, и то в виде отдельных реликтов, не полностью замещенных хлоритом. Основная стекловатая масса раскristаллизована в хлорит и магнетит.

Химический состав диабазов (Саянов, 1967) пос. Каменки (скв. 9-г), определенный О. А. Тимофеевой, приведен в табл. 12.

Спилиты по сравнению с диабазами обогащены Na_2O и K_2O , причем первый преобладает над вторым. Характерная особенность их — пониженное содержание SiO_2 и повышенное количество MgO . Как в диабазах, так и в спилитах высоко содержание TiO_2 .

Вулканические брекчии приурочены в разрезе исключительно к кровле и редко к подошве диабазов и альбитизированных разностей. В районе сс. Кременчука и Рашкова (среднее Приднестровье) они приурочены также к подошвенной части. Брекчии состоят из крупных (7—10 см) остроугольных обломков зеленовато-серых альбитизированных диабазов с характерной миндалекаменной текстурой, сцементированных темно-коричневой скрытокристаллической массой. В темно-коричневой массе наблюдаются округлые, реже угловатые мелкие обломки того же альбитизированного диабаза, размером 0,1—3,0 см. Обломки альбитизированных диабазов, как и вмещающая их масса, несут на себе многочисленные зеркала скольжения, образование которых следует связывать с отголосками более поздних тектонических движений.

Обломки альбитизированных диабазов сложены (в %) плагиоклазом (40—45), хлоритом (25—45) и магнетитом (8—12). Структура диабазовая, текстура миндалекаменная.

Кристалло-литокластические туфы состоят из кластического материала (25—30%) и бурого, существенно железистого стекла (70—75%). Кластический материал представлен полуокатанными обломками кварца (размером до 0,6 см), микроклина и плагиоклаза. А. А. Чумаков (1955) также отметил слабо раскristал-

Таблица 12

Химический состав диабазов и спилитов (Саянов, 1967) участка Каменки, вес. %

Компонент	Диабаз	Спилит
SiO_2	47,69	43,07
TiO_2	2,17	1,52
Al_2O_3	16,99	14,05
Fe_2O_3	3,67	7,94
FeO	7,99	7,67
MnO	0,32	0,22
MgO	6,40	11,13
CaO	10,21	0,99
Na_2O	1,87	3,10
K_2O	0,90	2,69
H_2O	0,77	0,49
P_2O_5	—	0,21
П. п. п.	1,17	5,00

Примечание: аналитик О. А. Тимофеева.

лизованную стекловатую массу с примесью карбонатно-железистого агрегата.

В. С. Саянов (1957) среди терригенных осадков, вмещающих непосредственно вулканогенные породы, выделяет туфоагломераты, туффиты и туфопесчаники. Они содержат, помимо пирокластического материала, хорошо окатанные зерна кварца и полевых шпатов. Цемент их хлорито-биотитовый.

В последнее время Е. П. Брунс и др. (1957, 1960) выделяют вулканогенно-осадочные породы в самостоятельный комплекс или серию, основываясь на взаимоотношении этих пород с подстилающими и перекрывающими отложениями, и по определениям Н. И. Полевой их абсолютного возраста (440—520 млн. лет) делают вывод о несобходимости относить образования вольтинской серии к нижнему кембрию.

Большинство же исследователей (Дикенштейн, 1953; Евсеев, 1955; Курочка и др., 1955, 1959; Стацук, 1957, 1958) склонны рассматривать эти отложения в составе древнепалеозойских образований, в то время как другие (Соколов, 1952, 1953; Тимофеев, 1952) относят их к докембрию — «новейшему протерозою» (риффею) или к древнейшему палеозою.

По данным Е. П. Брунс и К. Э. Якобсон (1961), образования каменной свиты впервые появляются в Приднестровье лишь в районе пос. Каменки.

Развитые здесь вулканогенные образования вместе с подстилающими терригенными осадками (совхоз Каменский, скв. 3-к, инт. 138, 15—181,05 м) следует рассматривать как образования заведомо древнее могилевской свиты (Лунгерсгаузен, 1938), лежащие выше образования (скв. 3-к, инт. 95,0—138,15 м) — как отложения собственно могилевской свиты.

Однако это не так. Наличие в скв. 6-г, пробуренной в с. Кременчуке, в нижней части каменной свиты основных эффузивов, в аналогичной геологической ситуации с разрезами скважин Каменки, и своеобразный литологический состав пород свидетельствуют о широком развитии также пород сорокской свиты наряду с типично вулканогенными породами каменной свиты.

Палеогеография Днестровско-Прутского междуречья от рифея до антропогена

Основным положением для разломно-блоковой тектоники является единство и полное соответствие геоморфологии (гидрографии и орографии), внутреннего строения и физических свойств пород, слагающих Днестровско-Прутское междуречье (Сухов, 1949, 1950).

Анализ основных геоморфологических особенностей поверхности, изученных путем сопоставления современных и прошлых землетрясений (при 10-балловой системе), а также с привлече-

нием грави-, магнито- и сейсмических съемок, позволили индивидуализировать дизъюнктивные нарушения района, к которым относятся ортогональные разломы (меридиональные — северная часть Куболтинской линии, Кучурганская, Саратовская; широтные — Липканская, Сулинская линии); диагональные (северо-западные — Ямпольская; северо-восточные — Вадулуйводская, Приморская или Будацкая линии).

Кроме перечисленных разломов, образующих основной фон района, здесь существует местная — карпатская — система, видимому, более молодая по времени проявления, так как наблюдаются следы переработки разломами более древних дислокаций ортогональной и диагональной систем. Местная система делится на вислянскую — субширотную (Реуцельская линия) и санскую — субмеридиональную (Ялпугская, Бессарабская и, частично, Куболтинская линии).

Планетарные разломы — линии Криша и Бахлуйская — играют значительную роль в строении западной окраины Русской платформы и Карпатского региона. Характерной особенностью первой является развитие на ней тектонического узла радиальных гор Вранча (области длительно развивающихся промежуточных очагов землетрясений на глубине до 250 км). К радиальным линиям относятся Ботнянская, Березинская, Арцизская, Мантовская, Валенская и Бессарабии и линии Телицы, Таицы, Печеняга — Камена, Косымча и Капидава — Овидиу — в Добрудже. Все они секутся концентрическими разломами — Путнянским, Рымникским, Серетским, Бузэуским и Братештским на территории Румынии, а также частично Кагульским, Ялпугским и Бессарабским в Бессарабии.

Характерно, что Ботнянская линия, продолженная на восток, плавно переходит в широтную «линию флексур», выделенную К. Н. Маковым в 1939 г. (Малеванный, 1949). В 1963 г. она была подтверждена работами С. И. Субботина, В. Б. Соллогуба и др. на южном склоне УЩ (Конкская депрессия-грабен). В Приазовье Г. Т. Собакарь в 1964 г. как раз на продолжении Ботнянской линии установил в нижнем этаже докембрия два широтных разлома, расстояние между которыми 20 км. Арцизская линия, продолженная на восток, совпадает с широтными разломами, пересекающими Крымский перешеек (Соллогуб и др., 1966). Продолженная на запад, она образует северную границу Фэгэрашского массива Южных Карпат.

Применив геоморфологический метод для выделения разломов и учитывая результаты, полученные при исследовании территории бывшей Бессарабии, разломно-блоковую тектонику прилегающего к юго-западному склону УЩ региона можно изобразить так (рис. 19). Указанные разломы представляют собой широкие полосы дислокаций, заполненных микроблоками (Сухов, 1960), осложняющими возникающие разрывы в более молодых этажах геологических образований.

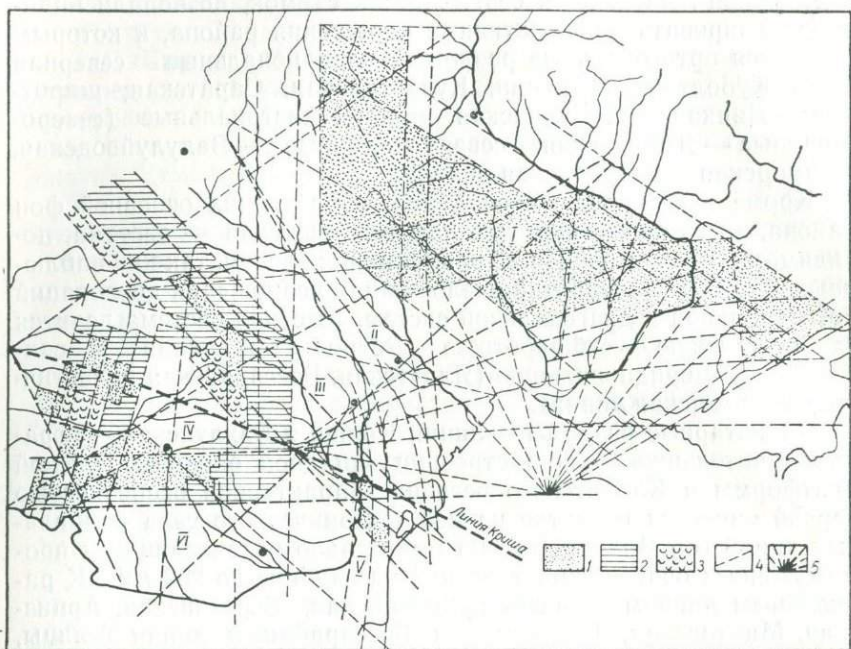


Рис. 19. Схема разломно-блоковой тектоники юго-западного УЩ (составил И. М. Сухов, 1964).

1 — докембрийские метаморфические породы; 2 — осадочный комплекс Карпат; 3 — эффузивный комплекс Карпат; 4 — разломы; 5 — тектонические узлы. I — Украинский щит; II и III — Молдавия; IV — Румынские Карпаты; V — Добруджа; VI — Мунтения, Олтения.

С точки зрения разломно-блоковой тектоники пульсация ведет к вертикальным перемещениям блоков, которые в зависимости от характера сжатия или расширения земной коры сводятся к поднятию или опусканию соответствующих частей земной поверхности.

В настоящее время имеются материалы, которые позволяют проследить последовательность развития трансгрессий и регрессий на территории юго-востока междуречья Днестр — Прут.

В палеогеографическом отношении здесь довольно четко устанавливается сеть основных разломов, ограничивающих конкретные блоки данной области.

Судя по данным глубокого бурения и выходам на дневную поверхность докембрия, на территории Молдавии развиты архейские гранитоиды различного состава, перекрытые гнейсами и прорванные габброидной магмой. Верхний этаж докембрия сложен древнейшей осадочной толщей зеленого, серого и кирпично-красного цвета с гальками лежащих ниже гранитов. Она известна в Добрудже и на юге Бессарабии вплоть до линии Унгены — Салкуца (Бахлуйский разлом). Выше их залегают черные квар-

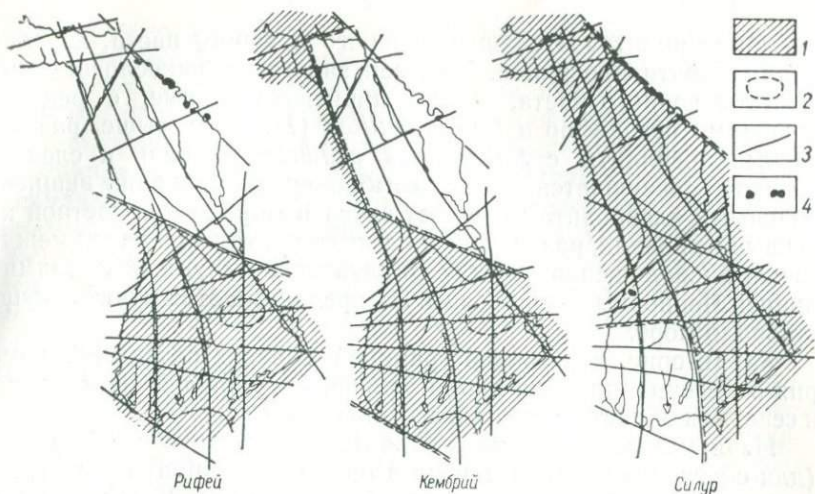


Рис. 20. Схема соотношения моря и суши на территории междуречья Днестр—Прут (рифей, кембрий, силур).

1 — площади, занятые морскими бассейнами (рифей, кембрия, силура); 2 — места предполагаемого излияния основных пород в рифее и кембрии; 3 — разломы; 4 — диабазовые покровы позднерифейского возраста.

циты, сланцы и амфиболиты, красные и розовые кварциты и сланцы и, наконец, зеленые сланцы, кварциты, включающие в верхней части многочисленные прослои пирокластического материала. В Добрудже в зеленых сланцах была обнаружена рифейская микрофлора — *Leiominuscula prima* Na u m., *Margominuscula rugosa* Na u m., *Lophominuscula prima* Na u m., (Iliescu, Mutihac, 1965). В скале у с. Орловки на Дунае (Карпаты) Б. В. Тимофеев в 1966 г. установил также рифейские *Kildinella hyperboreica* Tim.

Таким образом, зеленые сланцы на юге Молдавии представляют собой аналоги подэффузивной и эффузивной толщ западной Волыни (Шульга, 1962). Эти породы широко развиты в Добрудже и Карпатах вдоль Бахлуйской тектонической линии.

В конце рифея проявилась мощная вулканическая деятельность в виде излияний диабазов по Днестру вдоль Ямпольского разлома и толщ пирокластов в зеленых сланцах. Вероятно, на пересечении Саратского и Березинского разломов в это время происходило мощное излияние магмы, о чем свидетельствует магнитная аномалия и следы вулканической деятельности в глубоких скважинах у сс. Салкуцы, Мирного и Плахтеевки (рис. 20).

Достоверные кембрийские отложения с *Sabellidites cambriensis* Ja p. на юге междуречья были установлены А. Г. Завидоной (1956) у с. Салкуцы и севернее с. Яргоры почти у самого Прута (Трандофилова, 1968). Кембрийские отложения представ-

лены алевролитовой толщей красного и серого цвета, неравномерно пиритизированной. Над ней залегают тонкослоистые аргиллиты черного цвета, также пиритизированные, с редкими остатками погонофор и *Receptaculites* (?). Еще выше развиты черные аргиллиты с *Sabellidites cambriensis* Jaп. и следами плоедов. Завершается разрез кембрийских отложений вишнево-красными алевролитами за счет сноса в море красноцветной коры выветривания, развившейся на континентальной части между-речья, расположенной между Бахлуйской, Ялпугской линиями и линией Черновцы — Перковцы. За пределами этих пунктов существовало море.

Характерно, что южной границей морских отложений кембрия в Бессарабии была линия Криша. В Добрудже центральная и северная области в это время были сушей (рис. 20).

Из приведенных примеров палеогеографических построений (для соотношений моря и суши в рифее и кембрии) следует, что в конце протерозоя на территории между-речья Днестр — Прут, представляющей собой часть области галицийской складчатости (Семененко, 1965), произошло основное дробление на блоки. Во всяком случае, к началу и в течение кембрийского времени здесь развились разломы: Черновцы — Перковцы, Вахлуйский, Вадуйводский, Березинский и линия Криша из поперечных, а также Ямпольский, Саратовский и Ялпугский из продольных дислокаций по отношению к будущему направлению Восточных Карпат.

Впоследствии на территории между-речья Днестр — Прут разломы время от времени возобновлялись. Анализ палеогеографии палеозоя и кайнозоя подтверждает наличие радиальных разломов из тектонического узла гор Вранча, оперяющих линию Криша*.

В ордовике поднятие блоков, начавшееся в Добрудже, вызвало установление береговой линии на Сотнянском и Саратовском разломах. В противовес рифейской и кембрийской трансгрессиям, создавшим субширотно ориентированные бассейны, ордовикская трансгрессия образовала субмеридиональное море.

Конфигурация силурийского моря мало чем отличалась от конфигурации ордовикского. Восточная береговая линия в это время шла по Ямпольскому разлому.

В девоне сохраняются субмеридиональные очертания бассейна, но блоки северной части Бессарабии поднялись, вызвав местную регрессию. В связи с опусканием Мэчинского блока в Добрудже ориентировка бассейнов становится неопределенной.

Для построения палеогеографических карт по карбону, перми и триасу данных мало. Возможно, бассейны имели очертания субширотных впадин.

* Под «линией Криша» понимают разлом, пересекающий Румынские Карпаты по диагонали — долина р. Криша, Трансильвания горы Вранча, долина р. Дуная от г. Рени до г. Тульчи и далее по Георгиевскому рукаву ее дельты. (Прим. автора).

Для юрского периода соотношение суши и моря намечается довольно четко. Море заняло площадь опустившихся блоков между Ботнянской линией в Молдавии и линией Печеняга — Камена в Добрудже. На востоке береговая линия проходила вдоль Куболтинского разлома. При этом блоки западнее Кагульской линии, а также между Кагульским и Ялпугским разломами по меридиану и Арцизским (восточнее — Мантовским) и линией Криша по широте, представляли собой остров. По Кагульскому разлому определился глубокий тектонический ров. На границе лейаса и доггера блоки Северной Добруджи вышли из-под уровня моря. Произошло излияние магмы на пересечении Кагульского и Сулинского разломов.

В раннем мелу конфигурация моря унаследовала субширотные черты юрского бассейна. В сеноманскую трансгрессию оно приобрело субмеридиональную форму, параллельную будущему карпатскому горному сооружению и юго-западной окраине Русской платформы.

В палеогеновое время морской бассейн был субширотного простираия, так как трансгрессия определялась между Вадуйводской и Мантовской линиями. В тортоне бассейн приобрел ориентацию, параллельную основным направлениям Восточных Карпат.

Геологическая история Карпатского района в сармате окончательно не выяснена. Можно лишь отметить, что подготовка к инверсии во время отложения тигечского подъяруса вызвала трансгрессию моря почти на всю его территорию. Поднятие альпийских систем к концу тортонa индивидуализировало сарматский бассейн, раскинувшийся от Паннонской впадины вдоль южного склона УЩ до Аральского моря.

На границе нижний сармат — верхний сармат произошла инверсия на Карпатах — геосинклиналь определилась как горная страна. В междуречье Днестр — Прут и частично на юго-западном склоне УЩ в это время откладывались континентальные пресноводные осадки.

После кратковременной трансгрессии моря в мэотисе и киммерии вся территория юго-востока междуречья превратилась в сушу и только лишь в древнеэвксинское время в антропогене море проникло вдоль линии Криша через весь юг области, после чего для нее наступил континентальный период, продолжающийся до сих пор.

СТРУКТУРА И ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОГО СКЛОНА УЩ

Структура северного склона УЩ по геофизическим данным

Северный склон УЩ по сравнению со смежными областями изучен значительно слабее. Представление о его строении основано на материалах обобщения региональных геофизических исследований (Андреева, 1956, 1958, 1961; Чирвинская, 1954, 1963, 1968; Тесленко, 1966, 1968; и др.) и лишь для отдельных участков, таких, например, как район Кременчугских и Кобелякских аномалий, территория Царичанка — Павлоград — Новомосковск и частично район Ядловско-Трактемировский аномальной зоны, имеются более полные представления, основанные на результатах обобщения детальных геофизических работ (Крутиховская, 1955, 1968, 1969) и бурения (Стукало, 1955; Соколовский, Ковалев и др.). Сведения о строении верхней части осадочного чехла и частично фундамента получены в результате геологосъемочных работ как до Великой Отечественной войны (Резниченко, Чирвинский и др.), так и за последние годы (Андрейчик, Безуглый, Бухарев, Гладкий, Голубев, Ключников, Козловская, Матвиенко, Перельштейн, Рябенко и др.).

Граница северного склона УЩ проводится неоднозначно. На северо-востоке она определяется системой краевых разломов Припятско-Днепровско-Донецкого сложного грабена, т. е. тектонически ограничена, тогда как на остальных участках условно проводится по нулевой изогипсе размытой поверхности архей-протерозойского основания или же по линии выходов последнего на дневную поверхность.

Общая площадь, занимаемая Северным склоном УЩ, составляет примерно 50 000 км². Ширина его в пределах северо-западной части — 130—135 км, на остальной территории — 60—80 км. Протяженность северного склона — 700 км.

Особенности строения рассматриваемой территории обусловлены расположением ее на границе двух структур — Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Как северный склон УЩ она сохранила достаточно ярко выраженными все особенности внутреннего строения архей-протерозойского основания, а как южный борт Днепровско-Донецкой впадины — приобрела общий северо-восточный уклон и доминирующее северо-западное простирание изогипс поверхности фундамента и локальных структур чехла.

Попытка восстановления внутреннего строения архей-протерозойского фундамента может быть сделана при анализе особенностей рисунка магнитного и гравитационного полей и сопостав-

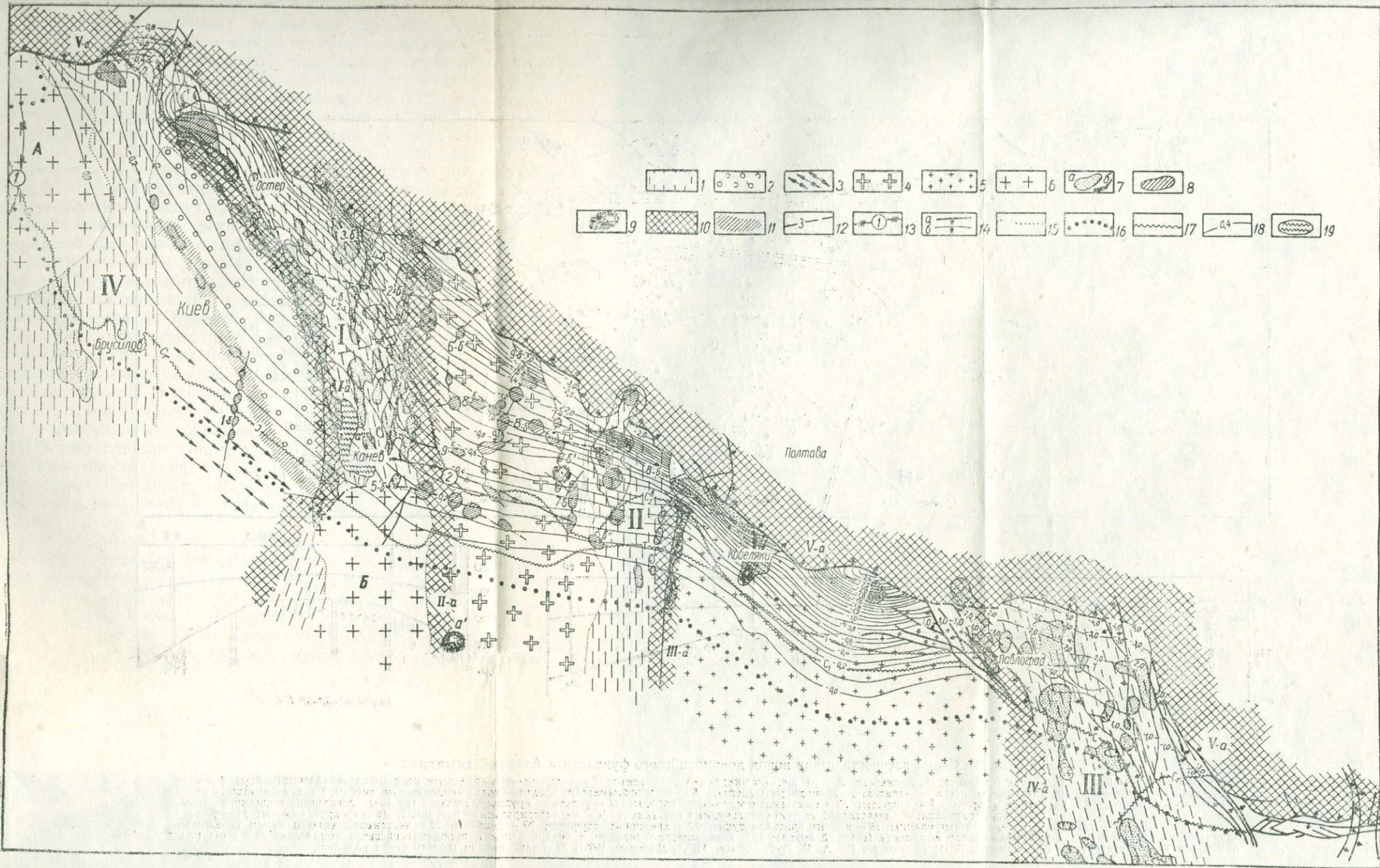


Рис. 22. Схема тектоники северного склона УЩ (составила М. В. Чирвинская, 1970):

1 — складчатые структуры (геосинклинальные трюги конца архея — начала протерозоя: I — Каневско-Остерская, II — Криворожско-Кременчугская, III — Орехово-Павлоградская, IV — Брусилловская, 2 — Бориспольский блок — останец архейской (бугской?) складчатости; 3 — Белоцерковский фрагмент (архейской азовско-волинской) складчатости; 4 — Кировоградский блок — останец азовско-волинской складчатости, интенсивно нарушенный проявлениями платформенного магматизма конца протерозоя; 5 — Среднеднепровский блок — останец раннеархейской (днепровской) складчатости; 6 — Коростенский (А) и Корсунь-Новомиргородский (Б) плутоны — участки наиболее интенсивного проявления магматизма в конце протерозоя; 7 — синклиналильные складки, выполненные: а — нерасчлененными метаморфизованными образованиями осадочно-вулканогенных пород, б — железисто-кремнистыми формациями; 8 — участки активного проявления магматических процессов платформенного типа (некки, дайки, интрузии); 9 — очаги вулканической деятельности мезозоя; а' — Бодтышский грабен, б' — Обо-

лонский грабен; 10 — зоны глубинных разломов: I-a — Ядловско-Трактемировская, II-a — Кировоградская, III-a — Криворожско-Кременчугская, IV-a — Днепровско-Донецкая (южная); 11 — Киевская зона разломов; 12 — предполагаемые разрывные нарушения внутри фундамента, не выраженные в его современном рельефе: I-a — Обуховское, 2-б — Войковское, 3-б — Березанско-Носовское, 4-б — Яготинско-Александровское, 5-б — Межиричское, 6-б — Дравовское, 7-б — Оболонское, 8-б — Белоусовское, 9-б — Остаповское, 13 — разрывные нарушения, выполненные мелкими дайками диабазов типа девладовских (в кружках): 1 — Звездаль-Залесское, 2 — Золотоношское; 14 — разрывные нарушения, выраженные ступенью в рельефе фундамента с амплитудой: а — более 500 м, б — до 500 м; 15 — границы архей-протерозойских тектонических структур; 16 — условная граница УЩ; 17 — границы размыва отложений палеозоя и мезозоя; 18 — изогипсы поверхности архей-протерозойского фундамента; 19 — дислокации чехла: а" — Каневские, б" — Градижские.

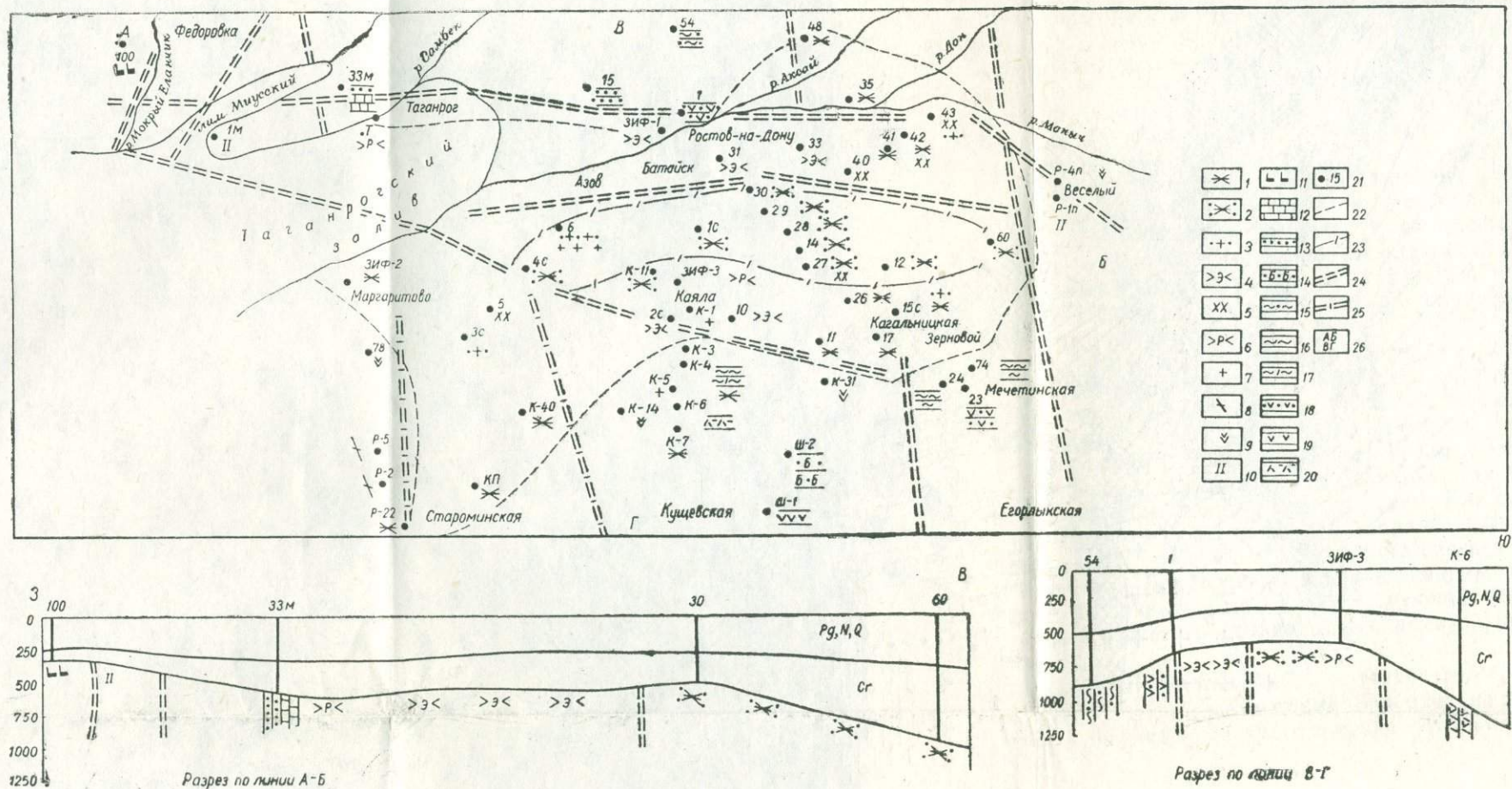


Рис. 25. Схема распространения пород докембрийского фундамента Азовской антеклизы.

Верхний архей: 1 — биотитовые плагногранито-гнейсы; 2 — то же, но микроклинизированные; 3 — биотитовые кварцево-микроклинно-олигоклазовые гнейсы; 4 — эпидотовые биотито-кварцево-олигоклазовые гнейсы; 5 — биотитовые гранодиорито-гнейсы; 6 — роговообманковые эпидото-биотито-андезиновые гнейсы; 7 — лейкократовые метасоматические граниты; 8 — кварцевые диориты; 9 — диориты; 10 — измененные основные породы; 11 — розовые крупнозернистые граниты днепровско-токовского типа. Нижний протерозой: 12 — мраморизованные известняки; 13 — кварцитовидные песчаники; 14 — биотитизированные песчаники; 15 — алевропсаммиты; 16 — филлитовидные сланцы; 17 — известковисто-песчаные сланцы; 18 — кислые кристаллотуфы; 19 — кварцевые порфиры; 20 — диабазы; 21 — местонахождение и номер скважины; 22 — граница распространения пород гнейсового комплекса (верхний архей); 23 — поле микроклинизации и окварцевания в породах гнейсового комплекса; 24 — зоны разломов (по Т. С. Лебеву, Г. Т. Собакаро, 1961); 25 — то же (по А. Я. Дубинскому, Н. А. Маценко, 1966); 26 — направления геологических разрезов.

лении их с полями над геологически более полно изученным УЩ. В пределах последнего установлена (Гинтов, 1969; Каляев, 1965; Крутиховская, 1969; Кужелов, 1957) конформность простираний горизонтов осадочно-метаморфической толщи и линейных магнитных аномалий, сохраняющаяся даже при самом сложном узоре складчатости; намечена взаимосвязь геофизических полей с антиклинальными и синклинальными складками и с блоками различного уровня денудации; намечены критерии выделения разрывных нарушений (Белевцев и др., 1962). Все это позволяет использовать метод аналогий для выяснения тектоники архейпротерозойского основания северного склона.

В результате наземных магнитных съемок, обобщенных Р. И. Андреевой (1956), и аэромагнитных наблюдений (Тесленко, Ищенко и др.) установлены чрезвычайное разнообразие и сложность строения аномального магнитного поля, тем не менее подчиняющегося определенной закономерности. Последняя заключается в чередовании участков линейного распределения магнитных аномалий с участками мозаичного их расположения и районами спокойного, безаномального магнитного поля. В направлении с северо-запада на юго-восток здесь выделяются (рис. 21) четыре крупных участка линейного, преимущественно меридионального распределения магнитных аномалий — Брусиловский, Каневско-Остерский, Криворожско-Хорольский и Павлоградский. Все они характеризуются своими, присущими только им, специфическими чертами строения магнитного поля. Так, если для Брусиловского участка характерен тонкий узор мелких линейных положительных аномалий на преимущественно отрицательном фоне, то Каневско-Остерский участок выделяется по наличию более крупных линейных максимумов, группирующихся в меридиональные зоны, четко выделяющиеся в спокойном отрицательном магнитном поле. Кременчугско-Хорольский и Павлоградский участки, в отличие от первых двух, характеризуются преимущественно положительным магнитным фоном и наличием еще более крупных локальных аномалий, нередко изометрической формы, однако группирующихся в зоны близкого к меридиональному простирания. В краевых их частях выделяются зоны интенсивных линейных аномалий (Кременчугская и Орехово-Павлоградская), которые также в деталях различаются между собой.

Неповторимы в своих особенностях строения и участки магнитного поля, разобщающие районы линейного распределения аномалий. Основные из них: Бориспольский и Царичанский с мелко-мозаичным строением поля; Коростенский и Новомиргородский — со спокойным слабоаномальным полем и Драбовский, где на спокойном фоне выделяются локальные аномалии изометрической формы, группирующиеся в линии различных направлений.

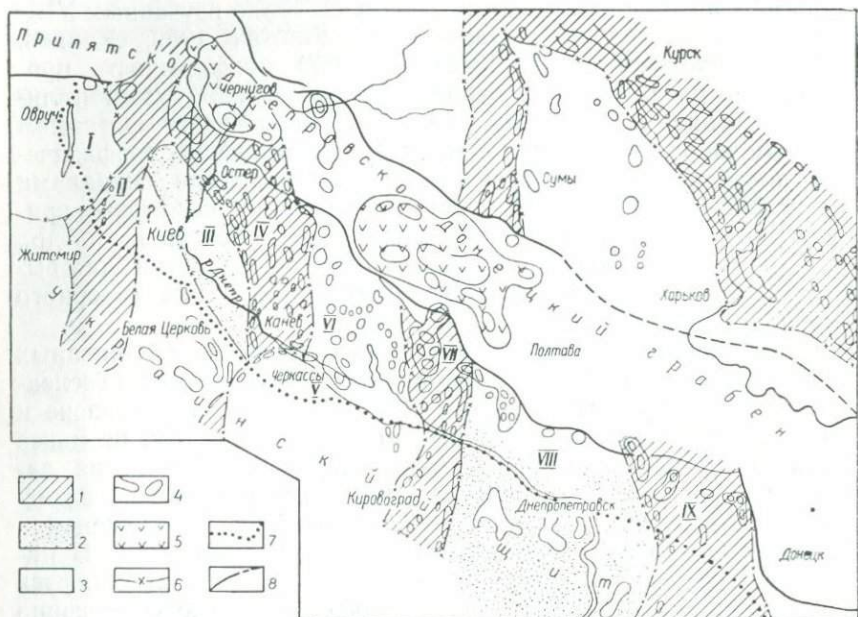


Рис. 21. Схема районирования аномального магнитного поля северного склона Украинского щита и сопредельных районов.

1 — участки преимущественно линейного распределения магнитных аномалий; 2 — участки мозаичного строения магнитного поля; 3 — участки слабоаномального магнитного поля; 4 — контуры наиболее четких локальных аномалий, связанных с архей-протерозойскими осадочно-эффузивными и магматическими образованиями; 5 — положительные магнитные поля, связанные с магматическими образованиями палеозоя; 6 — граница смены магнитных полей; 7 — условная граница УЩ; 8 — краевые разломы Припятско-Днепро-Донецкого сложного грабена. Участки аномального магнитного поля: I — Коростенский; II — Брусиловский; III — Бориспольский; IV — Каневско-Остерский; V — Корсунь-Новомиргородский; VI — Драбовский; VII — Кременчугско-Хорольский; VIII — Царичанский; IX — Павлоградский.

Все это свидетельствует о наличии в пределах северного склона не менее девяти участков с различной историей развития и тектонической природой архей-протерозойского основания.

Подтверждается наше предположение и при рассмотрении особенностей строения наблюдаемого гравитационного поля.

По данным С. Я. Шерешевской (1955), в пределах рассматриваемой территории гравитационное поле, подобно УЩ, мозаично. Здесь выделяется ряд крупных региональных положительных аномалий — Фастовская, Березанская (южный отрог Черниговского максимума), Оржицкая, Петропавловская и несколько отрицательных — Бориспольская, Драбовская, Царичанская. Две последние представляют собой отроги южной краевой зоны минимумов силы тяжести Днепровского грабена. На фоне этих аномалий выделяются многочисленные локальные аномалии, из которых наиболее крупными являются Облонский минимум силы тяжести и положительные линейные аномалии — Кременчугская и Орехово-Павлоградская. Гравитационные ступени наблюда-

ются на периферии региональных положительных аномалий, причем наиболее яркими из них являются Ядловско-Трактемировская и Киевская.

Сопоставление гравитационного и магнитного полей свидетельствует в одних случаях о полном соответствии контуров гравитационных аномалий с выделенными выше контурами участков аномального магнитного поля (Бориспольский, Каневско-Остерский, Павлоградский), в других (Кременчугско-Хорольский, Дравовский, Царичанский) — о частичном их соответствии.

Своеобразие рисунка и сочетание магнитного и гравитационного полей позволяют высказать следующие соображения о тектонике архей-протерозойского основания северного склона УЩ (рис. 22).

Господствующей складчатостью является северо-северо-западная и меридиональная, образующая четыре самостоятельные и, видимо, далеко не синхронные по времени образования тектонические структуры.

Наиболее ярко выраженной из них является Каневско-Остерская, протяженность которой в пределах северного склона более 150 км, ширина на севере 80 км и на юге — 45 км.

В магнитном поле она выделяется по системе четких линейных аномалий на отрицательном фоне, а в гравитационном — крупной положительной аномалией (Березнянской), представляющей собой южный отрог Черниговского максимума.

На западе Каневско-Остерская структура ограничена Ядловско-Трактемировской зоной линейных магнитных аномалий и крупной гравитационной ступенью, а на востоке — Демкинской аномальной зоной.

По сочетанию и рисунку физических полей зеркальным отображением Каневско-Остерской структуры в пределах УЩ является Голованевская зона. Это позволяет использовать данные ее детального геологического и геофизического картирования (Гинтов, 1969) для расшифровки природы Каневско-Остерской структуры. При этом необходимо учитывать возможный различный уровень денудации этих структур и отсутствие детальных геофизических съемок северного склона.

Судя по характеру магнитного поля, в пределах Каневско-Остерской зоны, как и в Голованевской, развит комплекс пород, во многом отличающийся от геологических комплексов соседних участков. Здесь очень сильно проявились процессы гранитизации и ультраметаморфизма, однако при этом не нарушился рисунок складчатости с доминирующим меридиональным простиранием. Очевидно, и здесь в синклиналиях развиты пироксен-плагиоклазовые гнейсы и другие осадочно-метаморфические породы, а в антиклиналях — преимущественно гранитонды. Широкое развитие здесь гнейсов, в частности пироксен-плагиоклазовых, подтверждено бурением. По данным бурения, в южной части рассматриваемой зоны (Голубев и др.) распространены аплито-

идные, аплито-пегматоидные, пегматоидные граниты и их мигматиты, плагиограниты и их мигматиты.

Весьма характерной чертой Каневско-Остерской структуры, как и Голованевской, является ограничение ее с запада и востока зонами разломов, несомненно оказавшими большое влияние на формирование складчатости. Она нигде не пересекает разломы и подчинена их простиранию, что свидетельствует об одновременном и взаимосвязанном их развитии.

Западная — Ядловско-Трактемировская — зона разломов выражена наиболее четко. Ширина ее 8—10 км, общая протяженность свыше 150 км. По характеру физических полей она полностью отвечает Тальновской зоне разломов, ограничивающей с запада Голованевскую структуру. Судя по величине гравитационной ступени, здесь, как и в Тальновской зоне, можно ожидать наличие внутри гранитного слоя вертикальной ступени с близким к отвесному положением боковых границ и амплитудой более 30 км. В ее пределах, видимо, развита узкая меридиональная складчатость, группирующаяся в две параллельные зоны. Бурением здесь вскрыты милонитизированные породы, в современном рельефе фундамента фиксируется ступень, а в осадочном чехле — сброс вплоть до меловых отложений.

Восточная краевая зона разломов — Демкинская (Кировоградская) — проявляется менее четко, однако наличие ее не вызывает сомнений. Здесь прослеживается цепочка меридионально ориентированных положительных линейных магнитных аномалий и параллельная ей зона отрицательных аномалий. Есть гравитационная ступень, правда с относительно небольшим градиентом; наблюдается смена физических полей. Возможно, что наклон восточной зоны разломов более пологий и активность ее меньше, чем западной.

Помимо этих краевых зон разломов в пределах Каневско-Остерской структуры может быть выделен ряд более мелких разрывных нарушений как продольных (Яготинско-Александровская, Березанско-Носовская и др.), так и поперечных к ее меридиональному простиранию.

В северном направлении Каневско-Остерская структура уходит в пределы Днепровского грабена, где либо маскируется покровами девонских эффузивов, либо полностью переработана в процессе формирования Днепровско-Донецкой впадины.

На юге она ограничена Корсунь-Новомиргородским плутоном. Область контакта этих двух структур четко проявляется в магнитном поле. Здесь наблюдается обрыв всех меридиональных магнитных аномалий и появление Мозолеевской зоны широтно ориентированных линейных аномалий, окаймляющих область спокойного магнитного поля Корсунь-Новомиргородского плутона. Эта аномальная зона, видимо, отражает систему кольцевых разломов вдоль северной границы плутона. Здесь же замыкается гравитационная аномалия.

Все это, по-видимому, указывает на глубокую переработку фундамента в связи с образованием межпластовых интрузий Корсунь-Новомиргородского плутона и свидетельствует о более древнем, чем 1700—1800 лет, возрасте Каневско-Остерской зоны.

Образованием Корсунь-Новомиргородского плутона, очевидно, можно объяснить наблюдаемый в настоящее время разрыв Каневско-Остерской и Голованевской складчатых зон, некогда представляющих единую Остерско-Голованевскую тектоническую структуру.

Время возникновения этой структуры неясно. Отнесение изученных в пределах Голованевской и южной части Каневско-Остерской зон пород к архею не говорит еще о возрасте данной структуры, так как фактически имеем здесь дело с корнями некогда денудированной складчатой системы и определения возраста вскрываемых здесь пород могут относиться не к ней, а к ее фундаменту. Более вероятно, что сформировалась она в нижнем протерозое, когда структуры типа геосинклинальных трогов стали господствующими.

Образование Остерско-Голованевской структуры должно быть связано с глубокой перестройкой земной коры, поскольку и в последующие эпохи она продолжала существенно влиять на формирование тектоники — блоковой для УЩ и складчато-блоковой для ограничивающих его впадин — Днепровско-Донецкой и Причерноморской.

Следующие две складчатые структуры — Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская, — расположенные к востоку от Каневско-Остерской, входят в пределы рассматриваемой территории, ширина которой здесь не превышает 80 км, лишь своими северными концами. Они давно известны и неоднократно описывались. Принадлежность их к структурам геосинклинальных трогов обосновывалась в ряде работ (Беланов и др., 1966; Гинтов, 1969; Соллогуб и др., 1969). Спорными оставались вопросы об их границах — западной для Криворожско-Кременчугской и восточной для Орехово-Павлоградской, тектоническом взаимоотношении, а также о геологической природе разобщающего его Днепровского блока.

При рассмотрении характера проявления этих структур в пределах северного склона не представляется возможным разрешить эти спорные вопросы. Однако некоторые дополнительные сведения по геофизическим материалам могут быть получены.

Так, тесная взаимосвязь геофизических полей Западно-Ингулецкой полосы и Криворожского синклиория, наблюдаемая не только в пределах счита, но и на северном его склоне, убеждает нас в целесообразности предложения Г. К. Кужелова (1957) о включении их в единую тектоническую структуру. Генетическая взаимосвязь их подтверждается также и своеобразием постпротерозойской истории развития северного склона, о чем будет сказано ниже.

Западно-Ингулецкая зона на северном склоне, как и на УЩ, характеризуется повышенными магнитным и гравитационным полями, обусловленными, по-видимому, широким развитием пород осадочно-эффузионного комплекса.

Восточная граница рассматриваемой зоны проходит вдоль края Криворожского синклиория. Северное продолжение ее также общепризнано (Беланов и др., 1966; Гинтов, 1969; и др.). Обращает на себя внимание лишь то обстоятельство, что Кременчугские магнитные аномалии прерываются, не доходя до Днепровского грабена. Не удается проследить их и внутри последнего, и лишь вблизи северного краевого нарушения Днепровского грабена снова наблюдаются линейные аномальные магнитные поля, позволяющие трассировать Криворожско-Кременчугскую зону через склон Воронежского массива далеко на север (Кужелов, 1957).

По-видимому, в пределах Днепровского грабена Криворожско-Кременчугская структура была существенно переработана в процессе его формирования, и поэтому не проявляется сейчас в физических полях, хотя и ощущается в целом ряде деталей строения грабена: общая приподнятость фундамента, смена фаций и мощностей отдельных стратиграфических комплексов чехла, наличие многочисленных поперечных разрывных нарушений, сдвиги осей складок и т. д.

Орехово-Павлоградская складчатая структура, как и Криворожско-Кременчугская, должна рассматриваться в более широких границах, чем собственно Орехово-Павлоградская аномальная полоса.

В пределах северного склона Орехово-Павлоградская полоса прослеживается по группе интенсивных линейных магнитных и гравитационных аномалий северо-северо-западного простирания, не только пересекающих весь склон, но частично заходящих в пределы грабена. К востоку от них на положительном магнитном и гравитационном фоне выделяются отдельные локальные аномалии, которые скорее всего можно связать с осадочно-эффузивными образованиями, подобными Гуляйпольской синклинали и складкам Каменных Могил, Куksунгура, Корсак-Могилы и других аномальных участков Приазовья. Все они являются несомненными свидетелями некогда сложно построенного складчатого сооружения, от которого остались в настоящее время отдельные реликты синклиналиных складок. В данном случае подтверждается мнение Я. Н. Белевцева и др. (1965) о положении восточной границы Орехово-Павлоградской складчатой структуры.

Естественной западной границей этого складчатого сооружения является Орехово-Павлоградская зона, справедливо отнесенная большинством исследователей к глубинному разлому (Белевцев и др., 1962; Козловская и др., 1969; Чирвинская, 1954). На востоке ее ограничивают краевые палеозойские разломы Днепровско-Донецкого грабена (Криворожско-Павловский и др.),

которые здесь, возможно, являются унаследованными от более древней, некогда ограничивающей эту структуру, восточной зоны разломов. Таким образом, ширина рассматриваемой складчатой структуры в пределах северного склона составляет 100 км.

Орехово-Павлоградская структура в отличие от Криворожско-Кременчугской не продолжается далеко на север. Судя по имеющимся данным геофизических исследований (правда, пока еще недостаточно детальных), она не проявляется не только в Днепровском грабене, где могла сказаться постпротерозойская переработка земной коры, но и на склоне Воронежского массива, сохранившего основной рисунок архей-протерозойских структур. По-видимому, в пределах рассматриваемой территории происходит замыкание структуры.

Четвертой складчатой структурой северного склона УЩ, однако уже значительно менее четко выраженной, является Брусилевская. Располагается она в крайней западной части рассматриваемой территории, где ее протяженность составляет 120 км при ширине всего 15—45 км. Следует отметить, что она не протягивается, как все остальные меридиональные складчатые структуры, через весь щит, а обрывается (судя по особенностям строения геофизических полей) примерно в районе верхнего течения р. Роси (несколько южнее с. Володарки). По-видимому, активность этой зоны была значительно меньше, она раньше прекратила свое развитие и не отражена столь существенно, как остальные структуры, в глубоких слоях земной коры. Кроме того, Брусилевская структурная зона, видимо, претерпела еще значительную денудацию. В пределах северного склона зона выделяется условно, главным образом по сходству рисунка магнитного поля с районом Володарского железорудного месторождения. По аналогии с ним и здесь локальные положительные аномалии в своей основной массе, очевидно, отражают наличие уцелевших от эрозии остатков эффузивно-осадочных, сильно метаморфизованных образований, свидетелей древней меридиональной складчатой структуры. Основной отрицательный магнитный фон здесь создают, очевидно, гранитизированные образования ее архейского основания.

По данным бурения, тут известны пироксеновые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты и габбро-амфиболиты среди мигматитов и гранитов. В районе г. Брусилова, т. е. непосредственно рядом с границей рассматриваемой территории, выявлена крупная (50×20 км) сложно построенная синклиналиная складка меридионального простирания с четко выраженным замком на юге. Сложена она амфиболовыми сланцами, амфиболитами, доломитовыми мраморами, карбонато-пироксеновыми и биотитовыми гнейсами и породами типа скарнов. Складка эта хорошо выделяется в магнитном поле. По-видимому, она попадает в пределы более погруженного блока, что подтверждается и материалами гравиметрии, в связи с чем и сохранилась в более полном виде.

По времени формирования А. Н. Козловская (1955) относит ее к концу архея. Другие исследователи (Белевцев, Прус, 1962) рассматривают ее как структуру протерозоя.

С запада Брусиловская структурная зона ограничена Коростенским плутоном, дугообразно вдающимся в пределы северного щита.

Характер расположения магнитных аномалий позволяет говорить о несомненно более раннем образовании Брусиловской структуры, чем Коростенского плутона, срезающего почти под прямым углом ее складчатые зоны. Однако в настоящее время еще не ясно, проплавляет ли ее плутон полностью или перекрывает сверху одной из своих межпластовых интрузий.

Восточная граница Брусиловской складчатой зоны менее четкая. Проводится она по смене доминирующих меридиональных простираний мозаичным полем Бориспольского участка, примерно по меридиану с. Бабинцов, в 35 км к западу от г. Киева. Включение Бориспольского участка в пределы Брусиловской складчатой зоны, как это предлагает ряд исследователей (Гинтов, 1969; и др.), представляется необоснованным, причем не только из-за особенностей строения магнитного поля, но также гравитационного — отрицательного в пределах Бориспольского участка и положительного в области Брусиловской складчатой зоны.

На севере, примерно в районе Брагинского выступа, Брусиловская складчатая зона сливается с Каневско-Остерской, в связи с чем Бориспольский участок как бы окаймлен с северо-запада и северо-востока складчатыми системами. На юго-западе он ограничен Киевской зоной разломов, фиксируемой сменой магнитных полей и зоной линейных интенсивных магнитных аномалий, совпадающей с крупной гравитационной ступенью. Южнее Киевской зоны разломов в аномальном магнитном поле преобладает северо-западная ориентировка, что хорошо увязывается с представлениями (Козловская, 1969) о развитии южнее г. Киева реликта нижнего подъяруса II структурного яруса архейской складчатой структуры (азово-волыниды). Таким образом, Бориспольский аномальный участок окаймляется складчатыми разновозрастными системами, более молодыми (протерозой?) на северо-западе и северо-востоке и более древними (архей?) на юго-западе. Благодаря этому он приобретает положение срединного массива.

Характерные для Бориспольского участка положительный фон и мозаичный рисунок магнитного поля позволяют ожидать здесь широкого развития гибридных пород типа магнитоактивных мигматитов и чарнокитов, образующих отдельные тела в поле осадочно-метаморфических пород. В пределах УЩ подобные поля характерны для районов Побужья над наиболее древними ядрами, отнесенными (Козловская, 1969) к I структурному ярусу архея (бугиды). Однако им свойственно положительное гравитационное поле, тогда как в пределах Бориспольского участка на-

блюдается четкая отрицательная аномалия. Не исключено, конечно, что последняя обусловлена наличием двух параллельных зон разломов — Ядловско-Трактемировской, обрамляющей Бориспольский участок с северо-востока (отделяя его от Каневско-Остерской структуры), и Киевской, обрамляющей этот участок с юго-запада.

Учитывая все сказанное, целесообразно выделять здесь Бориспольский срединный массив как останец архейской (бугской) складчатости среди более молодых архейно-нижнепротерозойских складчатых систем.

К своеобразному срединному массиву может быть отнесен также Драбовский участок, отделяющий Каневско-Остерскую складчатую зону от Криворожско-Кременчугской.

Особенности строения геофизических полей позволяют рассматривать этот участок как северное продолжение Кировоградского блока УЩ. В связи с этим здесь можно ожидать наличия гранитоидов и мигматитов кировоградско-житомирского комплекса, т. е. образований II структурного яруса архейской (азово-волинской) складчатости (Козловская, 1969), что хорошо согласуется со свойственными этому участку пониженными значениями гравитационного и магнитного полей и их спокойным рисунком.

Кроме того, наблюдаемые здесь изометрические магнитные аномалии, группирующиеся в линии определенных направлений, могут рассматриваться как отражение наличия интрузивных тел в зонах разломов (Тесленко и др., 1968). Таких зон намечается четыре. Две из них, трассируемые в меридиональном направлении, проходят вдоль западной (Драбовская зона) и восточной (Оболонская зона) границ рассматриваемого участка. Третья зона (Остаповская) пересекает его в северо-северо-восточном направлении, а четвертая (Белоусовская) — в широтном.

Судя по текущему положению всех этих зон, можно полагать, что они посторогенные, во всяком случае по отношению к архейской (азово-волинской) складчатости. Отдельные из них, например широтная Белоусовская, прослеживаются по ряду признаков (В. В. Нечаев) и в пределах Криворожско-Кременчугской зоны, т. е. являются новообразованиями уже по отношению к среднепротерозойской (саксаганской) складчатости.

Примером возрождения ранее заложенных разломов может служить Оболонский грабен, зафиксированный сейсморазведкой и бурением по поверхности фундамента и выраженный локальной отрицательной аномалией силы тяжести в пределах одноименной зоны разломов. Образование его обусловлено вулканической деятельностью юрского периода.

Драбовская зона является составной частью ранее выделенного (Чирвинская, 1954) Кировоградского разлома, в пределах которого зафиксированы многочисленные палеозойские разрыв-

ные нарушения, секущие Днепровский грабен. На УЩ известен Болтышевский грабен юрского времени.

К посторогенным нарушениям может быть отнесена Золотоношская зона, выделенная А. В. Тесленко и В. В. Нечаевым в южной части рассматриваемой территории. Эта зона, протяженностью в 100 км, представляет собой систему широтно ориентированных трещин, заполненных дайками основных пород, и является аналогом известного в пределах УЩ Девладовского разлома.

Все эти факты свидетельствуют об активности и длительности посторогенной переработки земной коры в пределах рассматриваемого участка северного склона, что также сближает его с Кировоградским блоком, где, согласно данным Н. П. Семененко и др. (1965), абсолютный возраст пород от 2300 до 1700 млн. лет и меньше.

Следующий участок, разобщающий меридиональные складчатые структуры — Царичанский — по особенностям план-узора физических полей легко сопоставляется со Среднеднепровским блоком УЩ, непосредственным северным продолжением которого он и является.

Для западной части этой территории, в результате комплексной интерпретации геолого-геофизических данных З. А. Крутиховской, была составлена тектоническая схема (Андреева, Чирвинская, 1958), подтверждающая принадлежность ее к Среднеднепровскому блоку. Вблизи границы с грабеном здесь выделяется крупная Кобелякско-Хорольская синклиналь. Протяженность ее составляет около 70 км, ширина 10—15 км. Она сложена метаморфизованными осадочно-эффузивными образованиями предположительно конкско-верховцевской и частично криворожской серий, общей мощностью более 7 км. В южной (Кобелякской) части синклинали простираение пластов меридиональное, в центральной и западной — северо-западное. Ее аналогами в пределах УЩ являются Верховцевско-Чертомлыкская, Сурская, Конкская и другие синклинальные складки Среднеднепровского блока. Поскольку эти складки сформировались раньше Криворожско-Кременчугской синклинали, можно полагать, что и Кобелякско-Хорольская синклиналь тоже более древняя. В этом случае становится понятным наблюдаемый в магнитном поле обрыв и резкий изгиб Кременчугской аномальной зоны при приближении ее к границе Хорольско-Толоко-Подольских аномалий. Видимо, к моменту формирования Криворожско-Кременчугского разлома здесь уже существовал естественный барьер в виде Кобелякско-Хорольской синклинали.

Помимо этой синклинали на тектонической карте выделена серия мелких даек основных пород (диабазы, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты) северо-северо-западного простираения. Дайки эти располагаются в поле мигматитов между Кременчугской и Кобелякской синклиналими.

Остальная часть рассматриваемой территории, по-видимому, сложена в основном мигматитами, а на юго-востоке — осадочно-эффузивными метаморфическими породами.

По аналогии с УЩ, где в пределах Среднеднепровского блока установлен наиболее древний (2600—3600 млн. лет, 1965) возраст кристаллических пород, здесь можно ожидать наличия реликта самой древней складчатости — «днеприд», по В. Н. Гладкому.

Более молодые, возможно даже синхронные с началом формирования палеозойского Днепровского грабена, кристаллические породы могут быть встречены в районе наблюдаемой в северо-восточной части Царичанского блока единственной изометрической магнитной аномалии. Она отражает, вероятнее всего, наличие интрузии или некка магнитоактивных пород в поле мигматитов.

Обратимся теперь к характеристике тех черт строения северного склона УЩ, которые он приобрел под влиянием формирования Днепровско-Донецкого авлакогена.

Судя по данным бурения и геофизических исследований (Андреева, Чирвинская, 1958; Крутиховская и др., 1969; Чирвинская и др., 1968), размытая поверхность архей-протерозойского основания испытывает моноклиальное погружение от выходов ее на дневную поверхность в пределах овражно-балочной системы УЩ до глубин 2 км и более вблизи краевых нарушений Днепровского грабена. Погружение происходит в северо-восточном направлении вначале под углом 1—2°, затем увеличивающимся до 2,5—3° и вблизи краевых нарушений достигающим 5—6°. При этом изолиниигибают и подчеркиваются в рельефе фундамента три крупных выступа — Брагинско-Ядловско-Трактемировский, Кременчугско-Остапьевско-Белоцерковский и Самаринско-Волчанский и две депрессии — Дравовскую и Царичанскую. Все эти крупные элементы рельефа фундамента находятся в полном соответствии с внутренним строением архей-протерозойского основания. Так, выступам соответствуют меридиональные складчатые структуры протерозоя, а впадинам — разобщающие их блоки. Интересно отметить, что обширный Брагинско-Ядловско-Трактемировский выступ отвечает не только Ядловско-Остерской структуре, но и Брусировкой, вместе с разобщающим их Бориспольским массивом. Видимо, это явление объясняется слиянием этих двух складчатых зон в районе Брагинского выступа.

Помимо крупных выступов и впадин, в рельефе фундамента выделяется ряд мелких положительных и отрицательных форм (Оболонский грабен, Ядловско-Трактемировский и Крачковский горсты и др.). Наибольшая степень нарушенности фундамента характерна для его северо-восточной, примыкающей к краевым нарушениям, части. Амплитуда разломов обычно не превышает 200 м, плоскости сбрасывателя нередко наклонены в обратном от Днепровского грабена направлении.

Краевые нарушения, определяющие северо-восточную границу северного склона УЩ, относятся к системе палеозойских глубинных разломов (Чирвинская, 1954; Чирвинская и др., 1968).

Они представляют собой сложно построенную зону, состоящую из различных по амплитуде сбросов, располагающихся как параллельно, так и кулисообразно. Максимальные суммарные значения их амплитуды составляют 3—4 км. В пределах Брагинско-Ядловско-Трактемировского, Кременчугско-Остапьевско-Белоцерковского и Самаринско-Волчанского выступов амплитуда краевых разломов уменьшается, а местами они полностью затухают. Взамен их появляются многочисленные поперечные нарушения, как бы продолжающие в пределы грабена выступы — меридиональные протерозойские структуры фундамента. Характерно, что почти все отклонения краевых разломов от их основного северо-западного простирания можно объяснить внутренней структурой фундамента. Например, близкое к меридиональному простирание Криворожско-Павловского сброса обусловлено восточным краем Орехово-Павлоградской складчатой зоны; изгиб Михайловско-Голубовского разлома на участке Боярка — Зачепиловка связан с фрмой и простиранием Кобелякско-Хорольской синклинали; затухание восточного окончания Калайдинцевского разлома может быть объяснено Петривцевской группой интрузий, а смещение его западного окончания — Кировоградской поперечной зоной разломов и т. д.

Ориентировка мелких разрывных нарушений в пределах остальной территории северного склона УЩ также в значительной степени зависит от внутренней структуры фундамента. Примером может служить система северо-северо-западных разломов района Павлоград — Новомосковск, подчиняющихся ориентировке Орехово-Павлоградской магнитной аномалии, или Ядловско-Трактемировский сброс, совпадающий с зоной одноименного глубинного разлома и т. д.

Осадочный чехол в пределах северного склона залегает, как и поверхность фундамента, моноклинально и повторяет все его мелкие неровности. Он представлен комплексом осадков от палеозойских до четвертичных. Характерной чертой их является наличие многочисленных границ перерывов в осадконакоплении и размывов преимущественно верхних частей страграфических комплексов.

Образования девона заходят в пределы северного склона со стороны Днепровского грабена лишь в пределах выступов, где затухают краевые разломы. Граница распространения их эрозивная и совпадает с зоной увеличения углов наклона поверхности фундамента. Представлены они самой нижней частью разреза — терригенно-карбонатными образованиями среднего и нижней части верхнего (франский ярус) отделов.

Нижнекаменноугольные образования (турнейские и нижневизейские отложения) известны только в восточной части се-

верного склона. Западной границей их служит Криворожско-Кременчугская зона. В отличие от них, верхневизейские образования распространены шире, однако на западе их эрозионная граница все еще не уходит далеко в пределы северного склона — как бы сдерживается Ядловско-Трактемировским выступом.

Среднекаменноугольные отложения, особенно образования башкирского яруса, распространены больше. Граница их размыва огибает и подчеркивает все основные крупные структурные формы рельефа фундамента.

Отложения верхнего карбона и нижней перми заходят в пределы северного склона лишь на отдельных участках, в основном в западной части рассматриваемой территории. Наиболее широко распространены образования верхней перми, триаса и юры. Границы их размыва трассируются вблизи УЩ. Меловые отложения развиты преимущественно в западной части северного склона. Граница их распространения также эрозионная, и в еще большей степени, чем среднекаменноугольная, подчеркивает выступы и впадины фундамента. Образования палеогена и неогена покрывают весь северный склон и уходят за его границу в пределы УЩ.

Степень и характер дислоцированности осадочного чехла в настоящее время еще недостаточно изучены. В наиболее погруженной, примыкающей к краевым разломам Днепровского грабена части рассматриваемой территории, выявлены пологие поднятия, выраженные во всех слоях осадочного чехла и отвечающие выступам фундамента (Крячковское, Гнилицкое, Александровское). Вполне вероятно, что подобные им структуры облекания развиты и в других частях северного склона. Кроме того, своеобразный тип структур наблюдается вблизи границы с УЩ. К ним относятся давно известные, но все еще полностью не изученные Каневские и Градижские дислокации. Характерно, что располагаются они вблизи контактов разнородных комплексов архей-протерозойских пород.

РОЛЬ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТониКИ ДОНО-ДНЕПРОВСКОГО ПРОГИБА В ФОРМИРОВАНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

По материалам комплексных геолого-геофизических исследований в Доно-Днепровском прогибе, простирающемся от Каспия до Полесья (Гавриш, 1968), выделяется система глубинных структур (по А. В. Пейве, 1945) или разломов докембрийского и досреднедевонского заложений.

Глубинные структуры докембрийского заложения Доно-Днепровского прогиба (ДДП) часто располагаются на северном про-

должении Криворожского, Орехово-Павлоградского, Тикичского и других синклиналиев УЩ (Семененко, 1964), характеризуясь, таким образом, унаследованным развитием. На поверхности докембрийского фундамента и в слоях осадочной толщи они проявляются в виде мобильных, часто валобразных зон шириной 10—30 км, трассируемых на сотни километров. К ним приурочены разрывные нарушения, узкие грабены и горсты, локальные поднятия и перерывы в осадочной толще. Их мобильность способствовала изменению фациального состава, сокращению мощностей и площади распространения отдельных горизонтов.

Досреднедевонские разломы, ограничивающие Доно-Днепровский грабен, имеют глубокое заложение, возможно до астеносферы.

По поверхности докембрийского фундамента и в низах осадочной толщи они представляют собой зону ступенчатых блоков общей шириной 10—30 км. Они играли основную роль в формировании Доно-Днепровского прогиба и входящих в его состав структур.

Немаловажное значение в формировании досреднедевонских глубинных разломов, проявлении вулканизма и размещении полезных ископаемых имели также докембрийские разломы или глубинные структуры.

Вулканические образования встречены в породах различного возраста, и почти все они располагаются на глубинных структурах и разломах или вблизи от них. Например, дайка рифейских аплитовидных гранитов, абсолютный возраст которой 735 млн. лет, зафиксирована среди гнейсов и мигматитов в районе г. Белолуцка на Кальмиусско-Айдарской глубинной структуре (Машир, Скаржинский, 1967). Позднерифейские или раннепалеозойские эффузивы (вулканические туфы, туффиты, базальты и другие), абсолютный возраст которых 553 млн. лет, встречены в районах Изяслава, Старобина, Гаврильчиц, Микашевичей, Минска, Смилевичей, Могилева и других пунктов (Махнач, 1966). Они располагаются вблизи Ровенско-Ляховичской, Шепетовско-Копыльской и Устилукско-Могилевской глубинных структур. Почти повсеместно вулканы залегают непосредственно на породах белорусской серии, представленной в верхней части конгломератовидными (Старобин) или крупнозернистыми (Минск, Смилевичи) песчаниками. Последние свидетельствуют о том, что вулканизму предшествовал подъем территории и перерыв в осадконакоплении.

Единого мнения о возрасте эффузивов соляных штоков ДДП нет. Большинство исследователей относит их к девонскому возрасту. И. С. Усенко и др. (1954, 1964) возраст эффузивов считают раннепалеозойским. Однако трудно себе представить, что встреченные в девонской соли пласты эффузивов не выносились с солью в штоки. Можно допустить, что в брекчиях кепроков могут быть и девонские и нижнепалеозойские вулканы.

В последние годы доказано (Савченко, 1965), что в районе Ровно (с. Боцяны), Ровенско-Ляховичской структуры, в сс. Белине, Згоранах и других (вблизи Устилугско-Могилевской глубинной структуры) развиты вулканиты силурийского возраста. Последние представлены серыми и темно-серыми слюдистыми туф-флитами, абсолютный возраст которых 360—390 млн. лет.

Девонские вулканические образования (в коренном залегании) развиты весьма широко. Среднедевонские (старооскольские) эффузивы встречаются, по данным Пашкевич, Пистрак (1964), в районе Верхнего Мамона (Аксайско-Калитвинская глубинная структура), по данным Лебедько, Ускова (1965), в районах Николаевки (Волновахско-Казанская структура), Городища (на Новомиргородско-Щорсовском разломе) и в Черниговской спорной скважине (хут. Пересажа), пробуренной вблизи Тикичско-Гомельской глубинной структуры. В последних трех структурах возраст эффузивов определен условно.

Интенсивная вулканическая деятельность зафиксирована во время восходящих движений ДДП в петинское (алатырское) или в ранневоронежское время. Юго-западнее сс. Фролово и Ендовского, вблизи Батайско-Морозовской глубинной структуры, встречаются черные оливковые диабазы (Карпов, 1965). На продолжении Криворожско-Комаричского разлома, в районе Белоцерковки, под палеонтологически охарактеризованными породами (данные Р. М. Пистрак и др.) воронежского или алатырского возраста встречаются розовые полимиктовые песчаники с обломками эффузивных пород.

В пределах Новомиргородско-Щорсовской глубинной структуры, по данным А. Д. Бритченко, нижеворонежские (алатырские?) вулканиты встречаются в районе Березны (скв. 205), Брусилово (скв. 2), Максаков (скв. 5). Так, в скв. 205 (инт. 2736,0—3203,0 м) нижняя часть сложена красноцветными песчаниками с туфогенным материалом, а верхняя — базальтами и андезито-базальтами.

Туфогенный материал вскрыт также в районе с. Стреличево (Брусилоско-Холмечская глубинная структура) и в балке Бахчи-Тарама на юге Донбасса. Возраст последних определен условно.

Третий девонский этап проявления вулканической деятельности связан с восходящими движениями воронежско-ливленского мезоцикла. Вблизи Тикичско-Гомельской глубинной структуры на Борщовской площади над пачкой известняков (скв. 1, инт. 3470,0—3500,0 м), чередующихся в верхней части с прослоями ангидритов, залегает (инт. 2830,0—3470,0 м) вулканогенно-осадочная толща (Махнач, 1966). Она представлена в нижней части туфами и туфобрекчиями (175 м) с прослоем щелочной эффузивной породы. В интервале 3225,0—3288,0 м залегает спилитовые кератофиры, переходящие кверху в псефитовые туфы и туфобрекчии альбитизированных трахитов и других пород.

На Стреличевской, Речицкой и Первомайской площадях, расположенных вблизи Брусиловско-Холмечской глубинной структуры, прослой зеленовато-серого вулканического туфа и туффита, состоящего из вулканического стекла, располагаются в нижней части ливенской соли. В последней залегает пласт диабазов порфировой структуры (Седневская площадь, скв. 213, инт. 3099,0—3250,0 м) и туфогенных эффузивов (Мринская площадь, скв. 210, инт. 2943,0—2957,0 м) вблизи Новомиргородско-Щорсовской глубинной структуры. Эффузивы в ливенской соли установлены также в районе Ивашкова.

Вулканиты задонского мезоцикла вскрыты скважинами на Кременеcko-Брянской структуре. В скв. 1 (Борщовская площадь) над палеонтологически охарактеризованной толщей (инт. 2460,0—2718,0 м) известняков и мергелей с прослоями залегает вулканогенно-осадочная толща (инт. 2385,0—2460,0 м) с прослоями щелочных пород.

Стратиграфически выше (инт. 2050,0—2385,0 м) располагаются пестроцветные литокластические, авгитовые и псаммитовые туфы, переслаивающиеся с прослоями альбитизированных трахандезито-базальтов и других пород.

По аналогии с борщовским разрезом, задонский мезоцикл выделяется условно также в Черниговской опорной скважине (инт. 1900,0—2716,0 м). В верхней части разреза выделяется не менее семи вулканогенных пачек, представленных туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами и заканчивающихся пластами базальтов, диабазовых порфиритов и других пород (Бернадская, 1961).

По-видимому, этого же возраста эффузивы, вскрытые на Грибоворуднянской площади (Тикичско-Гомельская структура).

Вблизи Новомиргородско-Щорсовской глубинной структуры вулканические породы задонского мезоцикла вскрыты на Олишевской и Анисовской площадях. Здесь, как и в Черниговской скважине, развиты главным образом основные эффузивы, однако в скв. 207 (инт. 1750,0—44 50,0 м) на Анисовской и в скв. 7 на Олишевской площадях встречены (по данным А. Д. Бритченко) породы кислого состава, риолиты, риолито-порфиры, альбитофиры и др.

Пласты долеритов (Видельцевская площадь, скв. 2, инт. 2718,0—2757,0 м) и вулканических туфов (Речицкая, Первомайская, Чернинская и Малодушинская площади) встречены в толще соли елецко-ливенского мезоцикла. Предполагается (Бернадская, 1961; Бритченко, Гавриш, 1966; Махнач, 1966), что накопление верхнего эффузивно-пирокластического комплекса Черниговской опорной скважины также произошло в данково-лебедянское время, синхронно с накоплением осадков верхней солевой толщи. По данным Р. М. Пистрак и др., долериты этого же возраста встречены на Чупаховской площади, вблизи пересечения

Верховцевско-Льговской глубинной структуры с Барановичско-Астраханским разломом.

Многочисленные вулканические образования установлены в верхней пестроцветной части этого мезоцикла на Видельцевской площади. Они представлены базальтами, туфолавами, базальтовыми агломерами и другими породами.

Пирокластические образования зафиксированы в Борщовском районе.

Есть основания предполагать, что все перечисленные циклы позднего девона имели место также в Донбассе.

Вулканической деятельности здесь в позднедевонскую эпоху не было. Только в самом начале турнейского века могло быть ее незначительное проявление, о чем свидетельствует туфогенный материал на Ельской площади (Голубцов, Махнач, 1961), расположенной вблизи Звиздальско-Кличевской глубинной структуры, и пласт кислых эффузивов, вскрытых Песчаноконской скважиной (инт. 2590,0—2738,0 м) на Сальской глубинной структуре. Он залегает под сланцевой толщей с турнейско-нижневизейской микрофауной (Дубинский, 1956).

По определениям абсолютного возраста пород (Куликовский, Бутурлинов, 1963) и геологическим материалам (Бутурлинов, 1968), во время формирования донецких складок в заальскую и фальцскую фазы складчатости вулканическая деятельность возобновилась. Вулканы заальской фазы представлены мончикитами, камптонитами, шонкинитами, одинитами и другими породами, залегающими в виде лакколитов, штоков, даек и межпластовых образований вдоль близширотных складок (с. Амвросиевка и др.).

Андезито-базальты, андезито-дациты, трахиандезиты, формировавшиеся на границе перми и триаса, приурочены (Балуховский, Гавриш, 1968) к поперечным близмеридиональным разломам. К разрывам аналогичной ориентировки приурочены вулканы в басс. р. Тузлова, вблизи Миусско-Деркульской глубинной структуры; в районе г. Шахт, в басс. рр. Несветая, Аюты, Грушевки и Кадамовки (Аксайско-Калитвинская глубинная структура), а также вблизи ст. Семикаракоровской и с. Висловского, расположенных на Батайско-Морозовской глубинной структуре. Выходы вулканитов по рр. Аюте, Грушевке и Кадамовке тяготеют к Аксайско-Калитвинской структуре. В. К. Куликовский и др. (1963) считают, что возраст этих вулканитов юрский.

Достоверно установлен позднебатский возраст туфогенных песчаников (Усенко, Ямниченко, 1952) на северо-западных окраинах Донбасса. Вулканические очаги, по данным И. М. Стародубцевой, фиксируясь в районе сс. Каменки, Подвысокого и других, располагаются вдоль Томаковско-Купянской глубинной структуры (Гавриш, 1969). Досреднеюрские (160—177 млн. лет) вулканы (Семененко, 1964) отмечены в Болтышском и Обоянском

грабенах, расположенных на одноименной глубинной структуре и в Ротмистровском грабене, на Смеловско-Холмской глубинной структуре.

Под палеонтологически охарактеризованными породами байоса (Дубинский, 1956) встречена дайка фельзитов и других пород на Приозерной, Голубинской и Арагирской площадях.

На Ипатовской и Висловской площадях, расположенных соответственно вблизи Волгоградско-Ставропольской и Батайско-Морозовской глубинных структур, встречены жилы эффузивных пород типа дацитов, абсолютный возраст которых (на первой площади) 116—124, а на второй — 136 млн. лет, что соответствует нижнему мелу (Балуховский, 1966).

В Краснодарском районе, вблизи Миусско-Деркульской глубинной структуры, дайка базальтов со щелочными металлами и железом имеет абсолютный возраст 80 млн. лет, т. е. внедрение ее происходило в ларамийскую фазу складчатости (Жулид, 1967). Обломки вулканического туфа встречены (Крашенинникова, 1958) в бучакских углях с. Васильевки, на р. Крынке, вблизи Миусско-Деркульской глубинной структуры.

Туфы известны также в нижнесарматских отложениях с. Бондаревки и в четвертичных суглинках на рр. Айдаре, Деркуле, Красной, Лугани, Крынке, Миусе и других, в общем тяготея к близмеридиональным глубинным структурам. По мнению В. М. Лодочникова, вулканический пепел из четвертичных отложений г. Павловска на Миусско-Деркульской глубинной структуре произошел из вулканического очага, расположенного недалеко от места залегания самого туффита (Дубинский, 1935).

С глубинными разломами и вулканизмом связаны рудные полезные ископаемые. С вулканическими образованиями, расположенными вблизи Ровенско-Ляховичской и Шепетовско-Копыльской глубинных структур, связывают проявления меди. Рудные минералы этой формации представлены титаномагнетитом, частично ильменитом, магнетитом, халькопиритом, пиритом и сфалеритом. Сульфидные оруденения зафиксированы (Усенко, Бернадская, 1954) в брекчии Синевского купола, а проявления марганца, меди, свинца и кобальта — на Исачковском поднятии, расположенных вблизи Болтышко-Обоянской глубинной структуры. Наличие акцессорной минерализации монацита, титана, циркона отмечено на Тикичко-Гомельской, Новомиргородско-Щорсовской, Смеловско-Холмской, Криворожско-Комаричской и Верховцевско-Льговской глубинных структурах. Многочисленные полиметаллические рудопроявления установлены в районе Изюма, Спиваковки, Курульки, Петровского, Степковки и других пунктов (Айзенберг, 1964), расположенных в непосредственной близости от Мангусско-Губкинской глубинной структуры, в области пересечения этой структуры с Томаковско-Купянской.

Особенно многочисленны рудопроявления в зонах пересечения Припятско-Манычского разлома с поперечными глубинными

структурами, осложняющими Донецкое складчатое сооружение. Вблизи Волновахско-Казанской глубинной структуры рудопроявления кобальтсодержащего пирита, барита, флюорита зафиксированы в районе Новотроицка и Николаевки, а вкрапления и прожилки меди, свинца, цинка, барита, кобальта и других — в районе с. Владимировки.

На Кальмиусско-Айдарской глубинной структуре, в Покровско-Киреевском районе, установлены проявления цветных, редких и рассеянных металлов.

Образование везувиановых скарнов и флюоритов обусловлено (Никольский и др., 1965) позднепермским магматизмом вдоль близмеридиональных разломов. Здесь же И. К. Латыш (1966) в вулканических породах встретил муассанит. Вблизи этой глубинной структуры рудопроявления установлены также в верховьях Грузского Еланчика (Никольский, Бутурлинов, 1965), в Лисичанском, Алмазно-Марьевском, Кадиевском (Карасик, 1966) и Белолуцком (Айзенберг, 1964) районах.

В пределах Миусско-Деркульской глубинной структуры располагаются кварцевые золотоносные жилы, приуроченные к дайкам лампрофиров Нагольного кряжа; повышенное содержание ртути приурочено (Карасик, 1966) к поперечным разрывам на главной синклинали; свинцово-цинковые проявления зафиксированы (Айзенберг, 1964) в верховьях р. Деркула.

Сопоставление схемы размещения нефтяных и газовых месторождений со схемой разломов докембрийского фундамента показывает, что преобладающее количество месторождений располагается на глубинных разломах, хотя и не ко всем разломам приурочены нефтегазоносные залежи. Наиболее интенсивные нефтегазопроявления приурочены к Орехово-Харьковской (южный борт прогиба) и Миусско-Деркульской (северный борт прогиба) поперечным глубинным структурам, а вблизи Верховцевско-Льговской структуры (Шульговка) даже получены притоки смолистой нефти (Клименко, 1954). Это обстоятельство ряд исследователей (Доленко, 1966; Завьялов, 1967; Кудрявцев, 1964; Порфирьев, 1967) считают основным доказательством неорганического синтеза нефти. По мнению Г. Н. Доленко (1966) поперечные разломы служили основными путями для миграции углеводородов. Благоприятными участками для накопления нефтегазоносных залежей могут быть участки Вересочь и Козелец на Черниговском выступе, где пересекаются несколько систем разломов (Чебаненко, 1966).

Детальный анализ глубинных разломов и нарушений в докембрийском фундаменте, а также физико-химического состава углеводородов нефтегазоносных залежей ДДП не подтверждает точку зрения В. Ф. Никонова (1967) об уменьшении содержания гомологов метана по мере удаления от фундамента. Не согласуется с фактическими данными также высказывание В. М. Завьялова (1967) о том, что закономерное замещение нефтяных

месторождений газовыми по мере приближения к Донбассу обусловлено омоложением глубинных разломов, так как на восточном погружении Донбасса (где разрывы проявляются позже) снова появляются чисто нефтяные (Каспийское, Бешкульское) месторождения.

Анализ имеющегося материала показывает, что наиболее крупные (Шебелинское, Леляковское, Глинско-Розбышевское) месторождения располагаются не в центре поперечных разломов, а на их крыльях.

Если при формировании рудных месторождений вулканические образования имели положительное значение, то в накоплении нефтегазовых залежей их роль, видимо, была отрицательной, о чем свидетельствуют буровые работы на Черниговской и Пселско-Ворсклянской седловинах. Поэтому при определении значения глубинных разломов в формировании нефтегазоносных залежей следовало бы исходить не из обсуждения точки зрения о происхождении нефти, а из структурно-тектонических особенностей региона, рассматривая разлом как экран-ловушку.

С этой точки зрения наиболее благоприятными для тектонической аккумуляции флюидов являются разрывы, имеющие диагональное или продольное простирание относительно ориентировки оси ДДП, — типа Итальянского, Алмазного и других надвигов или Орловского сброса (Гавриш, Балуховский, 1965).

Не менее важное значение для поисков нефти и газа имеют поперечные глубинные структуры, к которым можно отнести Верховцевско-Льговскую, Болтышско-Обояновскую, Смеловско-Холмскую, Томаковско-Купянскую и др.

Интересные рудопроявления могут быть выявлены в прибортовых частях Доно-Днепровского прогиба. На южном борту — это район Орехово-Харьковской глубинной структуры и Черкасско-Остерский вал (осложненный Смеловско-Холмской, Новомиргородско-Щорсовской и другими структурами). На южном склоне Воронежской антеклизы перспективными являются участки Комаричско-Щаблыкского грабена (расположенного на продолжении Криворожско-Комаричской глубинной структуры), Клищовского грабена, районов Купянска, Белолуцка и других пунктов, расположенных в области пересечения различно ориентированных глубинных структур и разломов.

О ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ В ДЕВОНЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

В настоящее время в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины по девону пробурено много скважин глубиной от 2000 до 4000 м. Отложения вскрыты на значительную, а иногда и полную глубину до кристаллического фундамента.

Мощности девонских отложений изменчивы и определяются современной структурой фундамента. Во впадине (судя по геофизическим данным) они достигают 4000—4500 м, а на выступах и в прибортовых частях сокращаются до 2000—2500 м. На Кошелевском, Брусиловском и Брагинском выступах фундамента они полностью размыты в предкаменноугольное время.

В свободном разрезе девона по последовательности напластования отчетливо выделяем пять литолого-стратиграфических комплексов: подсолевой, нижний соленосный, межсолевой, верхний соленосный и надсолевой.

В практике нефтепоисковых работ соленосные комплексы рассматривают как потенциальные покрывки, а подсолевой, межсолевой и надсолевой — как нефтемещающие структуры.

В девонских отложениях северо-западной части ДДВ продуктивные пласты пока не открыты. Между тем в смежном регионе — Припятском прогибе — уже эксплуатируются промышленные залежи в подсолевых и межсолевых отложениях.

Разрезы девона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба имеют значительное стратиграфическое и литологическое сходство, но в девоне впадины шире распространены вулканогенные образования, отмеченные в 40 скважинах.

Для правильного выбора дальнейшего направления поисково-разведочных работ целесообразно учитывать проявления вулканизма и его роль в процессах формирования и сохранения нефтяных залежей.

Подсолевой девон при нефтепоисковых работах считается главным объектом; с ним связываются основные перспективы. Вулканогенные образования в этом комплексе зафиксированы в живетских и верхнефранских отложениях. В живетском ярусе они вскрыты в пределах Городищенского выступа фундамента на северном борту впадины скв. 500-с. В центральной части впадины — на Брусиловском выступе — скв. 2-р (табл. 13). В скв. 500-с эффузивная толща в верхней части (инт. 1507—1530 м) представлена лампрофитами сиенитового ряда, а в нижней (инт. 1530—

Таблица 13

Глубины залегания и мощности подсолевых живетских вулканогенных образований, м

Площадь	Номер скважины	Старооскольский			Пярунско-наровский			Литология
		от	до	Мощность	от	до	Мощность	
Городищенская	500-с	—	—	—	1507	1565	58	Туфы, эффузивы, лампрофиты
Брусиловская	2-р	2749	—	—	—	2809	60	Туфы, эффузивы

1565 м) — базальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами, которые, судя по наличию ксенолитов черных аргиллитов, могут быть внутрислоевой залежью. В скв. 2-р развиты сильно измененные оливковые базальты и андезито-базальтовые порфиры. До глубины 2789 м отмечаются следы выветривания. В низах толщи содержатся ксенолиты кварцевого гравийного песчаника, карбонатных пород и гранито-гнейсов, что указывает на рвуший или внутрислоевой характер вулканитов. На других площадях (Грибовая Рудня, скв. 1, 2, 3-р; Брусилы, 4-р; Гуньки, 218-п; Березна, 1-р; Максаки, 5-р), где также вскрыты живецкие отложения, вулканогенные образования среди них не отмечались.

В нижнефранском подъярусе, который вскрыт 12 скважинами, вулканогенные образования не встречались.

Верхнефранский цикл седиментации в подсолевом девоне представлен отложениями алатырского, воронежского и отчасти евлановского горизонтов. К нему приурочена одна из главных фаз проявления вулканизма, которой предшествовал общий подъем территории.

Алатырские отложения отражают начало этого цикла. Они прослежены в 17 скважинах. Это преимущественно пестроцветные вулканогенные отложения с прослоями туфов и туффитов. В отдельных разрезах (Грибовая Рудня, скв. 2-р, инт. 2514—2519 м; Брусилы, скв. 4-р, инт. 2670—2710 м; Сорокошичи—Репки, скв. 654-с, инт. 1580—1587 м) есть агломератные туфы и туфоконгломераты. По составу это производные андезито-базальтов и трахиандезитов. Общая красноцветность отложений указывает на субаэральные условия их формирования.

Воронежские отложения вскрыты 20 скважинами. Представлены глубоководными темноцветными, почти черными, глинисто-карбонатными образованиями доманикового типа, свидетельствующими о быстром некомпенсированном прогибании впадины. Вулканогенные образования представлены псефо-псаммитовыми и алевролитовыми туфами и туффитами темно-зеленого, иногда почти черного цвета с белым халцедоно-кальцитовым вторичным цементом. Они слагают отдельные прослои, пласты и пачки. На Грибоворуднянской площади в скв. 1-р (инт. 2518—2529 м) пласт гравийного туфа был пропитан легкой светло-желтой разгазированной нефтью.

Евлановские отложения, которые известны более чем по 24 скважинам, в низах также представлены глинисто-карбонатными, а сверху сульфатизированными породами. Вулканогенные образования в них представлены туфами, туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами.

Судя по положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными подстилающими семилукскими отложениями и перекрывающими их евлановско-ливленскими соленосными отложениями, алатырский, воронежский и евлановский горизонты в подсолевом девоне могут быть представлены вулканогенным ти-

Таблица 14

Глубины залегания и мощности подсолевых верхнефранских вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочно-вулканогенных образований, м

Площадь	Номер скважины	Горизонт									
		Евлановский			Евлановско-воронежский			Алатырский			
		Интервал			Интервал			Интервал			
		от	до	Мощность	от	до	Мощность	от	до	Мощность	
Грибоворуднянская	1-р	1822	2200	178(В)	2200	2587	387(О)	2587	2651	64(В—О)	
	»	2018	2216	198(В)	2216	2463	247(О)	2463	2519	66(В—О)	
	»	1360	1702	342(В)	1702	2071	369(О)	2071	2139	68(В—О)	
	»	1918	2271	353(В)	2271	2675	404(О)	2675	2746	71(В—О)	
	»	655-с	901	1085	184(В)	1085	1310	225(О)	1310	1345	35(В—О)
Репкинская	219-п	1962	—	—	—	—	—	—	2272	610(В)	
	»	654-с	—	—	1371	1561	190(О)	1561	1595	34(В—О)	
	»	651-с	1605	—	—	2007	402(В)	—	—	—	
Брусилловская	2-р	2360	—	—	—	—	—	—	2636	276(В)	
	»	3-р	2587	3480	893(В)	3480	3740	260(О)	3740	3750	10(В)
Березинская	»	4-р	2341	2441	100(В)	2441	2653	212(О)	2653	2710	57(В—О)
	»	1-р	1702	—	—	—	1887	185(В)	1887	1910	23(В—О)
Борковская	»	205-р	2696	—	—	—	3115	419(В)	3115	3203	88(В—О)
	»	8-р	3961	4141	180(В)	—	—	—	—	—	—
Лесковская	»	10-р	3396	—	—	—	3930	534(В)	—	—	—
	»	9-р	—	—	—	2204	2475	271(О)	2475	2534	59(В—О)
Максаковская	5-р	1982	—	—	—	2179	197(В)	2179	2206	27(В—О)	
Берестовецкая	222-п	4310	—	—	—	4504	194(В)	—	—	—	
Гуньковская	218-п	1312	1808	496(В)	1808	2095	287(О)	2095	2171	76(В—О)	
Пакульская	227-п	2120	—	—	—	—	—	—	3028	908(В)	
Мринская	210-п	3250	3410	160(В—О)	—	—	—	—	—	—	
Видельцевская	1-р	3185	3202	17(В—О)	—	—	—	—	—	—	
	»	3-р	3048	3205	157(В—О)	—	—	—	—	—	
	»	5-р	3597	3942	354(В—О)	—	—	—	—	—	
	»	661-о	2340	2600	260(В—О)	—	—	—	—	—	
Черниговская	1-о	2098	—	—	—	—	—	—	2525	427(В)	

Примечание: В — вулканогенные образования; О — осадочные образования с вулканитами; В—О — вулканогенно-осадочные образования.

пом разрезов. В таком случае начиная с алатырского и других стратиграфических уровней они представлены мощными сплошными вулканогенными толщами эффузивно-туфогенных образований без признаков среди них осадочных пород (табл. 14). Это производные основной базальтовой или андезито-базальтовой магмы, иногда отклоняющейся в сторону образования трахитов.

В нижней части этих толщ туфогенные образования часто красноцветны, что свидетельствует об субаэральных условиях их образования (Брусиллов, 2-р, инт. 2510—2636 м; Березна, 205-п, инт. 3115—3203 м; 1-р, инт. 1887—1910 м; Сорокошичи—Репки, 654-с, инт. 1562—1587 м; Грибовая Рудня, 2-р, инт. 2460—2519 м и другие).

Средняя, самая значительная по мощности часть, отвечающая, вероятно, воронежскому горизонту, обычно представлена чередованием базальтов, спилитов, андезито-базальтов и их туфогенных производных. Породы темно-зеленые и черные, что является признаком глубоководности условий формирования (Березна, 205-п, инт. 2696—3115 м; Пакуль, 227-п, инт. 2120—2947 м; Репки, 219-п, инт. 1962—2572 м; Брусиллов, 2-р, инт. 2360—2510 м). Аналогичные условия сохраняются и в начале евлановского времени (Брусиллов, 4-р, инт. 2341—2442 м; Гуньков, 218-п, инт. 1312—1808 м).

К концу раннеевлановского времени наступают регрессивные условия. Об этом свидетельствуют красноцветность вулканогенных образований, встречаемых на Грибооруднянской площади в скв. 1, 2, 3-р и 217-п в инт. 1821—2020—2217, 1360—1703, 1918—2273 м, а также на геофизическом профиле Сорокошичи—Репки в скв. 651-с, инт. 1605—2007 м.

Таким образом, в воронежское время и вначале раннеевлановского впадина развивалась как резко выраженный грабен. Причем у северных разломов формировались мощные вулканогенные толщи.

В южной зоне вулканическая деятельность была ослабленной. Разрезы доманикового типа более песчаные, мелководные. К концу раннеевлановской эпохи прогибание замедляется, вулканическая деятельность ослабевает, создаются условия, благоприятные для формирования осадков соленосного комплекса.

Вопрос о наличии здесь вулканитов и взаимоотношениях их с солью заслуживает особого внимания. Соленосные отложения вскрыты в 50 скважинах. Вулканогенные образования среди соли встречены только в пунктах, показанных в табл. 15. В Мринской скв. 210-п (инт. 2943—3177 м) среди соли встречаются базальты и трахиандезиты, гравийные туфы и туфогенные песчаники основного состава. Встречаются лампрофиры сиенитового ряда. В Сидневской скв. 213-п (инт. 3163—3205 м) диабазы и щелочные базальтоиды типа тешенитов оказывают контактовое воздействие на соленосные образования. В Ивашковской скв. 1-р (инт. 2305—2319, 2434—2432, 3035—3061 м) в соли отмечаются диабазы и гравийные туфы основного состава. В Тванской скв. 200-п (инт.

Таблица 15

Глубина залегания вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в верхнефранской (нижней) соленосной толще, м

Площадь	Номер скважины	Евлановско-ливенский горизонт					Литология
		Интервал			Глубина отбора керна		
		от	до	Мощность	от	до	
Ивашковская	1-р	2238	3200	962	2305	2319	ТUFFиты, туфогравелиты, песчаники Основной эффузив миндалекаменной текстуры Диабаз крупнозернистый То же Тешенит Долерит »
					2434	2438	
					3035	3050	
Седневская	213-п	3010	3250	240	3055	3061	То же Тешенит Долерит »
					3163	3175	
					3188	3200	
Мринская	210-п	2832	3250	918	3200	3205	ТUFFит гравийный основного состава Базальт Туфопесчаник Измененная эффузивно-туфогенная порода Долерит » »
					2943	2965	
					3035	3046	
Тванская	200-п	2735	4320	1585	3142	3145	Туфопесчаник Измененная эффузивно-туфогенная порода Долерит » »
					3173	3177	
					4222	4226	
Борковская	10-р	2251	3396	1145	4232	4236	Известняк с туфогенным материалом Туфопесчаник Туфопесчаник, туфогенная глина Туфоконгломерат, песчаник, глина
					4258	4260	
					2364	2365	
					2600	2605	
					2626	2634	
					2662	2670	

4222—4260 м) встречены диабазы. В Борковской скв. 10-р (инт. 2364—2365 и 2600—2670 м) установлены пропластки и пачки туффитов, туфопесчаников и туфогенных глин. Диабазы и долериты, как известно, довольно часто встречаются в кепроках соляных штоков (Ромны, Исачки, Дмитриевка, Каплинцы, Логовики и др.). Следовательно, наличие вулканитов в евлановско-ливенской соленосной толще можно считать бесспорным. Однако большинство их, вероятно, являются жильными внутрипластовыми образованиями. Только туфогенные разности синхронны осаждению соленосной толщи, свидетельствуя о проявлениях вулканизма.

Осаждение соли обычно протекает при весьма спокойном гидродинамическом режиме; вулканическая деятельность приводит

Таблица 16

Глубина залегания вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в нижефаменной межсоловой глинисто-карбонатной толще, *М*

Площадь	Номер скважины	Задонский горизонт				Литология		
		Интервал		Мощность	Глубина отбора керна			
		от	до		от			до
Ивашковская	1-р	1838	2238	400	1959	1967	Туфопесчаник с обломками основного эффузива Туфогравелиты, туфогенные глины Известняк желваковидный с заполнением туфопесчаником То же Туфоалевролит Эффузивные породы порфирированной структуры, пузырчатой текстуры	
					1989	1996		
					2034	2042		
					2096	2101		
					2136	2141		
Адамовская	6-р	2364	2725	361	2519	2522	Туфоконгломерат » »	
					2667	2670		
Репкинская	219-п	1750	1831	81	1800	1814	Туфоалевролит Известняк с туфогенным материалом, обломками базальта	
	213-п	2894	3009	115	2399	2909		
Седневская					2922	2923	Глины туфогенные с обломками базальтов Туфоаргиллит Туфопесчаник, алевролит	
					2956	2964		
					2970	2980	Туфопесчаник, алевролит	
Борковская	3-р	1805	2010	205	1840	1845	Брекчия с туфогенной массой	
»	6-р	2251	2376	125	2287	2294	Туфопесчаник Измененный туф светло-зеленого цвета	
					2310	2320		
					2327	2341	Туфогенная глина с лапиллями	
»	8-р	2664	2870	206	2795	2806	Туфоалевролит	
Видельцевская	1-р	2830	3075	245	3074	3077	Туф с обломками основного эффузива	
Олишевская	5-р	2950	3200	250	3117	3130	Туфопесчаник Туф с пропластками туфолавы	
					3136	3151		

Таблица 17

Глубина залегания вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в нижнефаменской межслоевой терригенной толще

Площадь	Номер скважины	Задонско-елецкий горизонт					Литолегия
		Интервал, м		Мощность, м	Глубина отбора керна, м		
		от	до		от	до	
Олишевская	5-р	2640	2950	310	2778	2796	Туф псефитовый с обломками эффузивов основного состава
»	6-р	2366	2660	294	2538	2543	Туфы и туфолавы основного состава
Видельцевская	1-р	2272	2830	558	2684	2685	Туфопсефиты, пласты основных эффузивов
»	2-р	2900	3190	290	2700	2703	Туф базальта
»	3-р	2210	2720	510	2946	2952	Туфы, туфопесчаник туфоалевролит
»	4-р	2712	3470	758	2403	2407	Туф псефопсаммитовый
»	5-р	2685	3218	533	3343	3348	Эффузив основного состава
Седневская	213-п	2661	2894	233	2765	2768	Андезито-базальт
Березнянская	205-п	2215	2356	141	3047	3052	«
Борковская	7-р	2109	2688	579	3079	3084	Измененный основной эффузив
					2661	2894	Туфопесчаники, туфы, туффиты, базальты
					2215	2356	Туфопесчаники, туфы, туффиты
					2109	2688	Спорадические туфопесчаники, алевролиты

к его нарушению. Следовательно, соль и вулканиты могут чередоваться в разрезе, но их фациальные взаимопереходы исключаются, что весьма важно в нефтепоисковом отношении.

Отложения нижнефаменского подъяруса имеют двучленное подразделение: нижняя часть, отвечающая задонскому горизонту, представлена глинисто-карбонатной толщей. Они сопровождаются вулканогенными образованиями, встреченными на ряде площадей (табл. 16). Представлены они туфами, туффитами, туфоконгломератами и песчаниками, иногда туфогенными глинами. Излившиеся эффузивы встречены только в Ивашковской скв. 1-р (инт. 2200—2210 м).

Верхняя часть межслоевого комплекса, отвечающая задонско-елецкой части разреза девона, представлена терригенным материалом с Воронежского кристаллического массива и мощность комплекса от 800 до 1500 м.

Таблица 18

Глубина залегания вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в верхнефаменской (верхней) соленосной толще, *М*

Площадь	Номер скважины	Елецко-лебединский горизонт					Литология
		Интервал		Мощность	Глубина отбора керна		
		от	до		от	до	
Видельцевская	2-р	2572	2900	328	2724	2725	Диабаз Измененная эффузивная серо-коричневая порода
	4-р	2342	2712	370	2411	2414	
					2450	2459	Базальт Измененный туф, псефосаммитовый, основного состава
					2706	2710	
»	5-р	2270	2685	415	2346	2353	Андезито-базальтовый порфирит
»	661-о	1623	1670	47	1632	1645	Измененная эффузивная порода, светло-зеленая, порфирировая
Олишевская	6-р	2329	2366	37	2346	2353	Брекчия из обломков известняка, ангидрита, эффузивной породы бурого цвета

Вулканогенные образования в терригенной толще встречаются спорадически. Количество их возрастает к верхам разреза. Это туфы, туффиты, граувакки с отдельными пластами базальтовых туфолов (табл. 17).

Общее воздымание территории создает благоприятные условия для формирования в остаточных бассейнах верхней елецко-лебединской соленосной толщи, которая в настоящее время вскрыта на четырех площадях 13 скважинами. Пространственно она приурочена к межструктурным участкам в краевых прогибах впадины.

Вулканогенные образования в верхней соли (табл. 18) вскрыты на Видельцевской площади в скв. 2 (2724—2725 м), 4 (2411—2414 м) и 5 (2450—2459 и 2359—2353 м). Представлены они диабазами дайкового типа, так как в кернах наблюдается их контактное воздействие на вмещающие соленосно-карбонатные породы. Туфогенные образования в этой соли не найдены. Литофациальный облик надсолевых отложений свидетельствует о проявлении в позднем фамене второй сильной фазы вулканизма с выделением кислых дериватов (риолитов, кварцевых порфиров) на заключительных ее стадиях (табл. 19). Наиболее полные их разрезы прослежены на Видельцевской, Олишевской и Анисов-

Таблица 19

Глубины залегания и мощности надсолевых верхнефаменских вулканогенных образований, м

Площадь	Номер скважины	Данково-лебединский горизонт			Литология
		Интервал		Мощность	
		от	до		
Видельцевская	1-р	1280	1755	475	Эффузивно-туфогенные образования
»	2-р	1410	2186	776	
»	3-р	1330	1725	395	
»	4-р	1303	2095	792	
»	5-р	1297	2130	833	
»	661-о	1335	1562	227	» »
Олишевская	1-р	1987	2711	724	» »
»	5-р	2180	2567	387	» »
»	6-р	2020	2279	259	» »
»	7-р	2278	2950	672	» »
Ивановская	1-р	2838	3564	726	» »
Ладинская	231-п	1535	2665	1130	» »
Переходовская	1-р	2355	3297	942	» »
Анисовская	1-р	2020	3074	1054	» »
»	207-п	2158	4600	2442	» »
Вертиевская	6-р	3076	3203	127	» »
Гнединцевская	109-п	4451	4808	357	» »
Леляковская	100-п	3740	4017	277	» »
Седневская	213-п	2365	2662	297	» »
Черниговская	1-о	1587	1791	204	» »

ской площадях. В Видельцевских скв. 1, 2, 3, 4, 5-р и 661-с чередуются мощные (30—50, иногда 100—120 м) пласты эффузивных пород с пачками туфов, количество которых возрастает вверх по разрезу. В нижней части среди эффузивов преобладают базальты, иногда альбитофиры. Кверху они сменяются трахиандезитами, трахитами, ортофирами и риолитами.

На Олишевской площади по скв. 1, 5, 6, 7-р в строении вулканогенных толщ отмечается следующая закономерность. На начальных этапах извержений формировались покровы основных базальтовых лав. Затем отмечается отклонение в сторону образования эффузивных пород более щелочного состава типа ортофиров. На заключительной стадии среди вулканитов зафиксированы туфы кварцевых порфиров.

Наиболее мощные толщи верхнефаменских вулканитов зафиксированы в Анисимовских скв. 1-р и 207-п. В скв. 1-р по эффузивной толще пройдено 1054 м непрерывного разреза, сложенного в верхней части риолитами и риолит-порфирами, которые книзу сменяются кварцевыми порфирами и гранофирами. Такое изменение фаций позволяет предполагать, что скважина находится в зоне эруптивного канала.

В скв. 207-п, которая вскрыла 2442 м эффузивного разреза, отмечаются некоторые особенности. Верхняя часть (инт. 2158—3853 м) сложена риолитами, кварцевыми порфирами, иногда переходящими в гранофиры и гранит-порфиры. С глубины 3853 (до 4600 м, забой) прослеживаются пузырчатые андезиты и красноцветные туфогенные образования. Создается впечатление, что скважина сначала идет по зоне эруптивного канала, заполненного кислыми дериватами заключительной стадии вулканизма, а с глубины 3853 м выходит в вулканический конус, сформированный вулканогенными образованиями более основного состава, излияния которых отвечали начальным стадиям вулканизма.

Более интенсивно верхнефаменская фаза вулканизма проявилась в южной прибортовой и центральной частях впадины. В северной прибортовой зоне она четко не проявилась. Только в Седневской скв. 213-п вулканогенные образования в интервале 2365—2662 м можно условно считать верхнефаменскими.

Судя по преобладающему облику вулканогенных образований, формирование их происходило в наземных условиях.

Интенсивное проявление вулканизма, вероятно, было вызвано общим воздыманием территории Днепровско-Донецкой впадины с образованием зияющих трещин в зонах разломов, по которым и происходили излияния.

О существовании наземных условий свидетельствуют также признаки выветривания и каолинизации эффузивных образований в предкаменноугольное время.

СТРУКТУРА И ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНОВ УЩ

Геологическое строение, вулканизм и металлогенность зоны сочленения Донецкого кряжа с Приазовским блоком УЩ

Геологическое строение

Район относится к двум регионам: Донецкого бассейна, сложенного мощной толщей дислоцированных пород палеозоя, и УЩ, с высоким залеганием поверхности.

Сочленение герцинид с докембрийским блоком происходит по разломам глубокого заложения, которыми и определяются все основные черты геологического строения района. В пределах зоны сочленения выделяются геологические комплексы, соответствующие определенным циклам развития района. Они участвуют в строении двух структурных этажей: интенсивно дислоцированного докембрийского (играющего роль фундамента) с возрастом 2100—1700 млн. лет и герцинского, в состав которого входят относительно слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные

образования и гипабиссальные магматические тела с возрастом 390—180 млн. лет.

Комплексы докембрия и палеозоя перекрыты чехлом рыхлых (юрских, меловых и палеогеновых) отложений.

Докембрийский структурный этаж. Породы докембрия широко распространены. Его блоки ограничены вулканогенно-осадочными образованиями палеозоя в южном направлении и выступают в форме продольных (Стыльский горст) и поперечных (Октябрьский, Камышевахский и Еланчикский горсты) «клавишных» структур вдоль всей зоны с запада на восток (рис. 23, 24). В докембрийском структурном этаже могут быть выделены три главных комплекса пород: 1) останцы биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов и амфиболитов (наиболее древние), 2) крупнозернистые, грубополосчатые мигматиты гранодиоритового состава, известные в Стыльском горсте и по р. Мокрой Волновахе (от с. Максимовки до с. Богдановки), 3) наиболее молодые, с абсолютным возрастом 1700—1800 млн. лет (Елисеев, 1965), граносиениты и ассоциирующиеся с ними породы Кальмиус-Дубовского плутона. Они примыкают с юга к южному Волновахскому разлому и выходят в Стыльском горсте, а также в пределах Еланчикского горста и Покрово-Киреевской структуры.

Герцинский структурный этаж. В его строении участвуют комплексы осадочных и вулканогенных пород девона и карбона, а также посткарбоновые малые интрузии.

Девонская система представлена средним и верхним отделами. Осадочные породы («белый» девон) залегают на размытой поверхности докембрия (Ротай, 1934). Вулканогенный комплекс (антон-тарамская свита, по Д. Е. Айзенвергу и др., 1962) имеет позднеживетский возраст. Свита сложена лавами, лавобрекчиями и туфами преимущественно основного состава, среди которых преобладают базальты (Макухина, 1961; Бутурлинов, Кобелев, 1962). Встречаются известняки, глинистые сланцы и песчаники (Нечаев, Кобелев, Сахацкий, 1960). Мощность свиты 500 м.

Вулканогенный комплекс несогласно перекрыт свитой «серого» девона. По данным А. И. Воробей, она представлена вулканогенно-терригенными псаммитовыми, реже псефитовыми породами с конгломератами в основании. Мощность свиты 150 м. Свита «серого» девона расчленена (Воробей, 1967) на два горизонта: туффитовый — нижний и кремнистый — верхний. Мощность свиты 230—450 м.

Каменноугольная система представлена нижним отделом (доломиты и известняки турнейского яруса мощностью 360 м; доломиты, глинистые сланцы и песчаники визейского яруса мощностью 180 м), трансгрессивно залегающим на девоне и докембрии.

Очень распространены гипабиссальные малые интрузии с абсолютным возрастом 180—290 млн. лет (Усенко, 1958; Макухина, 1961; Зарицкий, 1968), причем приурочены они к разрывным нарушениям (Нечаев, 1959).

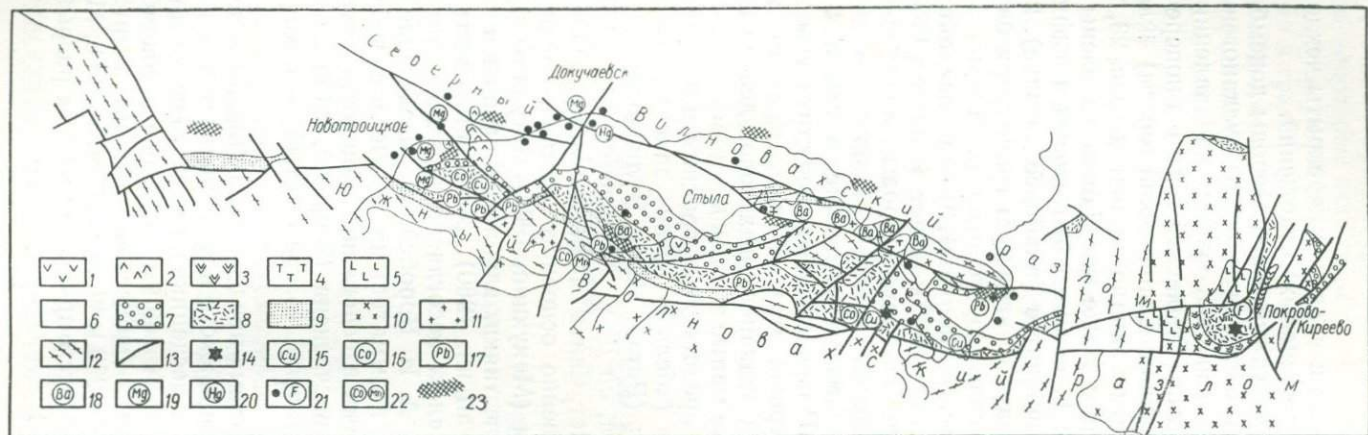


Рис. 23. Схематическая геологическая карта зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком УЩ.

1 — андезиты; 2 — трахиандезиты, трахидациты; 3 — малиниты; 4 — ортофиры, плагиопорфиры; 5 — пироксениты, габбро-пироксениты; 6 — отложения нижнего карбона; 7 — нерасчлененные отложения верхнего девона («бурый» и «серый» девон); 8 — толща основных эффузивов; 9 — осадочные отложения среднего девона («белый» девон); 10 — граниты, граносениты, сиениты; 11 — диориты, гранодиориты, кварцевые диориты; 12 — мигматиты; 13 — тектонические нарушения; 14 — скарны. Проявления рудных комплексов: 15 — медноколчеданного; 16 — кобальтоносного колчеданного; 17 — полиметаллического; 18 — баритового; 19 — доломитового; 20 — ртутного; 21 — флюоритового; 22 — кобальт-марганцевого; 23 — бурые железняки.

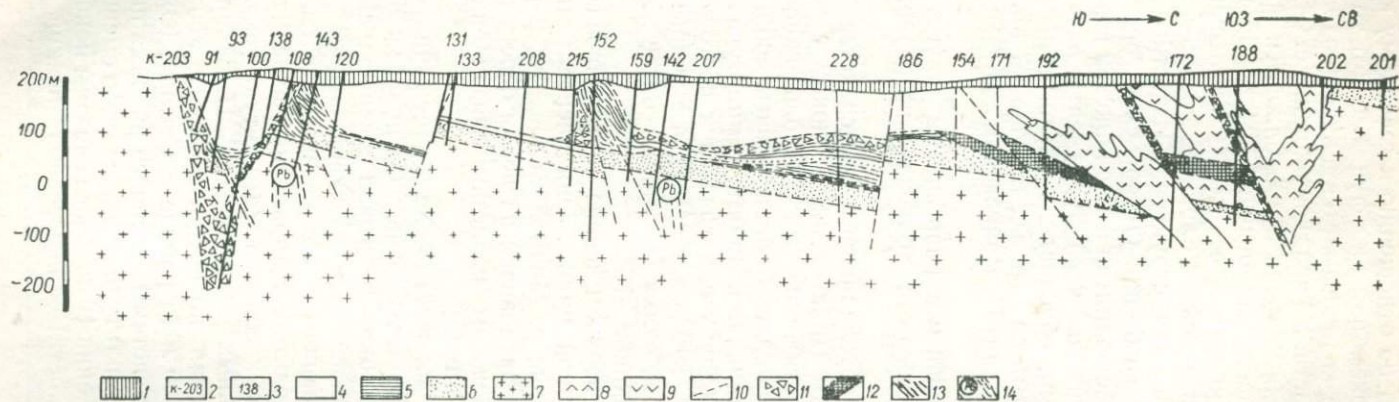


Рис. 24. Геологический разрез вкрест зоны сочленения (вдоль балки Мокрой Мандрыкиной).

1 — отложения кайнозоя; 2 — каналы; 3 — буровые скважины; 4 — основные эффузивы девона; 5 — сланцево-известняковая подсвита «белого» девона; 6 — песчанниковая подсвита «белого» девона; 7 — гранитоиды докембрийского фундамента; 8 — трахидациты; 9 — трахиандезиты; 10 — тектонические нарушения; 11 — зоны брекчии; 12 — скарнированные породы; 13 — жилы кобальтистого пирита; 14 — трещинные зоны со свинцовой минерализацией в породах фундамента.

Резко погружаясь по отношению к северному краю Приазовского блока УЩ, докембрийский фундамент в то же время на протяжении 20 км резко воздымается в виде продольной структуры — Стыльского горста. У западной окраины с. Стылы он погружается под отложения карбона и продолжается под ними далее на запад—северо-запад. Аналогичный выступ имеется также в районе с. Покрово-Киреева. Здесь между Стыльским выступом и северным краем Приазовского блока сформировалась Покрово-Киреевская отрицательная структура. Известны (с запада на восток) и более мелкие блоки: Октябрьский горст, Мандрыкинское и Камышевахское поднятия и Еланчикский горст.

Возникновение этих поднятий фундамента, разделенных между собой опусканиями, обусловлено разломами: Криворожско-Павловским, системами разрывных нарушений Мандрыкинского и Камышевахского поднятий, Войковским нарушением, Грузско-еланчикской зоной.

Наиболее значительными разрывными структурами района являются южный и северный Волновахские разломы донецкого простирания.

Южный разлом обуславливает непосредственную границу между докембрийским Приазовским блоком и палеозойскими образованиями на протяжении 75 км. Вдоль южного крыла разлома участками сохранились незначительные «обрывки» южного крыла девонской синклинали. Видимая амплитуда вертикального перемещения по разлому увеличивается к востоку, составляя в районах с. Ольгинки — 80 м, балки Мокрой Мандрыкиной — 200 м, с. Николаевки — 400 м, балки Цыганки — более 200 м. Угол падения сместителя 45 или 60—75°.

Южный разлом в верхнем девоне контролировал центры (каналы) подъема основной магмы. Они располагались восточнее с. Николаевки в долине р. Мокрой Волновахи, в районе балки Цыганки, в районе с. Васильевки на левом берегу р. Кальмиуса. Пространственно с южным разломом связан ряд проявлений эндогенной минерализации.

Северный разлом включает систему нарушений, ограничивающих с юга и севера Стыльский горст. Он прослеживается на протяжении 75 км. Линейность разрывов северо-западного направления нарушена поперечными дизъюнктивными структурами. Разрывы, ограничивающие с севера и юга Стыльский горст, имеют сбросовый характер. Направление падения сместителей под углом 70° северных сбросов (амплитуда около с. Стылы 150 м) на север, а южных — на юг. По А. П. Скляру, амплитуда вертикального смещения по южному сбросу 350 м (в районе г. Комсомольска) и 600 м (в районе с. Стылы). Южнее г. Доучаевска южный сброс системы северного разлома падает на юго-запад под углом 60°, амплитуда вертикального смещения — 300 м. Мощность зоны дробления 10 м. С нею связаны наиболее мощные безрудные (с поверхности) жильные образования. Встречаются

рудопроявления киновари, флюорита, а также бурого железняка (в прошлом эксплуатировавшиеся).

На длительность формирования разломов в герцинскую эпоху указывает неоднократное внедрение по этой ослабленной зоне даек диабазов, ортофиров, андезитов. Позже формировались мощные кварцевые жилы.

Северо-западные структуры обусловлены более молодыми тектоническими движениями.

По мнению Л. Ф. Лунгергаузена (1941), северо-восточное простираение нарушений является проявлением очень древней тектоники кристаллического фундамента УЩ и прибортовых частей Днепровско-Донецкой впадины.

Примером долгоживущей системы поперечных нарушений является Кальмиус-Еланчикская зона разломов, контролирующая докембрийское сульфидно-редкометалльно-флюорит-карбонатное оруденение и определяющая палеозойскую структуру Покрово-Киреевского участка.

Кроме разрывных нарушений в районе широко развиты пликативные структуры: продольные и поперечные. К первым относятся восточная синклиналь, расположенная между Камышевахским поперечным поднятием и Еланчикским горстом, центральная синклиналь, расположенная между Мандрыкинским и Камышевахским поднятиями, и др. Ко вторым (поперечным) относится восточная поперечная антиклинальная складка (разделяющая восточную и центральную синклинали), которая облекает Камышевахское поперечное поднятие фундамента. Ось складки вытянута на северо-восток и проходит между сс. Стылой и Кипучей Криницей; в том же направлении погружается ее шарнир.

Стратиграфическими уровнями, наиболее благоприятными для межпластовых срывов и надвигов, были подошвы палеозойской толщи и девонского вулканогенного комплекса, низы каменноугольной толщи, где развиваются зоны милонитизации, зеркала скольжения, глинки трения и межпластовые зоны брекчирования. Вдоль тектонических поверхностей развиваются оперяющие (пологие) трещины. С полостями отслаивания в надвигах Новотроицкого участка связаны позднепалеозойские магматические породы (Гребень, 1935).

Вулканизм и петрохимические особенности магматических комплексов

Для Донецкого бассейна выделяются три этапа магматической деятельности, проявившиеся в средне-, позднепалеозойское и мезозойское время. С ними связаны шесть комплексов.

Магматизм среднепалеозойского времени привел к образованию трех комплексов: 1) интрузивного (щелочно-ультраосновные и габброидные породы, D₂), 2) эффузивного (базаль-

Тонкие породы, D_2-D_3) и 3) интрузивного комплекса щелочных пород, D_3-C_1 . Породы первого комплекса представлены штоками и дайками оливинитов, верлитов, пироксенитов, рудных пироксенитов и габбро, развитыми в сложном Покрово-Киреевском массиве на площади 10 км^2 . Он расположен в верховьях р. Грузского Еланчика, западнее с. Покрово-Киреево. Массив разобщен тектоническими нарушениями на три тела. Наиболее крупное образует центральную часть массива; южная часть, по-видимому, смещена в западном направлении по крупному субширотному нарушению Волновахской зоны разломов. От северной части также отторгнуто небольшое тело. По данным гравиметрии, на глубине все три тела представляют единый массив, имеющий общее юго-восточное падение с крутыми контактами. Полная форма интрузии в плане является сложной, близкой к овалу; его длинная ось вытянута в северо-восточном направлении. В современном эрозионном срезе массив выражен блоковыми перемещениями. Контакты с окружающими породами преимущественно тектонические и только в западной части, возможно, интрузивные. На юге и востоке к нему примыкают покровы девонских базальтоидов, а на севере и западе — докембрийские граносиениты.

Отсутствие данных о боковых контактах затрудняет отнесение массива к какому-либо из известных типов. Однако, учитывая концентрически зональное расположение пород в массиве и его форму в плане, можно предполагать, что интрузия имела форму штока, уходящего на значительную глубину. Большая периферическая часть массива сложена пироксенитами, образующими неправильное (несколько суживающееся в восточной части) кольцо. Центральная часть образована габброидами со специфическими особенностями. В краевой зоне (на фоне общего развития пироксенитов) выделяются участки длиной от 400 до 600 м и от 200 до 300 м, сложенные рудными пироксенитами, а также участки, обогащенные оливином (верлиты). Оливиниты в коренном залегании не были обнаружены, но они часто встречаются в обломках эруптивных брекчий (восточнее и южнее массива) и, по-видимому, также участвуют в строении краевой части массива. Внутренняя часть массива также сложно дифференцирована и состоит из плагиоклазовых пироксенитов, габбро-пироксенитов и лейкократовых полосчатых габбро.

Закономерности распределения во внутренней части массива и их взаимоотношения между собой весьма сложны. Между полевошпатовыми пироксенитами и габбро-пироксенитами переходы постепенные. Это позволяет считать их одновременными образованиями. Геологическое положение, явления дробления и метасоматоза, особенности минерального состава и структуры, форма выделения плагиоклазов — все это позволяет отнести полевошпатовые пироксениты и габбро-пироксениты к инъекционным обра-

зованиям, возникшим за счет пироксенитов при воздействии на них остаточных расплавов (плагноклазитов).

С заключительным этапом магматической деятельности, приведшей к образованию сложного массива ультраосновных и габброидных пород, связано образование жильных пород мощностью от нескольких сантиметров до 5 м и более и углами падения 30—50°. Образовались они в определенной последовательности: слюдяные пикриты, лимбургиты, авгититы, одиниты, беербахиты, габбро-порфириты и плагноклазиты, что подтверждается взаимными пересечениями жил. Эти породы обнаружены во всех частях массива и по его периферии в докембрийских граносиенитах. По мере удаления от массива количество жил уменьшается, что подтверждает их генетическую связь с массивом.

По радиологическим данным, их возраст $380-390 \pm 20$ млн. лет, что соответствует среднему девону.

Второй комплекс представлен вулканогенной толщей конца среднего и позднедевонского времени; содержит ксенолиты пород первого комплекса. Нижняя часть разреза сложена эффузивными и взрывными образованиями, а верхняя — ортофирами, кварцевыми порфирами и их вулканокластами. Вулканогенные образования размещаются в терригенной толще раздольненской свиты.

Эффузивные породы основного и ультраосновного состава образуют ряд сложных многостадийных покровов, которые прослеживаются в виде узкой полосы шириной до 6 км на протяжении более 60 км (от ст. Ольгинки на западе до с. Раздольного на востоке) и после небольшого перерыва продолжают дальше к верховьям р. Грузского Еланчика. Они выделены в самостоятельную антон-тарамскую свиту.

Эффузивные породы прорывают отложения николаевской свиты, отнесенной к живетскому ярусу (Обручев, 1947; Айзенберг и др., 1962; «белый» девон, по А. П. Ротаю), а их галька содержится в породах долгинской свиты («бурый» девон, по А. П. Ротаю), возраст которой по фауне и флоре датируется франским временем (Пермяков, Панов, 1962; Ищенко, 1962).

Абсолютный возраст пород покровов 335—365 млн. лет.

Эффузивные породы антон-тарамской свиты лежат на размытой поверхности подстилающих пород вплоть до кристаллических пород докембрия и перекрыты (на различных участках) разновозрастными отложениями: сс. Новотроицкого и Николаевки — породами долгинской свиты, с. Стылы — раздольненской свиты, с. Раздольного — долгинской свиты, а в районе с. Покрово-Киреево — раздольненской свиты девона и карбоном. Стратиграфическое несогласие свидетельствует о том, что перед излиянием лав рельеф района был расчленен и частично выравнен денудационными процессами. В ходе бурной вулканической деятельности наряду с образованием покровов шло их разрушение, которое продолжалось во время формирования вышележащих девонских

вулканогенно-осадочных толщ, и в послекарбоновое время, вплоть до настоящего времени. В связи с этим здесь известны только останцы первоначальной эффузивной толщи ультраосновных и основных пород. В западной и центральной частях района можно выделить до 15 лавовых покровов мощностью от 0,5 до 25 м, но так как это останцы, то проследить их на сколько-нибудь значительном расстоянии не удастся. Разбитые на отдельные блоки, покровы ультраосновных и основных пород, вместе с подстилающими их девонскими осадочными образованиями, залегают моноклиально, погружаясь на СВ под углами 10—20°.

В вертикальном разрезе толща эффузивных пород имеет неоднородное строение. Между сс. Новотроицким и Викторовкой преобладают ультраосновные и основные разности, к востоку от с. Викторовки до с. Раздольного — трахиандезит-базальты, в верховьях р. Грузского Еланчика — базальты. В целом отмечается значительная меланократовость продуктов начальных стадий извержений (лимбургиты, авгититы, щелочно-оливиновые базальты), близких по составу щелочно-ультраосновным породам. В составе продуктов поздних стадий извержений все большую роль играют полевые шпаты, причем их щелочность также увеличивается в верхних горизонтах эффузивной толщи. В связи с этим появляются трахибазальты, трахиандезито-базальты и трахиты (ортофиры) с явно выраженными постмагматическими метасоматическими процессами (альбитизацией).

По минералогическому и химическому составу в породах второго комплекса выделяются две комагматические серии: 1) бесплагноклазовая, щелочно-базальтовая и 2) плагноклазодержащая, трахибазальтовая. К первой относятся щелочные базальты, лимбургиты, авгититы, псевдолейцитовые базальты и лейцитифиры. Во вторую входят пикрит-базальты, эффузивные аналоги полевошпатовых пироксенитов, базальты, андезито-базальты и трахибазальты. В отношении генезиса трахибазальтов мнения авторов расходятся. По данным С. В. Нечаева, они представляют собой внешнюю фацию пропилитов, связанных с гидротермально-метасоматическими явлениями позднегерцинского времени. Н. В. Бутурлинов и другие считают их состав первичномагматическим.

Кроме указанных переходов, между типами пород разных серий наблюдается и некоторая территориальная обособленность, объясняемая, по всей вероятности, структурными особенностями района. Бесплагноклазовая серия базальтоидных пород развита в восточной части района, в верховьях р. Грузского Еланчика; в бассейне р. Мокрой Волновахи более широко развита плагноклазодержащая серия базальтоидных пород.

Одна из характерных особенностей эффузивной толщи — наличие в ней большого количества обломочного вулканического материала, разделяемого на агломератовые лавы, лавобрекчии и (грубо-, средне- и мелкообломочные) туфобрекчии.

Вулканокластические образования в районе с. Новотроицкого составляют около 40% всей мощности эффузивной толщи; в районе с. Николаевки и хут. Веселого — 25; на левом склоне балки Антон-Тарама (по дороге от с. Николаевки до г. Докучаевска) — до 60; в средней части балки Водяной — до 25; у г. Докучаевска — 35; у с. Богдановки — до 60; у с. Стылы — до 7; у с. Раздольного — до 55%. Аналогичное строение толщ и в верховьях р. Грузского Еланчика (например, в районе хут. Вишневого — не более 5% от общей мощности толщ). Туфобрекчии залегают в различных частях эффузивной толщи.

Широкое развитие пирокластических продуктов в эффузивной толще свидетельствует о неравновесных условиях деятельности вулканического очага, о богатстве магмы летучими, выделение которых привело к взрывным явлениям.

Гранулометрический состав туфобрекчий в вертикальном разрезе непостоянный. Количество вулканических угловатых, частично округленных обломков колеблется в пределах 50—80% от общего объема породы. Обломочный материал состоит из пикрит-базальтов, базальтов, трахибазальтов и андезито-базальтов, в той или иной степени измененных, альбитизированных. В районе с. Покрово-Киреева развиты туфобрекчии со щелочным базальтом на пеплово-рудном цементе.

В основании эффузивной толщи иногда встречаются туфобрекчии с обломками вулканических пород и гранитоидов, зерен кварца и полевого шпата. Как правило, туфобрекчии содержат только обломки лав, участвующих в строении покровов, и очень редко обломки пород габбро-перидотит-пироксенитового комплекса и др.

Имеющиеся сведения о строении эффузивно-покровных образований в юго-западной части Донбасса позволяют высказать некоторые соображения о характере вулканической деятельности в этом районе. В условиях сложной блоковой тектоники фундамента в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем в начальный период вулканической деятельности излияние лав имело трещинный характер, что подтверждается площадным развитием продуктов вулканизма. Дайки являются частью питающей системы и связаны, по-видимому, не с единым крупным разломом, а с серией более мелких нарушений, оперяющих главный разлом. Трещинные излияния сменяются переходным (ареальным) типом вулканизма, представленным большим количеством мелких эруптивных шлаковых конусов. Пестрый и непостоянный разрез эффузивной толщи объясняется разобщенностью проявления трещинного и ареального типов вулканизма. Можно предполагать, что существовал стромболианско-вулканский тип извержения. Крупных вулканических построек центрального типа на изученной территории не сохранилось, тогда как следы ареального типа вулканизма проявляются четко. Среди шлаковых конусов, по-видимому, преобладали взрывные образования, причем взрывы проис-

ходили в вулканическом канале на небольшой (несколько десятков метров) глубине среди покровов вулканических пород, а образующиеся при взрыве шлаковые конусы имели небольшую высоту. Взрывы могли быть одноактными или серийными, причем радиус разброса обломочного материала мог быть значительным. Мощность слоя пирокластических пород изменчива. Она зависела от миграции жерла в связи с закупоркой подводящих каналов. Древние вулканические постройки сохранились плохо, но все же они отмечаются в районах с. Николаевки, у балки Василь-Тарама, по балке Цыганке и других местах.

Третий комплекс щелочных пород (их абсолютный возраст 330 млн. лет) представлен субвулканическими телами (штоки малиньитов, нефелиновых сиенитов и дайки тингуаитов, сельвсбергитов, микросиенитов и фонолитондных тефритов). Эти породы прорывают эффузивную толщу антон-тарамской свиты, а их обломки обнаружены в базальных конгломератах нижнего карбона (Зарицкий и др., 1966). Крупные тела их приурочены к сложной горсто-грабеновой структуре в верховьях р. Грузского Еланчика, где в период формирования субвулканических нефелиновых пород тектонический режим отличался большой сложностью и интенсивностью, что привело к образованию разных по составу пород на небольшом по площади участке. Последующие движения разобщили тела нефелиновых пород на отдельные блоки. Наиболее крупное тело щелочных пород площадью около 3,5 км² находится в районе с. Покрово-Киреева и приурочено к узлу пересечения крупных субширотных и субмеридиональных разломов. Контакты массива с севера и востока тектонические; южный контакт массива наклонен к югу (под докембрийские образования) под углом 60—70°.

Большинство мелких массивов — трещинные интрузии, удаленные на значительное расстояние от Покрово-Киреевского массива.

Образование пород шло в такой последовательности: малиньиты, нефелиновые сиениты, микросиениты, тингуаиты, сельвсбергиты и фонолитондные тефриты. Последние часто содержат обломки перечисленных пород. Жилки микросиенитов мощностью до 0,3 м пересекают покровные базальты и малиньиты, а их обломки обнаружены в тингуаитах и фонолитондных тефритах, причем подтверждается их генетическая связь с малиньитами. Тингуаиты, сельвсбергиты и фонолитондные тефриты встречаются в мощных дайках (до 10—15 м) среди девонских эффузивных базальтоидов, но вблизи более крупных тел малиньитов и нефелиновых сиенитов.

Локальное проявление щелочного магматизма завершает сложное развитие в доскладчатый платформенный период развития Донбасса.

Щелочным породам предшествовали эффузивные образования ультраосновного и основного состава. Они связаны близостью

Таблица 20

Средний химический состав основных типов интрузивных пород первого комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,82	41,27	41,86	38,86	42,61	43,16	46,82
TiO ₂	3,24	3,31	4,53	9,05	5,83	5,97	4,61
Al ₂ O ₃	4,28	4,46	4,19	3,58	5,04	3,09	13,73
Fe ₂ O ₃	9,56	7,62	7,95	6,56	5,21	7,12	4,24
FeO	8,28	7,72	8,13	12,97	12,50	8,77	7,62
MnO	0,13	0,17	0,09	0,09	0,05	0,05	0,04
MgO	18,51	18,16	13,57	11,72	11,56	8,51	5,92
CaO	11,61	11,75	14,54	14,23	13,52	10,57	8,82
Na ₂ O	0,27	0,62	0,80	0,74	1,12	2,03	3,06
K ₂ O	0,25	0,54	0,52	0,39	0,60	1,35	1,65
P ₂ O ₅	0,29	0,25	0,17	0,21	1,19	0,29	0,22
NiO	0,11	0,12	0,07	—	—	0,07	—
Cr ₂ O ₃	—	0,20	0,15	0,034	0,06	0,013	0,007
SO ₃	0,03	0,13	0,11	0,20	0,07	0,08	0,11
S	0,28	0,32	0,08	—	—	0,23	—
П. п. п.	4,70	3,58	3,31	1,28	1,56	2,70	2,53
Сумма	100,02	100,06	100,09	100,27	99,92	100,05	99,38

Коэффициенты по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	42,9	44,8	47,2	48,2	48,9	53,0	58,4
<i>a</i>	0,7	1,9	2,4	2,3	3,0	6,3	9,3
<i>c</i>	2,2	1,7	1,4	1,2	1,6	2,8	4,7
<i>b</i>	54,2	51,6	49,0	49,3	46,5	37,9	27,6
<i>j'</i>	27,1	24,6	27,1	32,4	32,3	37,1	40,1
<i>m'</i>	53,0	54,6	42,7	37,4	38,6	37,1	37,0
<i>c'</i>	13,9	21,8	30,2	30,2	29,1	25,8	22,9
<i>n</i>	66,9	66,6	73,8	75,0	75,0	69,2	73,6
<i>t</i>	5,9	6,1	7,5	14,9	9,3	9,4	6,9
<i>Q</i>	-17,8	-16,9	-11,8	-10,4	-9,8	-9,4	-6,5
<i>a : c</i>	0,32	1,08	1,71	1,91	1,87	2,25	1,98

Примечание: 1 — перидотит (верлит), среднее из 14 анализов; 2 — оливин-содержащий пироксенит, среднее из 6 анализов; 3 — пироксенит, среднее из 37 анализов; 4 — рудный пироксенит, среднее из 2 анализов; 5 — полевошпатовый пироксенит, среднее из 14 анализов; 6 — габбро-пироксенит, среднее из 18 анализов; 7 — габбро, среднее из 6 анализов.

возраста, общностью структурных условий образования и геохимических черт. Однако петрохимическое своеобразие этих пород и более позднее их образование (по сравнению с базальтоидными эффузивами) дают основание выделять их в самостоятельный комплекс.

Для петрохимической характеристики изверженных пород трех выделенных среднепалеозойских комплексов вычислены

Средний химический состав основных типов пород второго комплекса

Компо- нент	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	41,85	42,79	43,85	44,06	48,60	49,79	54,03	54,00	64,33	80,56	79,40
TiO ₂	5,18	6,34	5,27	3,46	4,45	3,85	1,80	1,03	0,33	0,62	0,64
Al ₂ O ₃	9,61	10,09	13,18	12,66	14,63	15,89	16,05	17,12	18,24	7,34	8,93
Fe ₂ O ₃	7,00	8,07	9,04	6,09	9,43	9,10	5,06	2,05	0,04	2,43	1,71
FeO	7,09	7,06	5,09	6,09	3,46	2,97	3,22	2,57	1,82	1,71	1,22
MnO	0,10	0,22	0,20	0,16	0,16	0,11	0,11	0,19	0,08	0,04	0,08
MgO	11,42	8,13	6,40	4,55	4,50	3,66	2,85	0,76	1,06	0,69	0,56
CaO	10,84	11,07	7,71	6,81	5,13	4,08	4,23	4,57	0,60	0,62	0,34
Na ₂ O	1,72	2,14	2,70	5,50	3,48	3,23	5,89	3,53	8,58	0,25	0,70
K ₂ O	0,69	1,53	1,99	3,40	2,21	4,32	2,77	8,86	0,30	4,49	4,30
П. п. п.	4,41	2,41	3,76	6,29	4,03	3,26	2,30	4,44	2,27	0,79	1,58
Другие	—	—	—	—	—	—	0,82	0,58	0,07	0,13	0,19
С у м м а	99,91	99,85	99,19	99,41	100,03	99,96	99,13	99,70	99,72	99,57	99,60

Коэффициенты по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	51,1	53,0	56,6	54,7	62,1	63,3	64,13	66,4	71,9	86,8	85,6
<i>a</i>	4,5	6,7	9,2	17,6	11,3	14,1	17,4	21,7	19,0	7,2	7,4
<i>c</i>	4,0	3,8	4,5	0	4,6	4,2	2,3	1,3	0,7	0,7	0,4
<i>b</i>	40,4	36,5	29,7	27,7	22,0	18,4	15,6	10,6	8,4	5,3	6,6
<i>j'</i>	31,0	37,2	44,5	41,0	54,6	61,6	48,9	43,8	39,7	66,3	39,2
<i>m'</i>	47,0	36,8	38,0	28,4	36,6	32,5	32,3	13,0	20,6	20,5	13,8
<i>e</i>	22,0	26,0	17,5	30,6	8,8	5,9	19,3	43,2	—	—	—
<i>a</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	39,7	13,2	47,0
<i>n</i>	79,3	68,0	67,7	71,1	71,0	53,0	76,0	57,7	97,9	5,4	19,3
<i>t</i>	8,5	10,0	8,3	5,5	6,5	5,6	2,5	1,4	0,4	0,6	0,6
<i>Q</i>	-10,8	-11,2	-9,7	-25,8	-3,0	+5,8	-8,3	+11,9	+5,1	+58,5	+56,0
<i>a : c</i>	1,12	1,76	2,04	17,6	2,46	3,34	7,6	16,7	25,6	10,3	13,5

Примечание: 8 — пикрит-базальт, среднее из 30 анализов; 9 — авгитит, среднее из 18 анализов; 10 — базальтоид покровный, среднее из 197 анализов; 11 — псевдолейцитовый базальт, среднее из 2 анализов; 12 — андезито-базальт покровный, среднее из 74 анализов; 13 — трахибазальт, среднее из 10 анализов; 14 — альбитизированный трахибазальт, по Г. А. Макухиной; 15 — ортофир, среднее из 2 анализов; 16 — альбитизированный ортофир (кератофир), среднее из 2 анализов; 17 — кварцевый порфир, среднее из 4 анализов; 18 — туф кварцевого порфира.

средние значения анализов и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (табл. 20, 21, 22).

На диаграмме * интрузивные породы первого комплекса образуют четко выраженную линию с верлитами в нижнем конце и габброидными породами в верхнем. От фигуративной точки перидотитов, которая лежит вблизи оси SB, вариационная линия поднимается вверх — к габброидным породам — отклоняется вправо, указывая на обогащенность более кислых пород этого ряда щелочами (а). В левой половине диаграммы, на плоскости CSB, вариационная линия интрузивных пород в нижнем конце (фигуративная точка перидотитов) отходит от линии SB, что связано с наличием в породах небольшого количества плагиоклаза. Затем в поле рудных пироксенитов вариационная линия приближается к оси SB и вверх постепенно отклоняется влево от этой оси, указывая на обогащение пород (с увеличением их кислотности) полевошпатовой известью (с). Фигуративные точки составов пород располагаются в пределах узкой полосы между линиями, отвечающими типичным известково-щелочным и щелочным сериям, по А. Н. Заварицкому. Они приближаются к переходной кривой, которая разделяет известково-щелочную и щелочную ассоциации пород.

Общая щелочная тенденция для интрузивных пород первого комплекса остается выдержанной как для ультраосновного, так и основного состава. Для интрузивных пород отчетливо выделяется один ряд, в котором натрий преобладает над калием, причем величина отношения Na : К остается довольно

Таблица 22

Средний химический состав основных типов пород третьего комплекса

Компонент	19	20	21
SiO ₂	49,56	48,08	44,16
TiO ₂	1,04	2,15	2,44
Al ₂ O ₃	19,20	16,85	13,67
Fe ₂ O ₃	3,94	6,74	7,32
FeO	2,92	2,70	3,69
MnO	0,30	0,33	0,22
MgO	1,01	1,99	2,58
CaO	3,97	5,43	5,95
Na ₂ O	7,07	6,32	4,40
K ₂ O	7,54	6,60	4,90
P ₂ O ₅	0,10	0,24	0,32
SO ₃	0,33	0,28	0,09
CO ₂	1,71	2,18	7,93
H ₂ O ⁺	0,62	0,38	0,55
Cl	0,05	0,07	—
F	0,29	0,32	0,36
Сумма	99,65	99,66	98,58

Коэффициенты по А. Н. Заварицкому			
<i>s</i>	59,7	57,3	56,6
<i>a</i>	26,8	23,4	18,2
<i>c</i>	1,7	0,9	0,8
<i>b</i>	11,3	18,4	24,4
<i>i</i> '	41,8	43,9	44,2
<i>m</i> '	15,2	19,2	27,0
<i>c</i> '	43,0	36,9	28,8
<i>u</i>	57,2	59,0	57,7
<i>l</i>	1,5	3,3	4,0
<i>Q</i>	-36,1	-34,1	-24,0
<i>a</i> : <i>c</i>	15,7	26,0	22,7

Примечание: 19 — нефелиновый сиенит, среднее из 4 анализов; 20 — малинит, среднее из 8 анализов; 21 — фonoлитoидный тефрит, с. Покрово-Киреево, скв. 311.

* Которая здесь не приводится.

постоянной. Появление отдельных анализов с избытком калия по отношению к натрию связано с развитием в породах метасоматического биотита.

По мере увеличения кислотности пород увеличивается роль железа (f') и снижается роль магния (m') при постоянном значении величины c . Высокое содержание железа отражается в меньшей длине векторов, а постоянство извести, не входящей в состав анортитовой составляющей (c) — в одинаковом их наклоне в плоскости ASB.

В целом для интрузивных пород вариационный ряд представляется в следующей последовательности: оливиниты, перидотиты и оливиновые пироксениты, рудные пироксениты и полевошпатовые пироксениты, габбро-пироксениты и габбро.

В средней части диаграммы вариационная линия интрузивных пород первого комплекса сливается с вариационной линией (III) для эффузивных пород второго комплекса и образует наиболее полный вариационный ряд генетически родственных пород, начинающийся пикрит-базальтами, лимбургитами и авгититами. Ряд заканчивается ортофирами и кварцевыми порфирами.

Для вулканических образований юго-западной части Донбасса отмечается нормальный ход дифференциации основной магмы, который характеризуется: 1) увеличением параметров s и a для более поздних дифференциатов; 2) повышением роли железа (f') и снижением роли кальция по мере увеличения кислотности; 3) увеличением роли калия в поздних дифференциатах, т. е. уменьшением величины n .

По сравнению с породами нормального риолит-базальтового ряда они характеризуются повышенным содержанием щелочей (a), понижением полевошпатовой извести (она может войти в алюмосиликаты — c), более высоким MgO , малым CaO и очень высоким содержанием TiO_2 .

Расположение на диаграмме фигуративных точек жильных пород первого комплекса показывает, что эти породы образуют непрерывный ряд от ультраосновного до среднего состава. Наиболее низко на диаграмме расположены точки биотитовых пикритов; выше всего располагаются точки плагиоклазитов. Вариационная кривая жильных пород на плоскости ASB сливается в нижнем конце с кривой для глубинных пород, а затем постепенно отклоняется вправо, указывая на обогащенность жильных пород щелочами. Для жильных пород щелочность остается выдержанной как для представителей среднего и основного состава, так и для ультраосновных пород, но для первых она возрастает более интенсивно. На левой плоскости вариационной диаграммы А. Н. Заварицкого видно, что жильные породы более бедны кальцием, чем глубинные породы. Наблюдается выполаживание отдельных векторов жильных пород на плоскости CSB, что связано с наличием в них биотита. Избыток щелочей в камптонитах, слюдитах и других породах связан с глубокой переработкой жильных

пород более поздними щелочными растворами и эманациями, выделявшимися при образовании нефелиновых сиенитов. От вариационной линии жильных пород отходит ветвь (IV) щелочных пород третьего комплекса, которая повторяет конфигурацию линии (II) эффузивных пород второго комплекса.

Все вариационные линии выделенных комплексов сливаются в нижнем конце диаграммы, возможно, указывая на исходный состав магмы.

В щелочных породах третьего комплекса К преобладает над Na; отношение $K_2O : Na_2O$ всегда больше 1 (см. табл. 22).

В табл. 23 приводятся (лаборатория ИОНХ АН УССР, г. Одесса) средние содержания микроэлементов в магматических комплексах.

Сопоставление содержаний микроэлементов показывает, что для пород первого и второго комплексов характерно обогащение элементами группы железа (Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co), а также Cu и Zn (в ранних членах комплекса) и обеднение их аксессуарными. В целом в породах первого и второго комплексов содержание Ti и аксессуарных значительно выше кларковых (чем для аналогичных пород). Для щелочных пород третьего комплекса характерны значительно более высокие концентрации фтора и аксессуарных и низкие Ti, Cr, V, Cu, Co и P, чем в породах первого и второго комплексов. Однако, если сравнить содержание элементов группы железа (Ti, V, Cr, Ni, Co) с кларковыми содержаниями этих элементов в щелочных породах, то в породах Донбасса оно значительно выше, тогда как количество аксессуарных редких элементов в щелочных породах не превышает среднего содержания этих элементов в других провинциях.

Указанные сходные признаки позволяют объединить эти комплексы в единую щелочно-ультраосновную — щелочно-базальтоидную формацию устойчивых областей, связанную с длительно развивавшимся (50—60 млн. лет) магматическим очагом.

Появление на конечных стадиях формирования формаций кварцевых порфиров («пантеллеритовая тенденция»), с одной стороны, и фонолитонидных тефритов, малиньитов и нефелиновых сиенитов — с другой, позволяет связывать их образование либо с расщеплением магмы на определенном этапе дифференциации на калиевую и натриевую ветви, либо с далеко зашедшим процессом дифференциации в промежуточном очаге (Гоньшакова и др., 1968).

Магматизм позднепалеозойского времени привел к образованию двух комплексов. Оно связано с заключительными фазами герцинского орогенеза, которые были для Донецкого бассейна главными.

Возникновение более раннего щелочно-базальтоидного комплекса связано с заальской фазой складчатости, проявившейся на границе ранней и поздней перми (Попов, 1963). Породы четвертого комплекса образуют штоки, дайки и межпластовые залежи

Таблица 23

Средние содержания отдельных элементов в магматических комплексах Донбасса и главных типах магматических пород

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ti	3,65	4,30	3,00	1,35	0,60	0,42	0,03	0,90	0,23	0,62
Mn	0,096	0,10	0,154	0,21	0,10	0,08	0,15	0,20	0,06	0,23
V	0,049	0,029	0,037	0,035	0,015	0,010	0,024	0,020	0,004	0,0108
Co	0,009	0,007	0,0041	0,0013	0,005	0,004	0,021	0,0045	0,001	—
Ni	0,021	0,02	0,0072	0,0025	0,018	0,003	0,20	0,016	0,0008	0,0012
Cr	0,044	0,065	0,020	0,009	—	0,010	0,20	0,02	0,0025	0,0028
Zn	0,093	0,040	0,034	0,046	0,042	0,024	0,003	0,013	0,006	0,020
Cu	0,017	0,010	0,013	0,008	0,001	0,002	0,002	0,010	0,002	0,0011
Pb	—	—	0,0021	0,017	—	—	0,00001	0,0008	0,002	0,0015
Be	0,00	0,00	0,00	0,00	—	0,00	0,0000	0,0000	0,000	0,00
Sr	0,02	0,04	0,04	0,22	—	0,04	0,001	0,044	0,03	0,10
Ba	—	0,048	0,17	0,17	—	—	0,0001	0,03	0,083	0,107
Rb	0,0018	0,0050	0,11	0,016	0,010	0,008	0,0002	0,0045	0,020	0,025
Cs	0,0024	0,0020	0,0022	0,0021	0,0019	0,0025	0,00011	0,0001	0,0005	0,00015
Ga	—	—	0,005	0,0033	—	—	0,0002	0,0018	0,002	0,006
Li	—	—	0,00	0,00	—	—	0,0000	0,00	0,00	0,00
B	—	—	—	0,005	—	—	0,0001	0,0005	0,0015	0,0015
Zr	0,018	0,027	0,048	0,099	0,013	0,015	0,003	0,01	0,02	0,363
ΣTR	0,025	0,026	0,043	0,096	0,028	0,021	—	0,0075	0,0145	0,17
Nb	0,0084	0,0100	0,0108	0,029	0,0053	0,0045	0,0001	0,002	0,002	0,0692
Ta	0,0028	0,0025	0,0035	0,0027	0,0025	0,0025	0,0000018	0,000048	0,00035	0,0057
P	0,15	0,26	0,18	0,092	0,18	0,099	0,017	0,14	0,07	0,078
Cl	0,016	0,020	0,022	0,05	0,01	0,023	0,005	0,005	0,024	0,16
F	0,03	0,12	0,10	0,313	0,12	0,08	0,01	0,037	0,08	0,14

Примечание: 1 — интрузивные породы первого комплекса; 2 — жильные породы первого комплекса; 3 — эффузивные породы второго комплекса; 4 — щелочные породы третьего комплекса; 5 — щелочно-базальтоидные породы четвертого комплекса; 6 — андезит-трахиандезитовые породы пятого комплекса; 7, 8, 9 — ультраосновные, основные, кислые породы по А. П. Виноградову; 10 — нефелиновые сиениты, по В. И. Герасимовскому.

среди каменноугольных отложений. К этому комплексу относятся шонкиниты, трахидолериты, монцонит-порфиры, авгитовые керсантиты, плагиопорфиры, трахилипариты, грорудиты.

Возрастное положение пород четвертого комплекса определяется на основании следующих данных: 1) они прорывают каменноугольные отложения до свиты S_3^2 включительно (межпластовая залежь шонкинита около г. Красногоровки). В связи с этим они могут считаться послекарбоновыми; 2) юрские континентальные отложения залегают на размытой поверхности пород этой группы, причем в них обнаружены обломки изверженных пород (шонкиниты в скв. 8345 у г. Красногоровки и монцонит-порфиры в скв. 2655 у с. Марьинки). На основании этих данных можно считать, что они образовались до юры; 3) после образования межпластовые залежи вместе с вмещающими породами участвовали в складкообразовании, в связи с чем появились трещины с зеркалами скольжения и брекчирование изверженных пород (Шахтинский и Южно-Донбасский районы); 4) абсолютный возраст пород этой серии колеблется в пределах 270—290 млн. лет.

Инъекция магмы в толщу каменноугольных пород, по-видимому, произошла после формирования складчатых структур в течение основной (для Донбасса) заальской фазы герцинского орогенеза.

Для изверженных пород щелочно-базальтоидного комплекса могут быть отмечены свои особенности размещения. Во-первых, развитие пород этой группы отдельными полями наблюдается вдоль всей южной части Донбасса — от долины р. Волчьей на западе до долины р. Дона на востоке, причем они обладают одинаковой структурой и составом (Южно-Донецкий и Шахтинский районы). Во-вторых, пликативные структуры не являются определяющими в локализации магматических пород, так как породы комплекса размещаются на южном крыле Кальмиус-Торевской котловины, в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем, на южном крыле и в центральной части Шахтинской котловины.

Более отчетливо устанавливается (Мефферт, 1918) зависимость пермского магматизма от крупных разломов субширотного простирания. Магматические породы размещаются вдоль ослабленных региональных зон северо-западного простирания, заложенных еще в кристаллическом основании. В верхнем структурном этаже подновлялись системы мелких трещин, возникали сопряженные разломы, по которым и нагнеталась магма.

При образовании второго (щелочно-базальтоидного) комплекса направление эволюции магмы шло от основного состава к кислому.

Вулканический цикл, связанный с заальской фазой герцинского орогенеза, начался (как и в девонское время) циклическим внедрением в осадочную толщу магм основного, а затем кислого состава. При этом процесс имел так называемую «пантеллеритовую тенденцию» (Заварицкий, 1950), для которой характерно по-

явление пересыщенных щелочами пород с избытком SiO_2 (горудиты). На вариационной диаграмме кривая пород четвертого комплекса проходит левее кривой второго комплекса, и в правой верхней части диаграммы кривая выполаживается.

Для магматических пород пермского возраста характерны более низкие содержания элементов группы железа (Ti, V, Cr, Ni, Co, Mn), а также аксессуарных по сравнению с базальтоидными породами щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации (см. табл. 22). По сравнению со средним типом основных пород, по А. П. Виноградову (1962), в породах рассматриваемого комплекса отмечается повышенное содержание аксессуарных и более низкое — Co и Ni.

Рассмотренный комплекс пород можно отнести, по Ю. А. Кузнецову (1964), к габбро-монзонит-сиенитовой формации подвижных зон (табл. 24).

На границе перми и триаса вдоль зон разломов и складок субмеридионального направления образовались межпластовые и другие залежи андезитов, трахиандезитов и близких к ним пород.

Породы андезит-трахиандезитового комплекса встречаются вдоль южной окраины Донбасса повсеместно. Помимо известных выходов по рр. Тузову, Большому и Малому Несветаю, Кадамовке, Грушевке, Аюте, Мокрой Волновахе, эти породы были встречены скважинами в бассейнах рр. Маныча, Грузского Еланчика в Шахтинском и Южно-Донбасском районах.

Иногда наблюдается приуроченность магматических пород к поперечным субмеридиональным складкам и дизъюнктивным нарушениям. Так, в юго-восточной части Донбасса большинство магматических пород тяготеет к поперечным поднятиям в Несветаево-Шахтинской котловине и сопровождающим эти поднятия разломам. В районе р. Тузова породы тяготеют к воздыманию оси котловины; на р. Аюте с этим воздыманием связаны выходы магматических пород по рекам Малому Несветаю, Аюте и Грушевке. Между рр. Кадамовкой и Мокрым Корчиком наблюдается поперечное поднятие и здесь широко развиты магматические породы. И, наконец, в районе долины р. Дона ось складки испытывает еще одно воздымание, сопровождаемое поперечными дизъюнктивными нарушениями и магматическими породами. В юго-западной части Донбасса связь пород андезит-трахиандезитового комплекса с дизъюнктивными нарушениями субмеридионального направления (Новотроицкий, Камышевахский и Войковский разломы) более отчетливая. Встречаются дайки, приуроченные к субмеридиональным складкам.

В известняках нижнего карбона Покрово-Киреевского грабена межпластовые залежи прослеживаются вдоль всего западного крыла крупной пологой синклинали складки на протяжении около 4 км. Они приурочены также к оси субмеридиональной Новомихайловской антиклинали, ось которой проходит между сс. Новотроицким и Новомихайловкой. Большинство магматиче-

Таблица 24

Средний химический состав основных типов пород четвертого комплекса

Компонент	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	51,34	52,20	54,39	48,00	61,43	68,80	74,67
TiO ₂	0,78	1,17	1,17	1,07	0,38	0,45	0,54
Al ₂ O ₃	11,96	13,13	14,85	12,49	18,34	14,26	7,64
Fe ₂ O ₃	4,62	4,82	6,87	3,49	2,50	1,51	5,48
FeO	4,86	4,72	3,28	5,31	1,42	0,94	2,12
MnO	0,10	0,13	0,09	0,20	0,10	0,04	0,09
MgO	10,37	6,48	4,38	8,44	0,94	1,66	0,32
CaO	6,19	7,68	5,61	8,78	1,65	2,12	0,27
Na ₂ O	2,25	2,57	2,43	2,22	5,48	3,98	3,92
K ₂ O	3,80	3,73	4,38	2,61	5,22	4,97	4,47
P ₂ O ₅	—	—	—	0,36	0,06	0,17	—
CO ₂	1,08	2,55	0,79	4,58	1,25	—	0,42
H ₂ O ⁺	2,37	1,24	2,07	2,02	0,72	0,72	0,72
SO ₃	0,15	0,12	0,13	0,15	0,11	0,09	—
Сумма	100,14	100,54	100,44	99,70	99,66	99,97	99,97

Коэффициенты по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	57,2	61,0	64,1	57,0	71,7	77,1	82,8
<i>a</i>	10,1	11,1	12,0	8,8	20,0	15,6	9,9
<i>c</i>	2,7	3,3	4,1	4,2	2,1	1,5	4,7
<i>b</i>	30,0	24,6	19,8	30,0	6,2	5,8	2,6
<i>i'</i>	27,8	35,4	47,0	28,0	60,7	35,6	69,3
<i>m'</i>	56,8	44,6	38,5	49,3	25,8	47,1	17,9
<i>c'</i>	15,4	20,0	14,5	22,7	13,5	17,3	12,8
<i>n</i>	47,3	51,0	45,3	55,6	61,6	54,8	36,7
<i>l</i>	1,2	1,7	1,6	1,7	0,49	0,5	0,65
<i>Q</i>	-8,5	-3,5	+0,1	-7,8	1,3	+21,5	+41,1
<i>a : c</i>	3,7	3,4	2,9	2,1	9,6	10,4	2,1

Примечание: 22 — шонкинит, среднее из 5 анализов; 23 — трахидолерит, среднее из 2 анализов; 24 — монзонит-порфир, среднее из 3 анализов; 25 — авгитовый керсанит, среднее из 4 анализов; 26 — плагиопорфир, среднее из 6 анализов; 27 — трахилипарит, среднее из 8 анализов; 28 — грорудит, среднее из 3 анализов.

ских тел андезит-трахиандезитового комплекса представлено межпластовыми залежами и пологопадающими дайками суммарной мощностью по отдельным скважинам до 120 м; размер залежей в плане около 1—10 км² (например, в Шахтинском районе межпластовая залежь андезита занимает площадь около 12 км²). Лакколиты и штоки ассоциируют с девонскими отложениями и известняками нижнего карбона, а межпластовые тела — с песчано-глинистой углистой и частично известковистой толщей карбона.

Таблица 25

Средний химический состав основных типов пород пятого комплекса

Компонент	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	51,60	59,32	63,04	65,60	57,56	64,03	62,56
TiO ₂	0,86	0,60	0,61	0,47	0,70	0,44	0,52
Al ₂ O ₃	14,80	15,00	16,50	15,80	15,28	14,76	16,28
Fe ₂ O ₃	2,68	2,34	1,40	1,87	2,70	0,93	1,73
FeO	6,00	3,64	1,84	1,35	3,97	2,00	2,91
MnO	0,15	0,05	0,05	0,08	0,10	0,04	0,04
MgO	5,00	2,90	2,48	1,42	2,60	1,22	1,47
CaO	7,90	5,70	3,95	4,26	5,02	4,35	3,11
Na ₂ O	2,97	4,07	4,89	3,48	3,65	2,34	4,25
K ₂ O	2,20	1,75	1,17	2,00	3,95	4,52	5,27
P ₂ O ₅	0,20	0,16	0,30	0,28	0,23	0,18	0,23
SO ₃	0,30	0,18	0,10	0,05	0,20	0,08	0,03
П. п. п.	4,54	4,45	3,56	3,70	3,80	5,20	0,84
Сумма	99,20	99,53	99,89	100,36	99,75	100,09	99,83

Коэффициенты по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	62,4	70,7	74,6	77,9	68,0	77,1	72,4
<i>a</i>	10,2	12,0	12,9	10,9	14,2	12,3	17,1
<i>c</i>	5,3	4,5	4,9	5,4	3,5	4,2	2,8
<i>b</i>	22,1	12,8	7,6	5,8	14,3	6,4	7,7
<i>j'</i>	38,2	44,7	41,2	52,4	44,0	45,0	55,8
<i>m'</i>	40,1	40,2	57,9	42,7	32,0	33,7	32,4
<i>c'</i>	21,7	15,1	0,9	—	24,0	21,3	11,8
<i>a'</i>	—	—	—	4,9	—	—	—
<i>n</i>	67,5	78,0	86,0	72,8	58,6	44,1	55,3
<i>t</i>	1,26	0,80	0,76	0,55	0,95	0,43	0,87
<i>a : c</i>	1,92	2,67	2,63	2,0	3,97	2,94	6,1
<i>Q</i>	-0,9	+12,9	+18,5	+28,6	+3,0	+25,4	+7,8

Примечание: 29 — андезито-базальт, среднее из 9 анализов; 30 — андезит, среднее из 18 анализов; 31 — андезито-дацит, среднее из 9 анализов; 32 — дацит, среднее из 6 анализов; 33 — трахиандезит, среднее из 27 анализов; 34 — кварцевый латит, среднее из 4 анализов; 35 — трахидацит, среднее из 8 анализов.

Среди андезит-трахиандезитового комплекса выделены андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, трахиандезиты и трахидациты.

На основании 90 химических анализов вычислены средние составы главных типов пород комплекса и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (табл. 25). На петрохимической диаграмме породы комплекса разделяются на две группы: 1) породы, фигуративные точки которых размещаются вдоль вариационной кривой типа пород Иеллоустонского парка — андезито-базальты, андезито-дациты, дациты (щелочноземельный тип

с преобладанием Na_2O над K_2O); 2) породы, относящиеся к более щелочному ряду переходных пород типа Этны, в которых K_2O преобладает над Na_2O — трахиандезиты, трахидациты, кварцевые латиты. Наиболее ранними, по-видимому, являются породы второй группы.

Породы комплекса содержат одни и те же микроэлементы. Содержание возрастает с увеличением в породах щелочей. В породах первой группы их (в %) 0,06—0,007; второй — 0,014—0,020; фтора в первой группе 0,02—0,08; второй — 0,08—0,14; меди — 0,001—0,004; цинка — 0,01—0,05; кобальта — 0,001—0,005; никеля — 0,003—0,005 и т. д.

Содержание микроэлементов в рассматриваемых породах свидетельствует в пользу образования их из единого магматического очага.

Характерной особенностью пород андезит-трахиандезитового комплекса является очень слабое контактное воздействие их на вмещающие осадочные породы. Так, песчано-сланцевые породы изменяются лишь на 2—3 см от контакта; угли антрацитовые (в восточной части Донбасса) также испытывают небольшие изменения. В Южно-Донбасском районе, где развиты газовые угли, при внедрении магмы по пласту уголь частично сжигается, частично превращается в кокс. Если магматическое тело отделяется от угольного пласта даже небольшим прослоем осадочной породы, изменения в угле оказываются незначительными. В других разрезах контактные взаимоотношения могут быть иные. В пестроцветных отложениях верхнего триаса Кальмиус-Торецкой котловины встречены обломки андезита совместно с другими магматическими породами, развитыми в юго-западной части Донбасса (Бутурлинов, Соколова, 1964). Однако породы андезит-трахиандезитового комплекса прорывают отложения верхнего карбона (левобережье р. Дона), иногда секут породы пермского щелочно-базальтоидного комплекса и содержат ксенолиты этих пород. Структурный контроль пород андезит-трахиандезитового и щелочно-базальтоидного комплексов различен.

Абсолютный возраст этих пород 200—230 млн. лет. Андезит-трахиандезитовый комплекс связан, по-видимому, с пфальцской фазой орогенеза, имевшей место на границе перми и триаса.

В шестой комплекс выделяются мончикиты, камптониты и одиниты бассейна р. Миуса; ранее эти породы относились к пермскому щелочно-базальтоидному комплексу (табл. 26).

Прямых геологических данных для определения возраста этих пород нет. Известно лишь, что они прорывают нижне- и среднекаменноугольные отложения, а верхнемеловые образования залегают на размывтой поверхности дайки мончикита (с. Успенское). В Шахтинском районе биотитовые камптониты были встречены совместно с монционитом—порфирами, в связи с чем они объединяются в единый комплекс. Возраст мончикита и камптонита из даек балки Калиновой и горы Панской в бассейне р. Крынки равен

160±12 млн. лет (Гоньшакова, 1967). Таким образом, образование лампрофиров в бассейне р. Миуса связано с киммерийским орогенезом (J₃—C₁). Они выделяются в самостоятельный ранне-

Таблица 26

Средний химический состав основных типов пород шестого комплекса

Компонент	36	37	38
SiO ₂	42,15	48,77	42,21
TiO ₂	1,24	1,48	2,14
Al ₂ O ₃	11,91	13,95	13,79
Fe ₂ O ₃	3,72	6,86	6,02
FeO	7,02	4,67	4,75
MnO	0,21	0,13	0,18
MgO	14,00	9,77	4,75
CaO	8,47	11,46	11,10
Na ₂ O	1,72	2,79	1,86
K ₂ O	2,52	1,44	0,39
CO ₂	3,24	1,47	6,70
H ₂ O ⁺	2,11	3,41	3,07
SO ₃	0,20	0,34	0,34
P ₂ O ₅	—	0,76	—
Cl	—	0,86	—
F	—	0,40	—

Сумма | 99,51 | 99,79 | 100,0

Коэффициенты по А. Н. Заварицкому

s	48,8	49,1	55,0
a	7,4	8,5	5,1
c	4,3	5,4	7,6
b	39,5	37,0	32,3
i'	25,2	23,2	34,0
m'	59,7	46,3	43,3
c'	15,1	24,5	22,7
n	50,0	74,2	88,2
z	2,1	2,7	3,7
Q	-21,5	-24,2	-7,5
a : c	1,7	1,6	0,7

Примечание: 36 — биотитовый камптонит, среднее из 2 анализов, р. Кадамовка; 37 — мончикит, среднее из 11 анализов, р. Крынка; 38 — одинит, среднее из 8 анализов, бассейн р. Крынки.

пенчатая. Встречаются дайки, которые пересекают контакты различных пород, иногда смещают их. В мощных дайках наблюдается трещиноватость вдоль их простирания; она совпадает с направлением трещин во вмещающих породах. Существенных контактных изменений боковых пород не происходит. Изредка в

мезозойский щелочной базальтоидный комплекс.

Дайки мончикитов и камптонитов сосредоточены у с. Белояровки по обоим берегам р. Крынки и впадающим в нее балкам Крутякам, Голодаевой, Водяной, Мокрой, Калиновой, Аганковой, Широкой, Камышевахе и у сс. Успенского, Большого Мешкова и Калинового. Дайки мончикита есть в Снежнском районе (шахта 32п).

Характерная особенность условий залегания даек мончикита и камптонита — отчетливая их связь со сбросовыми трещинами. Дайки встречаются группами или одиночно вблизи крупных сбросов Нижнекрынской зоны. Как правило, они располагаются под углом 70° к простиранию нарушений (СВ 5—20 или СЗ 330°). Иногда наблюдаются сбрасыватели, выполненные изверженной породой. Обычно дайки секут вмещающие их породы вкрест простирания или составляют угол в 60—90°. Протяженность даек 10—80 м, мощность от 0,5 до 3,0 м. Дайки, следующие по направлению трещин при переходе из одних пород в другие, не смещают контактов. Они нередко прерываются у слоев песчаников и быстро выклиниваются. Форма даек ступенчатая.

изверженных породах встречаются ксенолиты осадочных пород, не испытывающие какого-либо оплавления.

Значительный интерес представляет дайка мончикита, обнаруженная в балке Соленой, в 1,5—2,0 км западнее с. Алексеевки (бассейн р. Крынки). Ее протяженность 30 м, мощность 3 м; простирание СВ 15°. Контакт со вмещающими глинистыми сланцами очень резкий. Дайка представлена выветрелым мончикитом, в котором встречаются остроугольные и овальные ксенолиты гранитоидных пород, размером от 5 до 30 см. Изменения в них представлены мелкозернистым полевошпатовым агрегатом в виде жилок и оторочек по границам зерен.

Выходы одинитов известны по р. Камышевахе (в восточном замке Амвросиевского купола) и контролируются крупным Мариновским надвигом с амплитудой смещения 400 м. За пределами купола подобные породы были обнаружены еще в 1935 г. в районе с. Новопавловки, близ плотины. Позднее они были встречены в бассейне р. Глухой (Якжин, 1952). Различий в их минералогическом составе и структуре не наблюдается. Одиниты по р. Камышевахе встречены в виде межпластовых залежей (мощностью 0,15—1,5 м) или простых и сложных даек. Они обычно залегают согласно с осадочными породами. Крупная залежь (рассеченная иногда на 1—2 тела) прослежена более чем на 4 км, причем она участвует, вместе с вмещающими породами, в строении складчатой структуры. Дайки имеют северо-восточное простирание, крутые углы падения (70—90°) и мощность от 0,2 до 10 м. Они залегают среди глинистых сланцев и песчаников свиты С₁⁵. По геофизическим данным (трест «Артемгеология»), сотни даек мончикитов и одинитов образуют мощную тектоническую зону шириной 13—20 км, которая протягивается в северо-восточном направлении от зоны нижнекрынкских сбросов к Нагольному кряжу. Эта широкая ослабленная зона пронизана множеством даек, которые обнаружены в бассейне р. Глухой (одинит) и в Снежнянском районе (мончикит).

Формирование даек мончикитов, камптонитов и одинитов происходило в условиях растяжения. Трещины, по которым внедрилась магма, в этот момент открывались.

Подводящими каналами для магмы были крупные разломы северо-восточного простирания в пределах кристаллического основания, а локализовалась она по системам приоткрытых параллельных трещин в верхнем структурном этаже. Магма обладала большой подвижностью. В некоторых случаях внедрение носило взрывной характер, о чем свидетельствуют дайки с обломками гранита.

Породы рассматриваемого комплекса не образуют непрерывного петрохимического ряда, аналогичного другим комплексам, и располагаются в нижней части диаграммы. При сравнении их химического состава со средними типами пород, по Дэли, заметно пониженное содержание в них щелочных компонентов.

Несмотря на сравнительно хорошую изученность зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком УЩ с общегеологических позиций, долгие годы этот район оставался слабо исследованным в отношении металлоносности. Сведения о рудных проявлениях ограничивались лишь единичными работами А. П. Ротая, Е. О. Новик, Т. Е. Лапчик, И. С. Усенко.

Первой попыткой освещения металлоносности зоны сочленения являются работы С. В. Нечаева (1958, 1959, 1960, 1961). Описанию новых находок различных рудопроявлений посвящены исследования Н. В. Бутурлинова и Б. С. Панова (1959), А. Я. Древина и А. И. Зарицкого (1962, 1963).

В зоне сочленения известны многочисленные рудопроявления, среди которых по вещественному составу выделяются 11 рудных комплексов: титановый, медноколчеданный, полиметаллический, баритовый, ртутный, флюоритовый, редкометальный, железорудный, кобальт-марганцевый.

По генетическому признаку отмеченные рудные комплексы принадлежат к следующим типам: магматическому, контактово-метасоматическому (скарновому), гидротермально-метасоматическому и гипергенному.

Непосредственно с магматическими породами связано сингенетическое выделение в них рассеянных минералов титана и меди (с железом), иногда фтора и др. На аномальную титаноносность девонского вулканического покрова указывали И. С. Усенко, Л. Г. Бернадская и Г. А. Макухина (1964). Среднее содержание TiO_2 в этих породах 4,5—5,0% (Бутурлинов, Панов, Кобелев, 1964); нередко встречаются породы с содержанием TiO_2 10—12%. К ним относятся пироксениты Покрово-Киреевского участка (Борисенко и др., 1960). Концентрируется титан в ильмените, титаномagnetите и титанавгите (Макухина, 1961).

Проявление минерализации контактово-метасоматического (скарнового) типа известны в Новотроицком, Покрово-Киреевском участках, по балкам Антон-Тараме и Цыганке, причем они характеризуются существенными различиями своих составов.

Скарны Покрово-Киреевского участка имеют везувиан-гроссуляровый состав и приурочены к контактам даек андезита с нижнекаменноугольными известняками. Скарны в балке Антон-Тараме приурочены к брекчии в надвиге пород фундамента на девонские образования. Для скарнов характерен везувиано-гранатовый состав и интенсивная флюоритизация.

Скарны Новотроицкого участка локализованы в ореоле термального воздействия интрузии трахиандезито-трахидацитов на вмещающие породы. Местоположение контактового ореола в основных породах четко определяется контуром отрицательной магнитной аномалии интенсивностью до 2000 γ (Нечаев, Бондаренко, 1960). Скарнированию подвергались основные породы, в

то время как осадочные образования только перекристаллизовывались. Скарновая ассоциация минералов представлена андрадитом и пироксеном. По периферии развита эпидото-альбит-актинолитовая ассоциация с хлоритом, карбонатом и сульфидами (эпидозиты и пропилиты).

Со скарнами и ассоциирующимися с ними эпидозитами и пропилитами, локализованными в основных эффузивах, связан железорудный (магнетит и гематит) и медноколчеданный комплексы. Последний развит более широко. В пропилитизированных породах содержание меди достигает 1% при содержании железа 20, серы 15 процентов (Нечаев, 1959; Нечаев, Бондаренко, 1960). До 0,3% меди установлено в пропилитах (с пиритом, халькопиритом и халькозином) на участке балки Цыганки (Бондаренко, 1964).

Гидротермально-метасоматический тип минерализации в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем распространен наиболее широко, и с ним связаны собственно колчеданный (и кобальтоносный), медноколчеданный, полиметаллический, баритовый, доломитовый, ртутный и флюоритовый комплексы.

Кобальтоносный колчеданный комплекс представлен массивными крутопадающими жилами кобальтоносного пирита, найденного на Новотроицком участке (Нечаев, 1959, 1961) и связанного с околоскарновыми пропилитами. Жилы локализованы в надинтрузивной зоне трещиноватости субмеридионального направления висячем боку надвига. В отличие от последних пиритовые жилы из вмещающих основных эффузивов переходят в породы самой интрузии. Жилы представлены пиритом, гематитом, магнетитом (мушкетовит), актинолитом, хлоритом, кальцитом; они отличаются низким содержанием меди.

Признаки кобальтоносного колчеданного комплекса установлены также на участке балки Цыганки.

Медноколчеданный комплекс, связанный с пропилитизацией скарнов, рассмотрен выше. Имеется несколько иное медное оруденение. Оно связано с кальцитовыми жилами, удаленными от участков скарнирования. В восточной части района (с Раздольное) жилы с медным оруденением приурочены к южному Волновихскому разлому и локализованы в девонских основных эффузивах (Панов, 1959). В жилах обнаружены кварц, полевые шпаты, халькопирит, борнит, гематит, ковеллин, куприт, азурит и малахит. На этом участке содержание меди (в штучных пробах) 8,61%, свинца — 0,03, цинка — 0,027%. В халькопирите и борните спектральным анализом установлены олово и молибден (до 0,1%), серебро (до 1%).

В палеобазальтах с миндалекаменной структурой развит вкрапленный тип медного оруденения. Куприт, малахит, самородная медь, халькопирит нередко образуют зональность от периферии до центра миндалины. Наиболее значительные рудопроявления медноколчеданного типа тяготеют к палеовулканическим

аппаратам центрального типа Новотроицкого участка и балки Цыганки. Б. С. Пановым установлена медная минерализация в отложениях «бурого» девона.

Наиболее вероятным источником меди служили палеобазальты. В песчаниках и конгломератах развиты ковеллин, халькозин, куприт, малахит, гематит, кальцит и барит. Нередко они концентрируются вокруг растительных остатков.

Все приведенные данные о проявлениях медной минерализации в зоне сочленения подтверждают выводы А. Д. Архангельского (1932) о наличии здесь коренных источников меди. Они могли также служить исходным материалом для образования пермских медистых песчаников Донецкого бассейна.

Собственно колчеданный комплекс в зоне сочленения представлен стратиформными, существенно пиритовыми залежами в турнейских карбонатных породах. Повсеместный характер пиритизации в доломитовой толще турнейского яруса неоднократно отмечался А. П. Склярюм. Однако масштабы этого оруденения все еще остаются невыясненными. Значительные скопления слоистой-метасоматического пирита установлены бурением около балки Гадючей.

Проявления полиметаллического комплекса широко распространены. Они характеризуются двумя морфологическими типами — стратиформным и секущим.

Стратиформные проявления полиметаллов приурочены исключительно к основанию (песчаниковая подсвета) среднедевонского осадочного комплекса, залегающего на выветрелых породах докембрийского фундамента. Рудные минералы представлены галенитом и марказитом.

Среди жильных (секущих) проявлений полиметаллического оруденения различаются две группы: одна связана с доломитом, другая — с кальцитом. Доломитовые жилы с полиметаллическим (преимущественно свинцовым) оруденением приурочены к нарушениям южного Волновахского разлома. Наиболее интенсивно они проявлены в поперечных нарушениях. Локализуются доломитовые жилы исключительно в кислых породах докембрийского фундамента и базальном горизонте «белого» девона. Жилы массивные состоят из доломита и кварца. Сульфиды представлены пиритом, очень редко сфалеритом. Иногда галенит образует руды, в которых содержание свинца достигает 2%. Пространственно с доломитовыми жилами совпадает интенсивное окварцевание пород обоих крыльев южного Волновахского разлома; прожилки кварца содержат те же сульфиды, что и доломитовые жилы.

Кальцитовая жила с сульфидами (сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, джемсонитом и блеклой рудой), пока единственная в районе, установлена в 1963 г. Б. С. Пановым в восточной части района среди нижнекаменноугольных отложений в пространственной связи с северным Волновахским разломом

(ветвь, ограничивающая Стыльский горст с юга). В жиле высокое содержание сурьмы — 0,72%. Это рудопроявление отличается от доломитовых жил характером жильного карбоната, ведущей ролью цинка и высоким содержанием сурьмы и серебра (0,29%).

Сульфидные руды связаны также с железными шляпами. Бурые железняки из карстовой полости на 1 Доломитном руднике в пос. Новотроицком отличаются, например, высоким содержанием цинка (до 2%), мышьяка (до 0,3%) и сурьмы (0,03%) (Нечаев, 1961).

По набору элементов-примесей проявления в нижнекаменноугольных отложениях зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком приближаются к полиметаллам Нагольного кряжа.

Баритовый комплекс известен преимущественно в пределах Стыльского горста, где он приурочен к трещинным зонам системы северного Волновахского разлома в докембрийских гранитоидах. Рудные тела представлены жилами, прожилками, гнездами и неправильными телами, невыдержанными по падению и простиранию; их мощность от нескольких миллиметров до 20 см.

По минералогическому составу А. Ф. Порохненко (Приазовская экспедиция) выделяет руды: существенно баритовые (содержащие 80—98% сульфата бария); кварцево-баритовые (40% сульфата бария и до 20% окиси железа). Содержание окиси стронция в баритовых фракциях колеблется от 0,04 до 2,25%. Отмечалась также сульфидная минерализация (халькопирит, борнит, галенит). Спектральным анализом выявлены аномальные содержания сурьмы, никеля, молибдена, олова и серебра.

Баритовая минерализация в породах палеозоя встречается редко. Наиболее значительные выделения установлены в брекчии базальта-анамезита (балка Антон-Тарама). Минерализация представлена (Нечаев, 1961, 1963) стронциобаритом (окиси стронция 10%).

Доломитовый комплекс занимает стратиграфическое положение от свиты «белого» девона до нижней части турнейского яруса (зона S_1^b) включительно. Наблюдается связь высокосортных доломитов с зонами тектонических нарушений и гипабиссальными интрузиями, а также сопряженность процессов доломитизации и рудообразования (Нечаев, 1959).

Ртутный комплекс относится к открытиям последних лет. Кинноварь отмечалась в протоочках из осадочных пород нижнего карбона (Айзенберг, 1958), а также из девонских основных эффузивов (Бутурлинов, Кобелев, 1962). В 1966 г. геолог В. Н. Тимошенко открыл ртутное оруденение на Восточно-Доломитном руднике (Бойчук и др., 1968). Здесь выявлено несколько точек с кинноварью и ореолы рассеяния повышенных содержаний ртути в турнейских карбонатных породах. Кроме того, ореолы установлены в делювиально-пролювиальных отложениях.

Геологоструктурное положение участка с ртутным оруденением определяется пересечением систем различно ориентированных разрывных нарушений: субширотного северного Волновахского разлома и поперечного Первомайского надвига. На Восточно-Доломитном руднике ртутная минерализация образует полосу субширотного простирания, тяготеющую к одному из сбросов системы северного Волновахского разлома. В лежащем боку сброса вскрыты гидротермально измененные девонские основные эффузивы, в которых наблюдаются прожилки кварца, доломита, флюорита и прожилково-вкрапленная пиритизация. Залегающие выше карбонатные породы турнейского яруса с ртутью раздроблены, осветлены, перекристаллизованы и кальцитизированы. В местах интенсивной трещиноватости доломиты затронуты выветриванием, иногда разрушены до состояния дресвы, где отмечаются повышенные содержания киновари. Наибольшее скопление киновари в нижней части разреза современных рыхлых отложений отмечается в тех случаях, когда они залегают непосредственно на доломитах и доломитизированных известняках.

Максимальные содержания ртути отмечаются в глинах, обогащенных углефицированными остатками флоры, залегающих на доломитах и выполняющих все углубления на поверхности их выветривания.

С глубиной ртутная минерализация в коренных породах затухает.

Проявления флюоритового комплекса установлены на всем протяжении зоны сочленения — от Криворожско-Павловского разлома на западе до Грузскоеланчикской зоны на востоке. Они представляют карбонатно-флюоритовую формацию. Различие в распределении флюорита наблюдается к востоку и западу от Еланчикского горста. В восточной части зоны концентрация плавиновых руд существенная; в западной — мелкие проявления флюоритовой минерализации (Панов, 1965; Зарицкий, 1965).

Проявления редкометального комплекса установлены в пределах Покрово-Киреевского участка А. М. Стрёмовским. Оруденение сопровождается новообразованным кварцем, флюоритом, карбонатами, гидрослюдами, пиритом и халькопиритом. В ряде случаев калишпатизированные породы сохраняют реликты своих первичных структурно-текстурных особенностей. Исходными породами, по которым происходила калишпатизация, были нефелиновые сиениты, базальтоиды и эруптивные брекчии.

Гипергенное оруденение представлено бурами железняками, кобальт-марганцевым оруденением и бокситами.

Формирование рассмотренных рудных комплексов (исключая гипергенный) связано с герцинским тектономагматическим циклом, о чем свидетельствуют геологические и изотопные данные.

Следует подчеркнуть особую потенциально металлоносную роль вулканогенных образований зоны сочленения. Об этом сви-

детельствуют повышенные содержания титана, фтора, меди, никеля, кобальта и др.

Изложенные обобщенные данные о геологическом строении, вулканизме и металлоносности зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком УЩ подтверждают прогноз о перспективности этого рудного района.

Особый интерес представляет металлоносная зона, пространственно совпадающая с северным Волновахским разломом и приуроченная к нижнекаменноугольным отложениям.

Геохимические особенности этой зоны (ртуть, полиметаллы с сурьмой) сближают ее с проходящей параллельно (севернее) Нагольчанско-Никитовской рудоносной зоной Центрального Донбасса.

Геологическое строение восточного склона Приазовского массива

К востоку и юго-востоку от р. Мокрого Еланчика (с. Федоровка) постепенно происходит погружение восточного склона Приазовского блока УЩ. Скважинами глубокого бурения породы фундамента прослежены по линии от лимана Миусского через Таганрог — Азов (Ростов-на-Дону — Батайск — Азов — Маргаритово) — Каяла — Кагальницкая — Веселый.

Восточный склон сложен породами гнейсового комплекса. Граница его оконтурена бурением и проходит по следующим пунктам: Таганрог—Ростов-на-Дону и Маныч на севере, Егорлыкская—Кушевская—Староминская на юге.

На востоке структуры обрываются по тектоническому нарушению Маныч—Мечетинская—Егорлыкская (меридионального простиранья). На западе гнейсовая толща затоплена водами Таганрогского залива.

Среди поля пород гнейсового комплекса (верхний архей) отмечается значительная площадь микроклинизации и окварцевания. Эта площадь в широтном направлении прослеживается от Таганрогского залива на западе до пос. Веселого на востоке. На севере граница микроклинизации и окварцевания проходит по широте гг. Азова и Батайска. На юге — по широте г. Каяла.

За границами гнейсового комплекса верхнего архея развиты породы вулканогенно-осадочного комплекса, по возрасту относящегося к нижнему протерозою.

Верхний архей представлен следующими породами (см. вклейку, рис. 25): биотитовыми плагиогранито-гнейсами; такими же, но микроклинизированными; биотитовыми кварцево-микроклино-олигоклазовыми гнейсами; эпидотовыми биотито-кварцево-олигоклазовыми гнейсами; биотитовыми гранодиорито-гнейсами; роговообманковыми эпидото-биотито-андезиновыми гнейсами; лейкократовыми метасоматическими гранитами; кварцевыми дио-

ритами; диоритами; измененными основными породами; розовыми крупнозернистыми гранитами днепроовско-токовского типа.

К нижнему протерозою относятся: мраморизованные известняки; кварцитовидные песчаники; биотитизированные песчаники; алевро-псаммиты; филлитовидные сланцы; известковисто-песчанистые сланцы; кислые кристаллотуфы; кварцевые порфиры; диабазы.

По площади указанные породы вскрываются следующими скважинами: скв. 35 и 48 (к северо-востоку от г. Ростова-на-Дону); скв. 41 и 42 (к востоку от г. Ростова-на-Дону); скв. 2-зиф (к северу от Маргаритова); скв. 11-к (к северу от г. Каяла); скв. 26 (к северу от Кагальницкой) и 15-с (к северу от Зерновой), 11 и 17 (к югу от Кагальницкой); скв. 22-р (около Староминской) и скв. КП, 40-к (к северо-востоку от нее). Здесь установлены биотитовые плагиогранито-гнейсы. Их микроклинизированные разновидности перебулены скв. 4-с, 1-с, 30, 29, 28, 14, 27 (к северо-западу и северо-востоку от г. Каяла).

Биотитовые гранодиорито-гнейсы вскрыты скв. 5 (около Маргаритова), скв. 42 — около устья р. Маныча (при его впадении в р. Дон). Роговообманковые эпидото-биотито-андезиновые гнейсы — скв. 7 (юго-западнее г. Таганрога), скв. 3-зиф (г. Каяла). Лейкократовые метасоматические граниты — скв. 5-к (юго-западнее г. Каяла).

Интрузивные породы среднего и основного состава вскрыты скв. 5-р и 2-р на южном берегу Таганрогского залива, где они представлены кварцевыми диоритами; в скв. 78 (к югу от Маргаритова), 14-к, 3-к (к югу от Каялы), 31-к (к югу от Кагальницкой) и на Маныче в скв. 4п-р (к северу от Веселого). Здесь они представлены диоритами. Измененные основные породы вскрыты в скв. 1-м в южной части Миусского лимана и скв. 1п-р около Веселого на левом берегу р. Маныча.

Непосредственно на склоне Приазовского массива по р. Мокрому Еланчику около Федоровки в скв. 100 вскрыты розовые крупнозернистые граниты днепроовско-токовского типа УЩ.

Комплекс пород нижнего протерозоя вскрыт к северу от Таганрога скв. 33-м — мраморизованные известняки и кварцитовидные песчаники, к северу от г. Ростова-на-Дону скв. 15 — кварцитовидные песчаники, к востоку от Куцевской скв. 2-ш — биотитизированные песчаники, к северо-востоку от г. Ростова-на-Дону скв. 54 — филлитовидные сланцы, к югу от Каялы скв. 4-к — известковисто-песчанистые сланцы (то же в скв. 24 и 74 между Зерновой и Мечетинской).

Кислые кристаллотуфы нижнего протерозоя вскрыты на северной окраине г. Ростова-на-Дону скв. 1 и около Мечетинской скв. 23. На юге площади к востоку от Куцевской в скв. 1-ш — кварцевые порфиры. Там же на юге между Куцевской и Каялой скв. 6-к вскрыты диабазы.

Типы пород и глубины их залегания на изучаемой территории такие (снизу вверх).

Верхний архей. Измененные основные породы — скв. 1-м, гл. 636,2—631 м, скв. 1п-р, гл. 1397—1467 м. Диориты — скв. 3-к, гл. 880—899 м, скв. 4-к, гл. 1152—1162 м, скв. 31-к, гл. 1273—1279 м, скв. 4п-р, гл. 1418—1425 м, скв. 78, гл. 1206 м. Кварцевые диориты — скв. 2-р, гл. 1323, 4—1334,6 м, скв. 5-р, гл. 1414 м, скв. 5-к, гл. 1598—1606 м. Лейкократовые метасоматические граниты — скв. 6, гл. 410,5—427,8 м. Биотитовые гранодиорито-гнейсы — скв. 5, гл. 820 м, скв. 43, гл. 1261 м; такие же, но микроклинизированные — скв. 27, гл. 850 м, скв. 40, гл. 779, 6—784 м; окварцованные — скв. 42, гл. 1117 м; микроклинизированные и окварцованные — скв. 40, гл. 785,0 м. Биотитовые плагиогранито-гнейсы — скв. 22-р, гл. 2192—2202 м, 2-зиф, гл. 1185,7—1203,5 м, скв. Канеловской первой КП, гл. 1454—1457 м, скв. 4-с, гл. 581 м, скв. 15-с, гл. 1122—1132 м, скв. 26, гл. 1057,5—1059,7 м, скв. 35, гл. 913—915 м, скв. 41, гл. 975—998,3 м, скв. 42, гл. 1123,6 м, скв. 4-к, гл. 1535—1538 м, скв. 7-к, гл. 1242—1246 м, скв. 11-к, гл. 560—566 м, скв. 40-к, гл. 1175—1196 м. Те же гнейсы, но микроклинизированные — скв. 1-с, гл. 607—618,1 м, скв. 4-с гл. 585—595 м, скв. 12, гл. 973,3—990 м, скв. 14, гл. 791—798 м, скв. 28, гл. 670—677,4 м, скв. 27, гл. 838—867 м, скв. 29, гл. 592—606,9 м, скв. 30, гл. 540,0—562,0 м, скв. 60, гл. 1073,2—1074,2 м.

Роговообманковые эпидот-биотит-андезиновые гнейсы — скв. 3-зиф, гл. 624,1—662,55 м. Эпидотовые биотито-кварцево-олигоклазовые гнейсы — скв. 1-зиф, гл. 523,5—531,1 м, скв. 2-с, гл. 780—785,2 м, скв. 10, гл. 687,6—690,2 м, скв. 31, гл. 497,5—501 м, скв. 33, гл. 588,2—597,3 м. Биотитовые кварц-микроклин-олигоклазовые гнейсы — скв. 3-с, гл. 1116,8—1117 м, скв. 6, гл. 386,0—431,2 м, скв. 15-с, гл. 1130,5 м, скв. 1-к, гл. 688,0—688,15 м, скв. 43, гл. 1260 м. Розовые крупнозернистые граниты днепровско-токовского типа — скв. 100, гл. 300 м.

Нижний протерозой. Диабазы — скв. 6-к, гл. 1124—1129 м. Кварцевые порфиры — скв. 1-ш, гл. 1424—1430 м; псевдопорфиroidы (метаморфизованные кристаллотуфы) — скв. 1, гл. 620—690 м, скв. 23, гл. 1338,1—1358,4 м. Мраморизованные известняки — скв. 33-м, гл. 606—690,3 м. Известковисто-песчанистые сланцы — скв. 4-к, гл. 1028—1039 м. Биотитизированные песчаники — скв. 2-ш, гл. 1444—1450 м. Кварцитовидные песчаники — скв. 15, гл. 530 м, скв. 33-м, гл. 599,4—606,0 м. Алевро-псаммиты (метаморфизованные) — скв. 54, гл. 856,0—84,0 м. Филлитовидные сланцы: а) кварцево-серицитовые — скв. 24, гл. 1321—1332 м; б) гематит-кварц-серицитовые — скв. 24, гл. 1316—1317 м; в) кварцево-актинолитовые — скв. 24, гл. 1306—1321 м и скв. 74, гл. 1370,0—1374,5 м; г) серицит-биотит-кварц-хлоритовые сланцы — скв. 4-к, гл. 1028—1039,0 м.

Химические анализы пород кристаллического фундамента восточного склона Приазовского массива (Азовская антеклиза)

Таблица 27

Химический анализ пород фундамента юго-восточного склона Приазовского блока УЩ

Номер анализа	Компонент, вес. %															
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
1	61,60	0,41	13,72	5,04	0,14	0,07	1,51	5,08	3,71	2,41	0,03	Следы	—	0,17	5,98	99,87
2	62,02	0,51	13,42	3,16	1,72	0,05	2,65	4,91	3,25	1,91	0,13	—	4,08	0,12	5,78	99,63
3	71,51	0,16	15,49	1,81	0,50	0,02	0,88	0,35	5,71	2,56	0,10	Следы	0,66	0,10	0,51	100,36
4	70,93	0,21	15,60	1,66	0,43	0,02	0,63	0,35	5,46	2,73	Следы	»	0,40	—	1,29	99,71
5	67,54	0,16	17,49	2,38	0,36	0,02	0,88	0,35	2,66	3,27	—	»	0,35	0,35	4,00	99,71
6	63,40	0,41	12,92	0,56	3,81	0,06	1,39	5,43	5,07	1,00	0,08	0,28	—	0,37	5,18	99,96
7	65,98	0,65	15,40	5,03	0,14	0,06	0,88	3,33	5,27	2,65	0,16	0,07	—	0,12	0,64	100,38
8	66,38	0,75	13,85	2,22	3,16	0,07	2,14	3,86	3,31	2,04	0,19	Следы	0,53	0,29	1,03	99,29
9	66,95	0,41	13,93	3,36	2,01	0,09	1,01	3,86	4,29	1,70	0,12	0,10	—	0,16	2,01	100,00
10	65,60	1,10	13,02	3,57	3,31	0,11	1,76	3,86	4,40	1,20	0,25	0,40	0,49	0,12	0,58	99,28
11	72,65	0,27	14,43	1,23	1,15	Следы	0,63	2,10	4,80	1,02	0,07	—	0,07	0,53	0,85	99,73
12	68,02	0,43	15,93	1,78	2,30	»	1,26	3,15	4,56	1,64	0,14	Следы	0,49	0,12	0,50	99,83
13	64,72	0,34	14,24	2,08	1,72	0,09	1,00	2,10	5,53	3,36	0,08	»	—	2,03	3,14	100,49
14	60,58	0,32	16,53	3,51	0,07	0,12	0,75	6,15	4,86	2,15	0,11	»	—	0,53	4,51	100,19
15	73,50	0,09	14,19	1,36	0,22	0,05	0,25	1,58	4,11	4,30	0,02	0,05	—	0,20	0,54	100,46
16	73,98	0,13	12,28	0,56	1,91	0,05	0,13	1,58	4,35	3,30	0,05	Следы	—	0,20	1,48	100,00
17	58,26	0,27	15,20	0,07	2,51	0,12	1,64	4,91	8,36	0,87	0,13	»	6,23	0,16	6,71	99,21
18	35,03	0,22	17,58	1,54	6,25	0,16	12,85	12,62	2,55	0,05	Следы	—	6,38	0,06	10,73	99,64
19	72,71	0,47	13,51	4,64	0,14	0,41	0,25	2,11	4,24	1,10	0,08	0,03	—	0,16	0,61	100,45
20	72,20	0,21	12,80	3,67	0,65	0,05	0,50	1,40	3,13	4,86	0,05	Следы	—	0,30	0,26	100,08

Примечание: 1 — алевро-псаммиты, скв. 54, гл. 869 м; 2 — то же, скв. 54, гл. 883 м; 3 — вишнево-бурые кристаллотуфы, скв. 1, гл. 642 м; 4 — зеленовато-серые кристаллотуфы скв. 1, гл. 628—633 м; 5 — выветрелые кристаллотуфы, скв. 1, гл. 620—621,1 м; 6 — биотитовые кварцево-микроклино-олигоклазовые гнейсы, скв. 3-с, гл. 1117 м; 7 — то же, скв. 6, гл. 410 м; 8 — эпидитовые биотито-кварцево-олигоклазовые гнейсы, скв. 2-с, гл. 780, 2 м; 9 — то же, скв. 31, гл. 491,5 м; 10 — то же, скв. 33, гл. 588,3 м; 11 — биотитовые плагиогранито-гнейсы, скв. 4-с, гл. 581 м; 12 — то же, скв. 11, гл. 970 м; 13 — то же, микроклинизированные, скв. 29, гл. 598,7 м; 14 — биотитовые гранодорито-гнейсы со следами микроклинизации, скв. 27, гл. 850 м; 15 — то же, микроклинизированные и окварцованные, скв. 40, гл. 785 м; 16 — лейкократовые граниты, скв. 6, гл. 432,2 м; 17 — кварцевые диориты, испытавшие кальцитизацию и альбитизацию, скв. р-2, гл. 1334,6 м; 18 — измененная основная порода (эпидито-кальцито-актинолито-хлоритовая), скв. р-1 п, гл. 1467 м; 19 — крупнозернистые плагиограниты, Приазовье, верховья р. Грусского Еланчика; 20 — розовые крупнозернистые микроклинитовые граниты, там же. Анализы произведены в Центральной лаборатории Волго-Донского геолуправления; аналитики — А. С. Трусова и А. П. Скрыбина.

Таблица 28

Схема стратиграфии и магматизма докембрийского фундамента Азовской антеклизы

Орогенический цикл	Орогенический этап	Комплекс, серия	Порода	Предполагаемое рудопроявление (по данным геохимии)
Нижнепротерозойский	Доскладчатый	Кварцево-порфиро-диабазовый комплекс	Диабазы, кварцевые порфиры, псевдопорфириды	—
		Осадочно-метаморфическая серия	Филлитовидные сланцы (кварцево-серицитовые, кварцево-актинолитовые и другие); известковисто-песчаные сланцы; метаморфизованные алевро-псаммиты, песчаники, известняки	TR, связанные с алевро-псаммитами
Позднеархейский	Складчатый	Плагииогранитовый комплекс	Лейкократовые метасоматические граниты; плагииогранито- и градиорито-гнейсы со следами кварцево-щелочного метасоматоза; катаклазированные и измененные кварцевые диориты, диориты и основные породы	Никель, ванадий, связанные с измененными основными породами
	Доскладчатый	Гнейсовая серия	Гнейсы: биотитовые, эпидотовые и роговообманковые	—

представлены в табл. 27. Все кристаллические породы фундамента (за исключением измененной основной породы из скв. 1п-р, гл. 1467 м) содержат более 60—70 вес. % кремнекислоты, от 12 до 16% глинозема, а также значительное количество щелочных окислов с преобладанием Na_2O .

Измененная основная порода (обр. 18) — это типичный эпидото-кальцито-актинолито-хлоритовый пропилит, в котором содержание SiO_2 едва достигает 35% (с одновременным увеличением окисей магния и кальция до 13 вес. %).

Стратиграфическое и возрастное подразделение пород докембрийского фундамента восточного склона Приазовского массива представлено в табл. 28.

В позднеархейском орогеническом цикле выделяются доскладчатый и складчатый этапы. К первому относится гнейсовая серия (гнейсы биотитовые, эпидотовые и роговообманковые), а ко второму — плагиогранитовый комплекс, представленный плагиогранито- и гранодиорито-гнейсами, претерпевшими кварцево-щелочной метасоматоз, лейкократовыми метасоматическими гранитами, а также измененными диоритами и, возможно, габбро.

Раннепротерозойский орогенический цикл представлен только доскладчатым этапом, к которому относятся осадочно-метаморфическая серия (филлитовидные сланцы и др.) и кварцево-порфиродиабазовый комплекс (диабазы, кварцевые порфиры, псевдопорфириды).

В структурном отношении юго-восточный склон Приазовского массива является системой блоков, различных по размерам и относительной глубине залегания. Наиболее крупным блоком является Каяльский (условное название), площадь которого может быть околонулена по пунктам: Таганрог—Ростов-на-Дону—Кагальницкая—Староминская—Маргаритово—Миус. С этим блоком совпадает развитие пород верхнеархейского комплекса, представленных биотитовыми плагиогранито-гнейсами.

К северу от этого блока располагается Самбек-Аксацкий блок, в строении которого участвуют нижнепротерозойские образования типа мраморизованных известняков, кварцитовидных песчаников, метаморфизованных алевро-псаммитов, кислых кристаллотуфов и др.

К югу от Каяльского блока располагается так называемый Куцевский блок, который, по отношению к первому, по-видимому, несколько опущен. В строении Куцевского блока участвуют как верхнеархейские (биотитовые плагиогранито-гнейсы), так и нижнепротерозойские (кварцевые диориты и др.) породы.

К востоку от меридиана Егорлыкская—Мечетинская располагается Манычский (или Веселовский) опущенный блок. В строении этого блока участвуют кислые кристаллотуфы и измененные основные породы раннепротерозойского возраста.

Егорлыкско-Мечетинский меридиональный разлом является, по-видимому, естественной тектонической границей распространения погребенного юго-восточного склона Приазовского массива УЩ.

Рельеф поверхности докембрийского фундамента восточного склона типичный для антеклиз (в связи с чем эта структура именуется Азовской антеклизой): центральная часть пологая, причем она представляет самую приподнятую часть структуры (Азов—Батайск—Каяла—Кагальницкая). К югу (в сторону Староминской и Куцевской) склоны антеклизы погружаются почти на 750 м. Аналогичный склон антеклизы и в сторону Ростова-на-Дону. Погружение здесь несколько круче, и связано с субширотным разломом, который протягивается от устья р. Миуса до устья р. Маныча.

Кровля докембрийского фундамента Азовской антеклизы несет следы длительного процесса предмеловой эрозии.

Кора выветривания представлена каолинизированными и в меньшей степени ожелезненными материнскими породами. Ее примерная мощность по скважинам: скв. 1-зиф — около 1 м; скв. 1-м — 4 м; скв. 29—5 м; скв. 26—6 м; скв. 4-к — около 7 м; скв. 2-с — 12 м; скв. 14—12 м; скв. 35—15 м; скв. 3-к — около 15 м; скв. 1-к — около 15 м; скв. 15-с — 17 м; скв. 1-ш — около 33 м; скв. 3-зиф — около 34 м; скв. 18-к — около 34 м.

Структуры и формации погребенного юго-восточного склона Приазовского массива (Азовской антеклизы) с точки зрения их потенциальной металлоносности детально не изучались.

По данным геохимических исследований установлено, что акцессорные цирконий, а также ванадий и никель связаны с до-складчатым этапом нижнепротерозойского цикла и складчатым этапом верхнеархейского орогенического цикла развития региона. В первом случае металлы связаны с алевро-псаммитовыми образованиями, а во втором — с измененными основными породами.

СТРУКТУРА И ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОГО СКЛОНА УЩ

Строение южного склона УЩ по данным геофизических исследований

Кристаллические породы южного (как и западного и северного) склона УЩ перекрыты неметаморфизованными осадочными образованиями.

Общая протяженность южного склона от р. Прута на западе до района ст. Калниболотской в Предкавказье составляет почти 1000 км. Ширина склона от контура обнаженной части щита до южного ограничения Русской платформы изменяется в широких пределах: от 300 км в крайней западной части до 50 км в Приазовье, т. е. с запада на восток ширина склона очень уменьшается (рис. 26). В целом южный склон намного шире северного, что свидетельствует об общей асимметрии структуры УЩ. Щит не только асимметричен, но имеет также определенный «перекос»: если в северо-западной его части северный склон представлен резкой ступенью сброса к Припятскому грабену, а южный очень широкий и пологий, то в противоположной, юго-восточной части, наоборот, северный склон пологий (Конкско-Ялынская впадина), а южный узкий и крутой (Приазовье).

В центральной и восточной частях южного склона щита древние дорифейские породы перекрыты рыхлыми отложениями мезокайнозоя, а в западной части в разрезе осадочной толщи большую роль играют неметаморфизованные образования палеозоя и рифея. Характерно, что к востоку от меридиана г. Одессы платформенные палеозой и рифей не встречены. По мере погружения

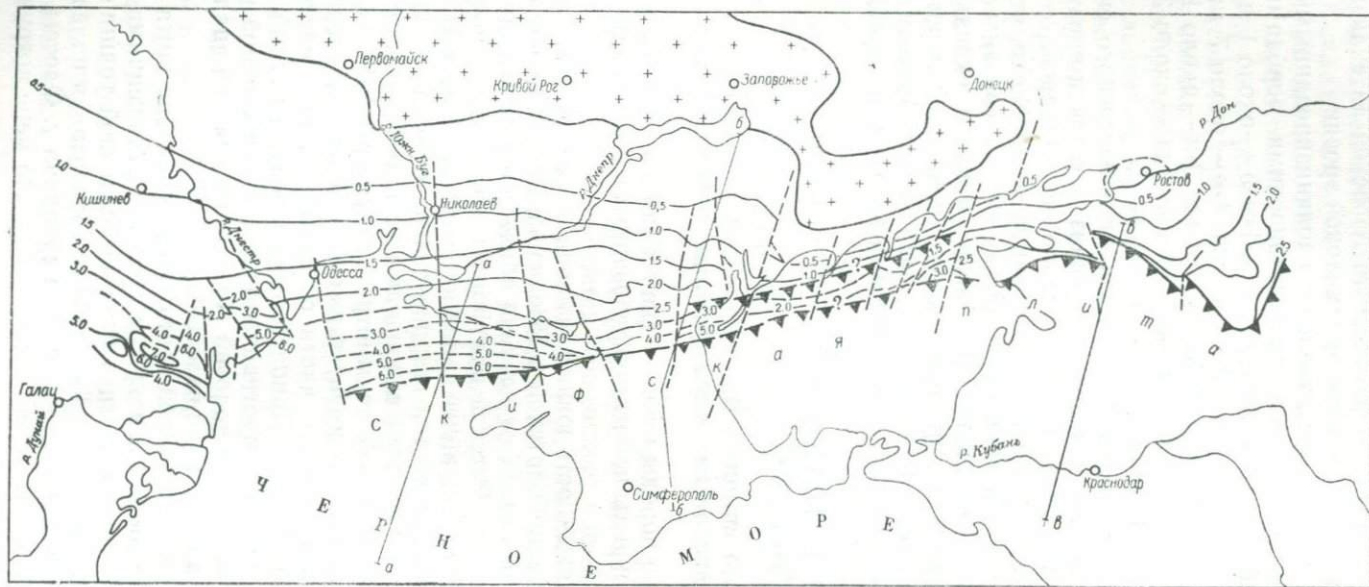


Рис. 26. Схема рельефа поверхности фундамента южного склона УЩ.

1 — обнаженная часть щита; 2 — изоглубины поверхности фундамента (км); 3 — граница Русской платформы; 4 — разломы, выраженные в поверхности фундамента; 5 — профили ГСЗ, см. рис. 27.

дорифейского основания в южном направлении осадочный разрез пополняется все более древними горизонтами.

Южный склон УЩ уже давно привлекал внимание исследователей, занимающихся поисками нефти и газа. Особенно богатый материал о гипсометрии и внутренней структуре кристаллического основания получен в последние годы в результате проведения обширных геофизических работ и глубокого бурения. Исходя из этих данных, рассмотрим следующие вопросы: 1) южная граница Русской платформы, 2) гипсометрия кристаллического основания на южном склоне УЩ, 3) внутренняя структура кристаллического основания на южном склоне УЩ.

Южная граница Русской платформы. Определение границ платформы имеет большое значение для анализа структурных и геотектонических соотношений между участками древней консолидации и более молодыми геосинклиналями, а также для определения перспектив нефтегазоносности районов северного Причерноморья.

Первые определения южной границы платформы были очень неточны: в работах даже одних и тех же авторов она неоднократно и очень существенно меняла свое положение. Это неудивительно — в то время не было ни глубокого бурения, ни геофизических исследований. Исследователи могли исходить лишь из того, что граница должна проходить где-то между УЩ, где обнажаются древние кристаллические породы, и расположенными южнее складчатыми образованиями Добруджи, Крыма и Кавказа, где на поверхность выходят более молодые геосинклинальные образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Было предложено много вариантов южного ограничения Русской платформы (Архангельский, 1923; Муратов, 1946, 1949; Шатский, 1941, 1946; и др.). Наиболее «южный» из них принадлежит А. Д. Архангельскому, который провел границу вдоль северных ограничений горных сооружений Карпат, Крыма и Кавказа, отнес ее тем самым к Русской платформе все равнинные пространства Крыма и Предкавказья. Согласно наиболее «северному» варианту, граница Русской платформы проводилась сравнительно недалеко от южного контура обнаженной части УЩ. М. В. Муратов (1946, 1949) связывал ее с некоторым перегибом в молодых слоях осадочного чехла, выделявшимся К. И. Маковым (1940) по линии Мелитополь—Каховка—Николаев. Ширина полосы, в пределах которой намечалась граница платформы, составляла, таким образом, к северу от Крыма более 200 км, в западном Предкавказье — около 250 км.

Положение существенно изменилось в 50-х годах после проведения глубокого бурения и геофизических работ. На равнинных пространствах северного Причерноморья складчатое основание было вскрыто целым рядом глубоких скважин, геофизические исследования прояснили основные особенности распределения и характер естественных физических полей, структуру осадочного

чехла и рельеф его основания. Новые данные, показавшие, что в западном Предкавказье и Равнинном Крыму широко развит молодой фундамент, позволили М. В. Муратову (1957) выделить здесь Скифскую эпигерцинскую платформу и значительно сузить полосу, в пределах которой происходит ее сочленение с древним фундаментом Русской платформы. М. В. Муратов трассировал линию сочленения от устья Дуная — через южную часть Перекопского перешейка — вдоль северного берега Азовского моря — южнее устья Дона вблизи Ростова.

Дальнейшие исследования подтвердили или уточнили положение южной границы Русской платформы в западном Предкавказье, на акватории Азовского моря и в Крыму, где выделение ее в рамках довольно узкой полосы сейчас можно считать достаточно надежным. Во то же время в северо-западной части Черного моря, вблизи структур Добруджи, появились новые данные (они рассматриваются ниже), которые могут привести к принципиальному пересмотру положения границы Русской платформы на этом участке.

По мере того как сужалась полоса сочленения разновозрастных фундаментов и изучение ее становилось более детальным, исследователи стали испытывать нарастающие затруднения в проведении конкретной линии сочленения. На некоторых наиболее полно изученных участках оказалось, что там, где происходит смена фундаментов, в полосе шириной в несколько километров и даже десятков километров, структура чрезвычайно сложна, наблюдаются многочисленные разломы, макробрекчии блоков древнего и молодого фундаментов. Проведение в таких сложных структурных условиях какой-либо единой разграничительной линии в большинстве случаев, очевидно, просто невозможно и допустимо лишь при сугубой схематизации. Так, выяснилось, что южная граница Русской платформы представляет, по существу, сложно построенную зону сочленения с молодым фундаментом Скифской плиты (Чирвинская, 1959; Чекунов и др., 1965; Соллогуб и др., 1965; Гаркаленко и др., 1967, 1969, и др.).

Как показали данные глубинного сейсмозондирования (ГСЗ), зона сочленения представляет собой крупный глубинный разлом, прорывающий всю толщу земной коры и уходящий корнями глубоко в мантию (Соллогуб, Чекунов и др., 1964, 1966; Чекунов и др., 1965; Пустильников, 1969). Зона сочленения Русской и Скифской платформ пересечена к настоящему времени в северо-западной части Черного моря, северном Крыму и западном Предкавказье тремя профилями ГСЗ, разрезы вдоль которых представлены на рис. 27. Из разрезов видно существенное изменение структуры земной коры при переходе от одной платформы к другой. Во всех случаях дорифейский фундамент резко погружается к югу, сменяясь более молодым складчатым основанием. На всех трех разрезах нарушена поверхность Конрада. В северо-западной части Черного моря поверхность Мохоровичича (М) быстро

воздымается к югу от разграничительного разлома, а в западном Предкавказье, наоборот, она сброшена в том же направлении на 3—5 км. Обращает на себя внимание хорошо выраженное северное падение зоны ограничивающего Русскую платформу разлома, выдержанное вдоль всего его простирания.

Рассмотрим южное ограничение Русской платформы с востока на запад (см. рис. 26). Отметим, что положение зоны ограничения близко тому, которое было столь удачно намечено Н. С. Шатским в 1941 и 1946 гг. по очень ограниченным данным, и, за исключением некоторых деталей, соответствует представлениям М. В. Муратова и А. А. Богданова (1962, 1964 и др.).

В западном Предкавказье положение южной границы Русской платформы контролируется достаточно большим количеством скважин, вскрывших основание осадочного чехла, и геофизическими данными. Как видно из рис. 26, в изображении предкавказской части которого использованы данные М. В. Пустильникова, граница идет с востока на запад от ст. Калниболотской к ст. Екатерининской, южнее ст. Староминской, к южной части Ейского полуострова. Таким образом, дорифейский субстрат в виде Ростовского выступа и расположенного южнее Калниболотского и Екатериновского выступов далеко вдается здесь в тело Скифской плиты, отделяя ее от сооружений Донбасса и тяготея к Ставропольскому сводовому поднятию. В осадочной толще зоны сочленения в западном Предкавказье наблюдаются линейно вытянутые цепочки явно приразломных, или, точнее, надразломных антиклинальных складок (Староминско-Павловская и др.), содержащих и нефтяные залежи.

В Азовском море граница Русской платформы проводится исключительно по геофизическим данным. Имеются различные трактовки, сводящиеся к двум вариантам: граница проходит либо вдоль северного побережья Азовского моря, примерно через южные окончания Бердянской и Обиточной кос, либо южнее, вдоль регионального разлома, отделяющего Азовский вал от североазовских прогибов.

Ранее авторы принимали первый вариант (Гаркаленко и др. 1967, 1969), в настоящее время И. А. Гаркаленко и А. В. Чекунов считают более правильным второй. Отправными моментами пересмотра представлений является следующее:

1. Вдоль южного ограничения Русской платформы протягивается цепочка отрицательных гравитационных аномалий, представленная Бырладским, Пандаклиевским, Крыловским, Каркинитским, Сивашским и Североазовскими минимумами силы тяжести (Гаркаленко, 1969). Для всех перечисленных минимумов, кроме Североазовских, в настоящее время установлено, что они располагаются преимущественно над краевыми частями Русской платформы. Логично думать, что такую же позицию занимают Североазовские минимумы, относящиеся к той же гравитационной зоне.

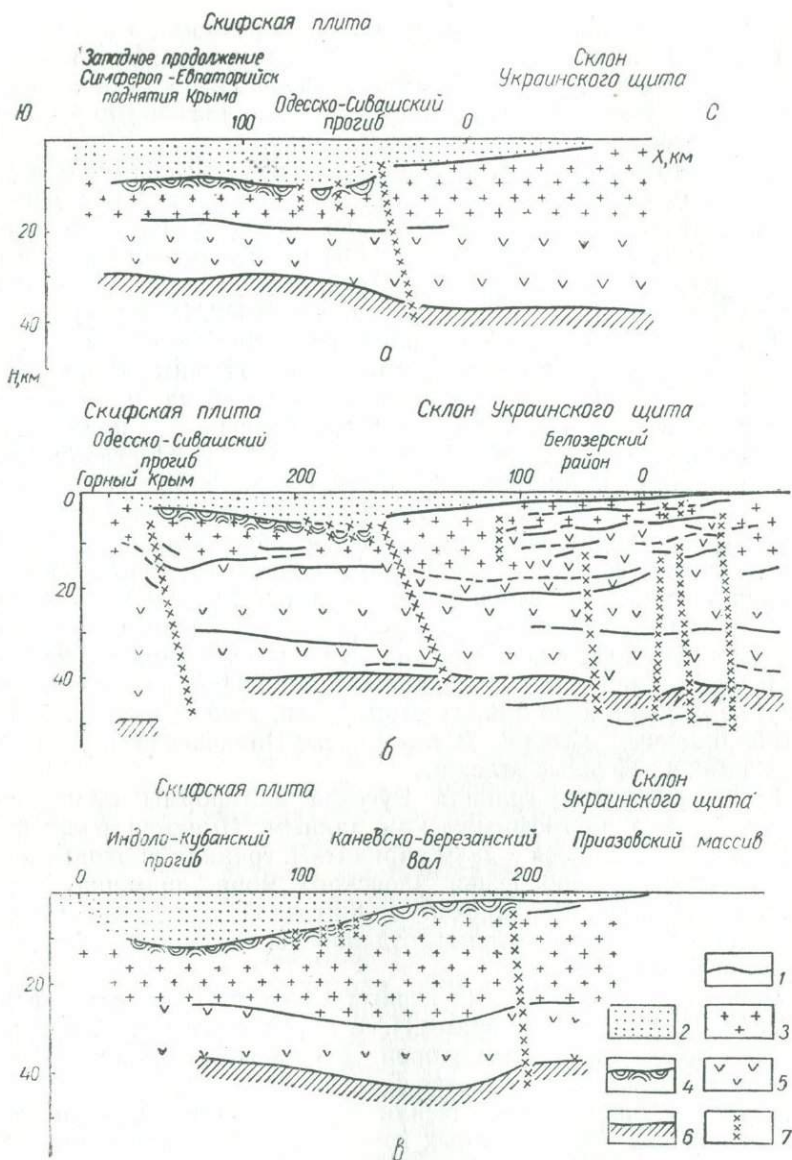


Рис. 27. Разрезы земной коры в зоне сочленения Русской и Скифской платформ, по данным ГСЗ (отношение масштабов 1:2): а) — в северо-западной части Черного моря (по Я. П. Маливицкому, И. А. Гаркаленко, М. Я. Коморной, Б. С. Никифоруку, Ю. П. Непрочному и др.), б) — в северном Крыму (по В. Б. Соллогубу, Н. И. Павленковой, А. В. Чекунову), в) — в западном Предкавказье (по М. Р. Пустильникову, В. И. Корнееву, А. Г. Авербуху, С. Б. Сабанцеву, Э. П. Сумерной, Е. Д. Тагай).

1 — сейсмические границы; 2 — осадочный слой; 3 — дорифейский кристаллический субстрат; 4 — рифейско-палеозойский фундамент Скифской плиты; 5 — «базальтовый» слой; 6 — раздел Мохо; 7 — разломы.

2. Глубинный разлом, ограничивающий с юга Русскую платформу, как уже отмечалось, имеет северное падение и погружается под ее краевую часть. Ранее для Каркинитского и Сивашского минимумов силы тяжести предполагалось (Соллогуб и др., 1967), что это может объяснить их несовпадение с грабенами Причерноморской впадины, относительно которых они закономерно смещены к северу, в сторону Русской платформы. Объяснение заключалось в том, что при наклонном положении разлома проекция на дневную поверхность плотностных неоднородностей, приуроченных на глубине к зоне нарушения, будет, естественно, смещаться к северу относительно его выходов в зону грабенов. Поскольку в Азовском море глубинный разлом, по-видимому, также имеет северное падение (судя по разрезам земной коры в Крыму и Предкавказье), предложенное объяснение, очевидно, справедливо и для Североазовских минимумов.

3. По аэромагнитным данным (Гаркаленко, 1964), резкая смена характера магнитного поля в Азовском море происходит заметно южнее Бердянской и Обиточной кос, примерно вдоль северного ограничения Азовского вала.

4. Разлом, ограничивающий с севера Азовский вал, является наиболее крупным и четко выраженным нарушением в северной части Азовского моря (Главное Азовское нарушение, по Я. П. Маловицкому).

5. При южном варианте граница Русской платформы на всем протяжении от Предкавказья до северо-западной части Черного моря спрямляется и принимает более выдержанный характер, что, как указывал Н. С. Шатский (1946), вообще характерно для ограничений платформы.

Оба возможных положения границы Русской платформы в Азовском море отражены на рис. 26. Независимо от принятия того или иного варианта, южное ограничение древней платформы определяется здесь достаточно надежно в пределах полосы шириной 20—30 км.

Довольно однозначно граница Русской платформы трассируется в северном Крыму — к югу от Балашовской площади и в южной части Перекопского перешейка. Согласно данным КМПВ, ограничение платформы приурочено здесь к крупному разрывному нарушению, по которому дорифейский субстрат резко опущен к югу под метаморфизированный палеозой (?) и дислоцированные отложения триаса—юры. Вдоль намеченной зоны сочленения разновозрастных фундаментов происходит также смена характера магнитного поля.

Изменение характера магнитного поля является определяющим при проведении границы Русской платформы к западу от Крыма, в северо-западной части Черного моря. Севернее условной линии разграничения магнитное поле имеет свойственный южному склону Русской платформы дифференцированный мозаичный характер с общей субмеридиональной ориентировкой

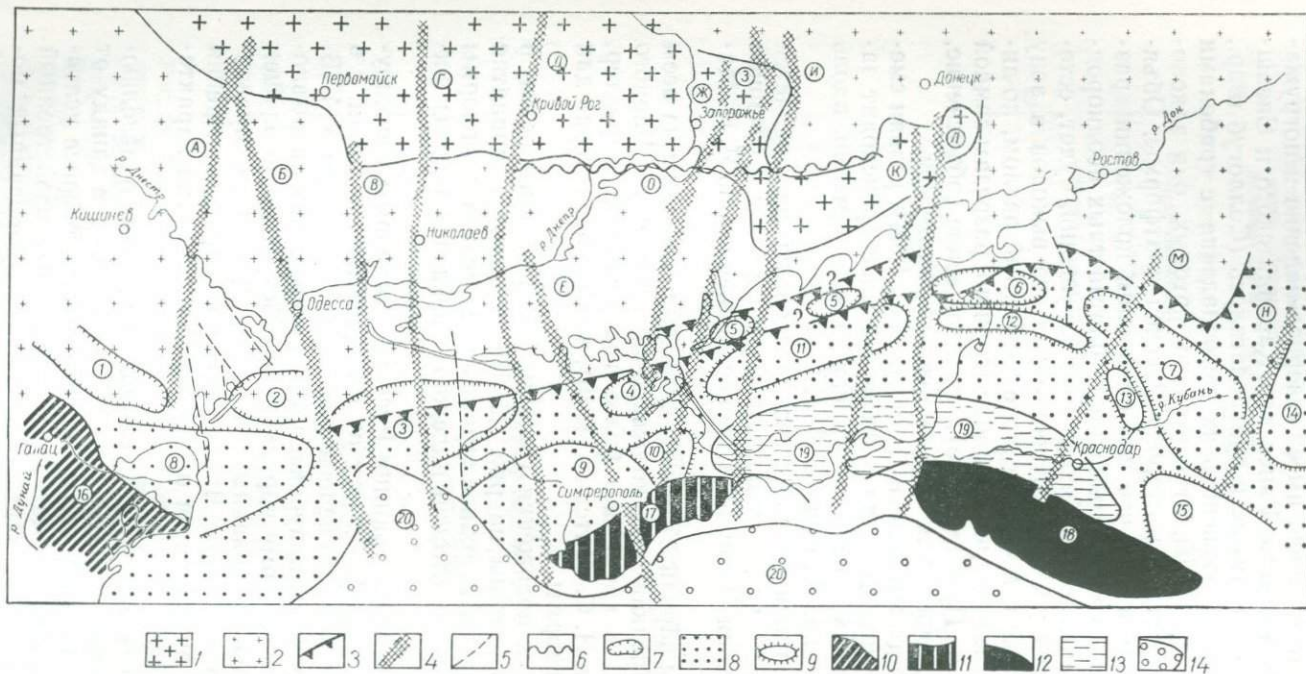


Рис. 28. Схема древних глубинных разломов на южном склоне УЩ и прилегающих районах.

1 — обнаженная часть щита; 2 — склоны щита; 3 — граница Русской платформы; 4 — древние субмеридиональные глубинные разломы; 5 — крупные разломы; 6 — древние субпиренейские глубинные разломы; 7 — контуры грабенов Причерноморско-Кубанской впадины; 8 — Скифская плита; 9 — контуры поднятия Скифской плиты; 10 — структура байкальско-герцинско-киммерийских складчатых структур на дневную поверхность; 11 — выходы киммерийских складчатых выходов на дневную поверхность; 12 — выходы юрско-палеогеновых складчатых структур на дневную поверхность; 13 — альпийский передовой прогиб; 14 — альпийская внутригеосинклинальная наложенная впадина. Буквы в кружках — древние глубинные разломы: А — Фрунзовско-Арцизский; Б — Одесский; В — Очаковский (Ряснопольский); Г — Кировоградско-Николаевский; Д — Криворожско-Евпаторийско-Скадовский; Е — Салгирско-Октябрьский; Ж — Кошкско-Белозерский; З — Орехово-Павлоградский (Мелитопольско-Новоцарицынский); И — Корсаково-Феодосийский; К — Ждановско-Керченский; Л — Кальмиус-Джигинский; М — Адипско-Екатериновский; Н — Армавирско-Тахтинский; О — Златопольско-Конкский. Цифры в кружках — структуры: 1—7 — Причерноморско-Кубанская впадина; 1 — Молдавский прогиб, 2 — Крыловский прогиб, 3 — Одесский прогиб, 4 — Сивашский прогиб, 5 — Североозовские прогибы, 6 — Ейский (Копанский) прогиб, 7 — Восточно-Кубанский прогиб; 8—14 — Скифская плита; 8 — Килийское поднятие, 9 — Симферопольско-Евпаторийское поднятие, 10 — Новоцарицынский выступ, 11 — Азовский вал, 12 — Каневское поднятие, 13 — Березанское поднятие, 14 — Ставропольский свод; 15 — Адыгейский выступ; 16 — складчатое сооружение Добруджи; 17 — Горный Крым; 18 — мегаантиклинорий Большого Кавказа; 19 — Индоло-Кубанский прогиб; 20 — Черноморская впадина.

изодинам; южнее этой линии дифференцированность и напряженность поля уменьшаются, а изодинамы вытягиваются субшироотно. Вдоль этой же линии, тянущейся от южного окончания Перекопского перешейка к поднятию Голицына (несколько севернее его), происходит изменение общей структуры осадочного чехла. Если севернее наблюдается спокойный пологий склон платформы, не осложненный какими-либо существенными структурными формами, то к югу резко возрастает дифференцированность тектонического плана, появляется целый ряд крупных структур, четко проявлявших себя в мезозое и кайнозое, происходит общее усложнение тектонического строения. Положение границы древней платформы подкрепляется здесь также профилем ГСЗ, свидетельствующим о резком опускании к югу докембрийского основания по разлому (см. рис. 27), совпадающему с намеченной линией.

Западнее меридиана Одессы, за Одесским субмеридиональным глубинным разломом (Соллогуб и др., 1965; Чекунов и др., 1965, 1969), граница Русской платформы в настоящее время определяется неоднозначно. Очевидно лишь, что дорифейское основание распространяется на юг по крайней мере до Килийского поднятия северного склона Добруджи, т. е. до разлома, ограничивающего с юга Молдавский прогиб. Большинство исследователей, в том числе и авторы настоящего сообщения, до последнего времени именно так и определяли границу Русской платформы на этом участке северного Причерноморья (Шатский, 1946; Муратов, 1955, 1962; Чирвинская и др., 1959; Богданов, 1964; Гаркаленко, 1967; Соллогуб и др., 1967).

В последние годы, однако, установлено, что о-в Змеиный сложен платформенными образованиями девона или кембрия—силура (геологические исследования Г. Г. Ткаченко, Л. Н. Пазюк и А. И. Самсонова, палеомагнитные определения И. А. Гаркаленко, А. Н. Третьяка и Л. Г. Гладченко) и, таким образом, имеет допалеозойский фундамент. Это дало основание ряду исследователей, в частности И. А. Гаркаленко, значительно отодвинуть к югу границу Русской платформы на этом участке. К такому же мнению, по-видимому, приходит и М. В. Муратов, упоминающая в одной из своих последних работ о включении о-ва Змеиног в состав древней Русской платформы (Муратов и др., 1967).

Однако обнаружение на о-ве Змеином платформенных образований кембрия—силура или девона вовсе не означает, что здесь обязательно продолжается фундамент Русской платформы. Это свидетельствует лишь о том, что фундамент здесь не герцинский, но он вполне может быть и байкальским, тем более, что в последнее время установлено широкое развитие байкалитид в геосинклинальном поясе Тетиса (Муратов, 1969), в том числе и в фундаменте советской части Карпат (Семененко, Ткачук, Клушин, 1965). А. А. Богданов недавно справедливо подчеркнул, что участки с байкальским складчатым основанием не могут включаться

в состав древних платформ, главным отличительным признаком которых является дорифейский возраст фундамента (Муратов, 1964). Таким образом, положение границы Русской платформы на западе северного Причерноморья пока весьма спорно (рис. 26 и 28).

Зона сочленения Русской и Скифской платформ в мезозое — раннем палеогене характеризовалась значительной подвижностью; в это время здесь образовалась линейно вытянутая грабенообразная Причерноморская впадина (Чирвинская и др., 1959; Соллогуб, 1960; Гаркаленко и др., 1967, 1969).

Гипсометрия кристаллического основания на южном склоне УЩ. По данным бурения и КМПВ, к югу от обнаженной части УЩ кристаллические породы очень полого погружаются в сторону Причерноморской впадины (см. рис. 26). Углы наклона поверхности фундамента к югу невелики — обычно измеряются минутами и не превышают первых единиц градусов. Очень полого фундамент погружается в западной части южного склона, где на расстоянии 200 км глубины увеличиваются всего на 1,5 км. Восточнее наклон возрастает, и такие же глубины (1,5 км) в районе Херсона, Каховки и западнее оз. Молочного находятся уже на удалении 110—120 км от обнаженной части щита. В Приазовье темп погружения фундамента к югу особенно значителен — отметка 1,5 км располагается здесь всего в 45—50 км от обнажений Приазовского массива. В восточной части южного склона углы падения поверхности кристаллического основания вновь уменьшаются. Особенно полого погружение от Приазовского массива на юго-восток, в направлении Сальска, где отметка 1,5 км отстоит от контура щита на расстоянии 200 км. Здесь склон осложнен пологим Ростовским поднятием, оконтуриваемым изоглубиной 0,5 км.

В краевой части южного склона щита, при приближении к границе Русской платформы, картина существенно меняется — темп погружения к югу и глубины до фундамента резко возрастают. На западе склона, в междуречье Прут—Днестр, кристаллическое основание быстро погружается в Молдавский прогиб, причем глубины увеличиваются от 2,0 до 7,0 км на расстоянии всего 40 км. К югу от Днестровского лимана и в северной части Каркинитского залива дорифейский субстрат располагается на отметках 5,0—6,0 км, на юге Перекопского перешейка и в северных Сивашах — 4,0 км, к югу от Геническа и в районе о-ва Бирючьего — 4,0—5,0 км. В северной части Азовского моря и в Предкавказье глубины до фундамента в краевой части платформы не превышают 2,5—3,0 км.

Таким образом, южный склон УЩ условно может быть разделен на две зоны — северную, с очень пологим, и южную, со значительно более крутым погружением фундамента к югу. Границу между этими зонами условно можно провести по изогипсе 2,0 км. Склон щита делится на северную и южную зоны почти

на всем протяжении, за исключением приазовской части, где темп погружения фундамента к югу практически не меняется. В Приазовье по существу нет северной пологой зоны, а представлена только южная, крутая, однако располагающаяся здесь на более высоких гипсометрических отметках, чем западнее и восточнее.

Южная зона связана с приближением к краю платформы; здесь, несомненно, проявляется влияние зоны сочленения Русской и Скифской платформ — наклон фундамента увеличивается, появляются четко выраженные субширотные разломы, осложняющие склон и обуславливающие ступенеобразный характер погружения субстрата.

В пределах южного склона щита выделяется ряд субмеридиональных выступов: в районе оз. Сасык (Татарбунарский), в р-не Аскании-Новой, оз. Молочного, ст. Староминской, ст. Екатерининской, ст. Калниболотской.

Южный склон щита осложнен субмеридиональными разломами. Проявления этих разломов закономерно усиливаются с севера на юг: если в северной части склона щита на поверхности фундамента они почти не выражены, то при переходе в южную зону, с приближением к краю платформы, амплитуды и значение их заметно увеличиваются. Несомненно, в этом сказывается влияние зоны сочленения Русской и Скифской платформ. Наиболее значительные из субмеридиональных разломов, нарушающих поверхность фундамента на южном склоне, являются подновленными древними глубинными разломами, о которых речь ниже.

Внутренняя структура кристаллического основания на южном склоне Украинского щита. УЩ имеет сложное блоковое строение (Бондарчук, 1959). Рассекающие его разрывные нарушения группируются в ортогональную и диагональную системы. Особенно велико значение субмеридиональных глубинных разломов, главные из которых делят щит на шесть основных блоков. Ранее отмечалось (Крживанек, 1956; Бондарчук, 1957, 1959), что субмеридиональные деформации не ограничиваются рамками щита и продолжаются в Днепровско-Донецкую и Причерноморскую впадины.

Комплексные геофизические исследования, проведенные в последние годы в северном Причерноморье и на акваториях Черного и Азовского морей, позволили протрассировать субмеридиональные нарушения УЩ далеко на юг в область рифейской, палеозойской и альпийской складчатости. Полученные данные свидетельствуют не только о продолжении древних разломов, но и большой их роли в мезокайнозойской тектонике северного Причерноморья, об определенном подновлении их в это время и влиянии на структуры молодого субширотного плана.

На южном склоне УЩ выделяются следующие основные древние глубинные разломы субмеридионального простираения:

Фрунзовско-Арцизский, Одесский (Брусиловско-Одесский),

Очаковский (Ряснопольский), Кировоградско-Николаевский, Криворожско-Евпаторийско-Скадовский, Салгирско-Октябрьский, Конкско-Белозерский, Мелитопольско-Новоцарицынский (Орехово-Павлоградский), Корсакско-Феодосийский, Ждановско-Керченский, Кальмиус-Джигинский, Афипско-Екатериновский и уже за пределами южного склона щита, но также, очевидно, древний, — Армави́ро-Тахтинский.

К зоне Фрунзовско-Арцизского разлома приурочен одноименный субмеридиональный узкий геосинклинальный трог раннепротерозойского возраста (Билинкис и др., 1968). Метаморфические породы, выполняющие трог, содержат железорудную формацию, аналогичную криворожской. Северная часть трога изучена бурением; южнее продолжение зоны разлома трассируется по геофизическим данным. В современном структурном плане к разлому приурочен Татарбунарский выступ фундамента, разделявший в позднем палеозое участки с весьма различным режимом осадконакопления, а в юре ограничивавший с востока Молдавский прогиб. В среднем триасе в зоне разлома происходило формирование вулканогенных серий, представленных различными по составу туфолатами ортофи́ров, дацитов, андезитов-дацитов и туфолатами андезитов. Фрунзовско-Арцизский разлом оказывал влияние на распределение областей осадконакопления и структурообразование и позднее — в мелу, палеогене и неогене. К зоне разлома приурочены цепочки эпицентров местных землетрясений.

Исключительно велико значение Одесского разлома: он делит, по существу, все северо-западное Причерноморье на два существенно различных по структуре и истории развития региона — западный и восточный. Подробная характеристика этого нарушения дана в специальной работе (Чекунов и др., 1969). На южном склоне УЩ к Одесскому разлому приурочены интенсивные линейные магнитная и гравитационная аномалии. Зона разлома ограничивает с востока область развития платформенных палеозойских образований, здесь же выклиниваются нижнемеловые отложения, распространенные восточнее, наблюдается смена фаций и изменение мощностей палеогеновых осадков (Ермаков, 1968). Разлом продолжается далеко на север, где в пределах щита ему соответствует Брусиловско-Одесская структурно-фациальная зона (Белевцев и др., 1964). На южном продолжении, в северо-западной части акватории Черного моря, Одесский разлом разделяет Крыловский и Одесский прогибы Причерноморской впадины, имевшие весьма различную историю формирования. Здесь разлом фиксируется гравиметрией и, косвенно, сейсморазведкой. Южнее Одесский разлом ограничивает с востока Килийское поднятие фундамента и юго-восточное продолжение структур Добруджи, представленное в рельефе дна Черного моря поднятием Моисеева (Балавадзе, 1968). В области континентального склона глубоководной котловины Черного моря Одесский разлом обуславливает каньонообразный изгиб изобат и подраз-

деляет континентальный склон на два участка: западный, пологий и расплывчатый, и восточный, крутой, резко расчлененный. В глубоководной части Черного моря Одесский разлом обуславливает резкий субмеридиональный изгиб контура распространения «гранитного» слоя (Миндели и др., 1965; Балавадзе, 1968). Продолжение зоны разлома в Черном море подтверждено в последнее время данными ГСЗ, свидетельствующими о том, что это нарушение пересекает всю земную кору вплоть до раздела М. Влияние Одесского разлома на палеогеновый и неогеновый структурные планы северного Причерноморья подробно рассмотрено Чекуновым и др. (1965, 1967).

Очаковский (Рянопольский) разлом на южном склоне УЩ прослеживается по гравиметрическим и магнитным данным. Южнее, в Черном море, он ограничивает с запада поднятие Голицына, выявленное сейсморазведкой по палеогеновым отложениям (Гаркаленко и др., 1964). Роль этого нарушения среди других древних субмеридиональных разломов северо-западного Причерноморья наименее значительна; вероятно, он является апофизом Одесского разлома.

Кировоградско-Николаевский разлом ранее выделялся под названием Николаевского (Чекунов, 1965; Соллогуб и др., 1965, 1967; Гаркаленко и др., 1967, 1969). На южном склоне УЩ он прослеживается по гравитационным и магнитным данным. В настоящее время установлено, что Николаевский разлом является южным продолжением Кировоградского разлома и составляет с ним одно целое. Исследования ГСЗ на УЩ показали, что Кировоградский разлом прорывает всю толщу земной коры и уходит в верхнюю мантию. К югу от склона щита, в Черном море, Кировоградско-Николаевский разлом ограничивает с востока поднятие Голицына, а к западу от берегов Крыма проявляется в резком сгущении и повороте линий изомощностей палеогеновых отложений, принимающих субмеридиональную ориентировку, несогласную простиранию изолиний на других участках (Чекунов и др., 1967).

Криворожско-Евпаторийско-Скадовский разлом на южном склоне УЩ трассируется интенсивными полосовыми магнитными и гравитационными аномалиями. В обнаженной части щита к указанному разлому приурочен Криворожский раннепротерозойский геосинклинальный трог. Исследованиями ГСЗ здесь доказан глубинный характер этого нарушения. В зоне грабенов Причерноморской впадины Криворожско-Евпаторийско-Скадовский разлом делит фундамент на Каркинитский и Первомайский блоки, в Равнинном Крыму отделяет Симферопольско-Евпаторийское поднятие от его западного погребенного продолжения и от Октябрьско-Меловой зоны антиклинальных поднятий. Этот разлом, очевидно, ограничивает с запада Горный Крым; возможно, с ним связан изгиб изобат континентального склона к югу от Балаклавы.

Салгирско-Октябрьский разлом хорошо выражен в Крыму и лишь своим северным концом выходит в пределы Русской платформы. Основные проявления разлома связаны с Горным Крымом, где он отделяет западную часть мегаантиклинория от восточной. Вдоль разлома происходит сочленение всех основных структур мегаантиклинория, здесь же группируются крупнейшие в Крыму магматические тела: Аю-Даг, Кафель, Урага и др. Данные ГСЗ (Непрочнов и др., 1964) и гидромагнитной съемки (Б. Д. Углов) показывают, что Салгирско-Октябрьский разлом имеет продолжение в Черном море. Магнитные аномалии, сопровождающие зону разлома в пределах акватории, продолжают далеко на юго-восток параллельно горному сооружению Большого Кавказа вплоть до Батуми. Движения вдоль Салгирско-Октябрьского разлома в Горном Крыму, очевидно, были сдвиговыми. К северу от Горного Крыма Салгирско-Октябрьский разлом выделяется по гравиметрическим и геологическим признакам; он отделяет здесь западную, приподнятую, часть Равнинного Крыма от восточной, опущенной.

Конкско-Белозерский разлом четко прослеживается по магнитным и гравиметрическим данным. К зоне разлома приурочен древний грабенообразный прогиб, выполненный осадочно-метаморфическим комплексом пород белозерской серии, содержащих железные руды. Конкско-Белозерская структурно-фациальная зона прослеживается далеко на север в пределы обнаженной части УЩ. Исследованиями ГСЗ в Белозерском районе установлено чрезвычайно сложное строение земной коры (Семененко, Соллогуб и др., 1964; Соллогуб, Чекунов и др., 1966). Наличие на сравнительно небольших глубинах (5—8 км) сейсмических горизонтов с «базальтовыми» скоростями распространения упругих волн (6,8—7,1 км/сек) свидетельствует о том, что в разрезе верхней части земной коры этого района значительную роль играют основные разности пород. Очевидно, проникновение «базальтовых» разностей с больших глубин (по-видимому, из мантии) в верхние этажи земной коры происходило здесь по зоне глубинного разлома путем инъекции и проплавления. Отдельные порции «базальтовых» разностей достигали наиболее верхних зон, где они сейчас фиксируются документально в разрезе метаморфизованной осадочно-вулканогенной белозерской серии (ультрабазиты, серпентинизированные перидотиты и др.). Конкско-Белозерский разлом по характеру сопровождающих его аномалий и особенностям геологического строения аналогичен остальным субмеридиональным разломам южного склона УЩ. Это позволяет думать, что данные сейсмических исследований в Белозерском районе справедливы и для других аналогичных разломов региона.

Следующий, Мелитопольско-Новоцарицынский разлом, являющийся непосредственным южным продолжением Орехово-Павлоградского разлома, хорошо выражен в гравитационном и маг-

нитном полях. Рассмотрению этого нарушения посвящена специальная работа (Чекунов, 1965). Орехово-Павлоградский разлом разделяет УЩ на две части: правобережную и приазовскую. Приазовская часть, в отличие от правобережной, имела иную историю развития: она была переработана палеозойскими движениями, здесь проявился герцинский вулканизм. Орехово-Павлоградский разлом продолжается на сотни километров на север и на юг УЩ. Глубинные сейсмические исследования в зоне разлома показали, как и в Белозерском районе, аномально сложное строение земной коры и нарушение раздела М.

Из рассмотренных зон древних глубинных разломов наибольшее влияние на мезокайнозойскую седиментацию оказывали Одесский, Криворожско-Евпаторийско-Скадовский и Мелитопольско-Новоцарицынский (Орехово-Павлоградский) разломы. Во время формирования осадочного чехла эти нарушения разделили южный склон УЩ на две крупные структурно-фациальные области (Соллогуб и др., 1967): западную (между Одесским и Криворожско-Евпаторийско-Скадовским разломами) и восточную (между Криворожско-Евпаторийско-Скадовским и Мелитопольско-Новоцарицынским разломами), заметно отличавшиеся по геотектоническому режиму, характеру осадконакопления и палеогеологическим особенностям.

Корсакско-Феодосийский разлом является южным продолжением структур Корсак-Могилы. На юге это нарушение, по-видимому, ограничивает с востока горное сооружение Крыма.

Ждановско-Керченский разлом продолжает к югу Предкальчикскую зону субмеридиональных нарушений Приазовского массива. Этот разлом выходит в район юго-восточной части Керченского полуострова, где он, по-видимому, разграничивает области развития складчатости субширотного (западная и северная части Керченского полуострова) и юго-западного (юго-восток Керченского полуострова, весь Таманский полуостров) простираний. Ждановско-Керченский разлом, совместно с Кальмиус-Джигинским, разделяет Индоло-Кубанский передовой прогиб на западную — предкрымскую — и восточную — предкавказскую — части, развитие которых было существенно различным (Чекунов и др., 1960).

Кальмиус-Джигинский разлом продолжает к югу Кальмиусскую зону субмеридиональных нарушений Приазовского массива. Кальмиус-Джигинский разлом разделяет Северо-Азовский и Ейский (Копанский) грабены Причерноморской впадины и ограничивает с востока Азовский вал. В пределах акватории Азовского моря к разлому приурочены характерные аномалии магнитного (Тесленко и др., 1964) и гравитационного полей. На южном борту Западно-Кубанского прогиба он разделяет участки с различным типом и простиранием складчатости (Гаркаленко и др., 1969), а еще южнее — ограничивает с запада мегаантиклинорий Большого Кавказа.

Афипско-Екатериновский разлом выходит на южный склон УЩ лишь северным своим концом; отнесение его к древним дорифейским нарушениям основано на аналогии с рассмотренными выше разломами, имеющими очевидные продолжения на УЩ. В пределах Скифской плиты Афипско-Екатериновский разлом ограничивает с востока Староминско-Ленинградскую приподнятую антиклинальную зону, разделяет Каневское и Березанское поднятия, а еще южнее ограничивает с востока проявления интенсивных складчатых деформаций на южном борту Западно-Кубанского прогиба (Гаркаленко и др., 1969). Выделение разлома основано на геологических и гравиметрических данных.

Армави́ро-Тахтинский разлом расположен целиком в пределах Скифской платформы; его отнесение к нарушениям дорифейского заложения является предположительным. Разлом ограничивает с запада Манычский грабен и Ставропольский свод, а на юге отделяет Беломечетскую синклиналь от Восточно-Кубанского прогиба (Лабинская перемычка).

Основными субширотными глубинными разломами на южном склоне УЩ являются южное ограничение Русской платформы, о котором речь шла выше, а также Златопольско-Конкский разлом, выделяемый по геофизическим данным. Златопольско-Конкский разлом ограничивает с юга обнаженную часть УЩ на участке между р. Ингульцом и Васильевкой. Восточное продолжение этого нарушения становится уже северной границей щита, отделяя Приазовский массив от Конкско-Ялынской впадины.

На южном склоне УЩ развиты также менее значительные субширотные, северо-западные и северо-восточные древние разрывные нарушения.

С субширотными нарушениями, очевидно, связано разделение южного склона щита на северную и южную зоны, а также появление перегибов в молодых слоях осадочного чехла, в частности уже упоминавшегося перегиба Мелитополь—Каховка—Николаев (Маков, 1940).

Южная граница Русской платформы параллельна древним субширотным разломам южного склона УЩ. Это позволяет думать, что она связана с регенерацией одного из них в начале рифея.

По материалам гравиметрии, магнитометрии и геологии И. А. Гаркаленко, В. С. Попович и Л. А. Ступак предприняли попытку расшифровать внутреннюю структуру дорифейского субстрата на южном склоне УЩ западнее Приазовского массива.

Анализ данных по обнаженной части щита позволил определить критерии расчленения фундамента южного склона и выделения в нем разломов, антиклинальных и синклинальных структур. Эти критерии сводятся к следующему: 1) положительные гравитационные аномалии соответствуют участкам распространения метаморфических гнейсов, амфиболитов, чарнокитов и железистых кварцитов, отрицательные — районам развития

гранитов; 2) линейные магнитные аномалии обуславливаются железистыми породами и отдельными разновидностями гнейсов; над гранитными массивами и областями распространения мигматитов наблюдаются слабоинтенсивные магнитные аномалии различной ориентировки, соответствующие реликтам первичных пород в мигматитах или зонам тектонических нарушений, по которым внедрились диабазы или гипербазиты; 3) участки развития метаморфических гнейсов, амфиболитов, чарнокитов и железистых пород, с которыми связаны положительные гравитационные аномалии, соответствуют синклинальным структурам. Над антиклинальными структурами, в большей степени подвергнутыми гранитизации, наблюдаются понижения значений силы тяжести; 4) зоны крупных разломов сопровождаются большими градиентами значений силы тяжести, цепочками локальных гравитационных и магнитных аномалий, пережимами и смещением их осей, резким изменением направлений изолиний.

Использование перечисленных критериев позволило выделить в пределах основных блоков южного склона УЩ главные антиклинории и синклинории и определить в общих чертах состав слагающих их комплексов пород. На южном склоне щита к западу от Приазовского массива выделяются следующие основные блоки: Кишиневский, Одесский, Николаевский, Ингульский, Скадовский и Белозерский, ограниченные зонами перечисленных выше древних субмеридиональных разломов: Фрунзовско-Арцизского, Очаковского (Ряснопольского), Кировоградско-Николаевского, Криворожско-Евпаторийско-Скадовского и Конкско-Белозерского.

В Одесском блоке прослежено южное окончание Гвоздаевского синклинория, а также Капланский синклинорий. Эти структуры разделены Лозовским антиклинорием. Гвоздаевский синклинорий, судя по характеру гравитационного и магнитного полей, сложен метаморфическими гнейсами, амфиболитами, чарнокитами и, в пределах Одесской магнитной аномалии, возможно, железистыми кварцитами. На отдельных участках гнейсы замещены метасоматическими гранитами кировоградско-житомирского типа. Западное крыло синклинория, вероятно, срезано Одесским разломом, восточное крыло — складчатостью более высокого порядка, представленной Сербской синклиналью, Благоевской и Мариновской антиклиналями.

Капланский синклинорий сложен преимущественно биотито-плагиоклазовыми, биотито-пироксеновыми и другими разновидностями гнейсов, среди которых преобладают магнитные разновидности. Лозовский антиклинорий образован гранитами кировоградско-житомирского типа, в массивах которых, видимо, широко распространены ксенолиты биотито-плагиоклазовых и биотито-пироксеновых гнейсов.

В Николаевском блоке прослеживаются Ряснопольский синклинорий и Вознесенский антиклинорий. Сочленение этих струк-

тур, вероятно, тектоническое. В пределах Ряснопольского синклиория развиты преимущественно плотные немагнитные породы: амфиболиты, гнейсы основного состава и мигматиты. По характеру гравитационного и магнитного полей они могут быть сопоставлены с породами Запорожского массива среднего Приднепровья. Очевидно, дорифейский фундамент денудирован здесь особенно глубоко и на его поверхность выходят породы наиболее древних архейских серий. В ядре Вознесенского антиклиория развиты преимущественно метасоматические граниты кировоградско-житомирского типа. На отдельных участках, особенно в районе глубоких минимумов силы тяжести, развиты интрузивные граниты.

В Ингульском блоке распространены породы гнейсовой серии Ингульского синклиория. Восточное крыло структуры, вероятно, срезано Криворожско-Евпаторийско-Скадовским разломом. Западное крыло осложнено дополнительной складчатостью. Здесь установлено три синклинальные и две антиклинальные складки. Западная синклиналь, ось которой проходит по линии сс. Богдановка—Новониколаевка, четко прослеживается по линейным интенсивным гравитационным аномалиям. В южной части структуры наблюдается усложнение гравитационного поля, что, по видимому, связано с появлением складчатости более высокого порядка. Сопоставление гравитационного и магнитного полей позволяет предположить, что в ядре складки залегают плотные немагнитные породы типа амфиболовых гнейсов, а на крыльях — менее плотные и магнитные породы типа пироксен-биотитовых гнейсов. Вторая синклинальная структура прослеживается также четко по линейным гравитационным аномалиям в районе сс. Баштанка—Явкино. Эта синклиналь сложена несколько иным комплексом пород, чем первая, и более интенсивно осложнена дополнительной складчатостью. Породы, слагающие складку, менее плотные, и в их комплексе отсутствуют магнитные разности. Предположительно это биотито-плагноклазовые гнейсы. Ось третьей синклинали прослеживается по гравитационным аномалиям в районе сс. Малеевка—Березнеговатое. По характеру гравитационного поля эта складка аналогична второй синклинальной структуре. Однако здесь, в крыльях складки, появляются магнитные разности гнейсов. Описанные синклинали разделяются антиклинальными структурами, которые прослеживаются по относительным минимумам силы тяжести. В антиклиналях предполагается развитие гранитоидов или мигматитов по биотито-плагноклазовым гнейсам.

В Скадовском блоке выделяется три синклинальные и три антиклинальные складки северо-западного простирания. Западная синклиналь расположена в пределах Виноградовского максимума силы тяжести. Второй синклинали соответствует система локальных максимумов западной части Новокаменской аномалии, а южнее — Строгановский максимум. В северной части эта

складка сложена предположительно амфиболо-биотитовыми гнейсами конкско-верховцевской серии, в южной части — биотито-плагноклазовыми и биотито-пироксеновыми гнейсами криво-рожской серии. Северная часть складки, очевидно, подвергалась более глубокому денудационному срезу. Восточная синклиналь четко прослежена только в пределах Новокаменской аномалии силы тяжести. На широте г. Каховки она замыкается или сменяется к востоку в район Фрунзенского максимума. Антиклинальные структуры прослеживаются по минимумам силы тяжести и соответствуют участкам развития гранитоидов и мигматитов.

В Белозерском блоке простирающиеся складчатые структуры резко изменяются на северо-восточное. Здесь выделяется Белозерская синклиналь, представленная эффузивно-осадочными породами конкско-верховцевской серии, а также несколько антиклинальных структур, сложенных гранитами.

Проявления субширотных, северо-западных и северо-восточных нарушений в фундаменте южного склона УЩ различны в разных (Николаевском и Одесском) блоках.

Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма

Равнинный Крым — участок Скифской платформы, расположенный между южным краем Восточно-Европейской платформы и альпийским горным сооружением Крыма. Складчатое основание его гетерогенно и сложено разновозрастными комплексами пород (Муратов, Бондаренко, Плахотный, Черняк, 1968). Древнейший из них представлен зелеными метаморфическими сланцами, вскрытыми в районе с. Зуи и восточнее с. Новоцарицыно. Они относятся предположительно к верхнему докембрию или к низам палеозоя и принадлежат, по-видимому, к эпибайкальскому цоколю герцинид. С байкальским тектогенезом синхронны внегеосинклинальные интрузии щелочных гранитоидов и мигматитов, встреченные под нижним мелом в северном Присивашье (скв. Аверьяновская № 9). Абсолютный возраст пород (определенный Ф. И. Котловской в ИГФМ АН УССР) составляет 600—620 млн. лет.

Второй комплекс складчатого основания сложен сероцветными карбонатно-терригенными метаморфическими породами центральных и южных районов Крыма. Они отвечают по возрасту девону — нижнему карбону и принадлежат нижнему структурному ярусу герцинид. Оба эти комплекса пород слагают глыбовые выступы фундамента — Новоселовский и Симферопольско-Новоцарицынский, перекрытые меловыми отложениями чехла.

Главная складчатость в палеозойской многогеосинклинали Равнинного Крыма происходила, по-видимому, на границе нижнего — среднего карбона (судетская фаза). Она не сопровождалась

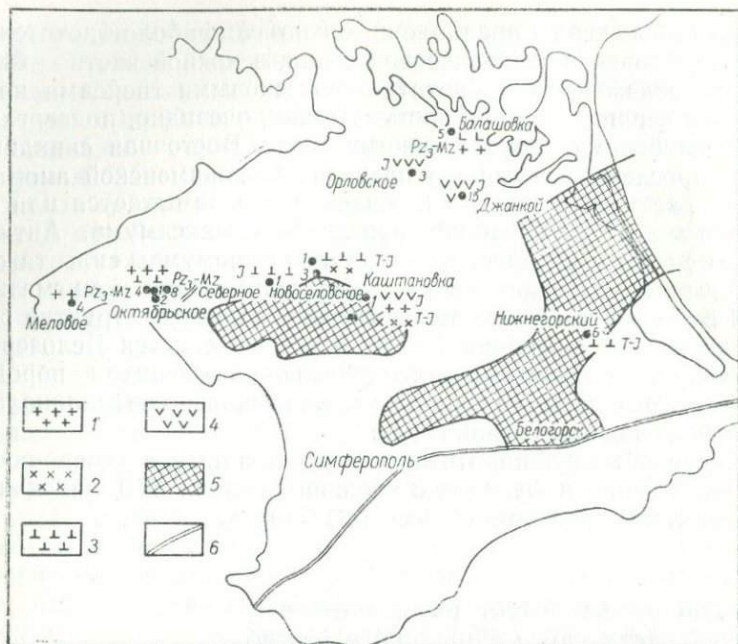


Рис. 29. Схема местонахождения выявленных в Равнинном Крыму верхнепалеозойских (?) — триас-юрских магматических пород (составили В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотный).

1 — гранитоиды; 2 — диориты; 3 — кварцевые диабазы, габбро-диориты, габбро-диабазы и диабазовые порфириды; 4 — дацит-андезитовые и андезитовые порфириды эффузивные; 5 — участки выступов доверхнепалеозойских пород на предмеловую поверхность размыва; 6 — мегаантиклинорий Горного Крыма.

здесь существенным гранитоидным магматизмом, ибо доверхнепалеозойские граниты нигде в Равнинном Крыму пока не установлены (рис. 29).

Эпигеосинклиальные и орогенные образования среднего — верхнего карбона, перми и низов триаса представлены преимущественно слабо измененными карбонатными, терригенными и эффузивными породами, заполняющими наложенные впадины и грабенообразные прогибы внутри герцидиз и у южного края Восточно-Европейской платформы (эффузивно-терригенная формация позднепалеозойского возраста в районе с. Крыловки, карбонатная формация перми или триаса у г. Евпатории, верхняя молассовая формация низов триаса у с. Новоалексеевки и г. Геническа), или же образующими чехол докембрийского комплекса основания в пределах погребенных срединных массивов (карбонатная формация карбона и перми под триас-юрскими отложениями в западной части Горного Крыма).

Не совсем ясно стратиграфическое и структурное положение дислоцированных и часто ороговикованных сероцветных песчано-глинистых пород, вскрытых в южной части Тарханкутского полу-

острова и в Присивашье (район с. Балашовки), которые содержат пластовые тела порфиров среднего и основного состава и провраны интрузиями гранитоидов (граниты, микропегматиты и микроаплиты Балашовской, гранит-порфиры Октябрьской и гранодиориты Меловой площадей). Абсолютный возраст роговиков из Балашовской скв. № 5 (250 млн. лет, определения Ф. И. Котловской) показывает, что эти породы не моложе перми. Они являются образованиями, по-видимому, позднепалеозойского краевого синклинория, которые были метаморфизованы гранитоидами в заключительную (позднегерцинскую) стадию замыкания геосинклинальной системы. Для Южно-Тарханкутского же песчано-сланцевого комплекса не исключен раннемезозойский (триасовый?) возраст.

Триас-юрские отложения широко развиты в Равнинном Крыму, где окаймляют выступы палеозойских пород. Рассматриваемый комплекс пород формировался в обстановке резкой активизации мезозойских (киммерийских) тектонических движений, охвативших весь Крым, но проявившихся по-разному в южной и северной его частях.

В южной части Крыма, в результате раскалывания и опускания по разломам эпигерцинского (и эпибайкальского) фундамента, в триасовое время заложился глубокий геосинклинальный прогиб (Муратов, Лычагин и др., 1969), несогласно срезавший в восточной своей части древние структуры фундамента Равнинного Крыма (Плахотный, 1969).

В юго-западной и юго-восточной частях Равнинного Крыма в триас-юрское время возникли зоны периплатформенных опусканий и отдельные грабенообразные прогибы, отвечающие в какой-то степени современной Альминской впадине и северной части Индольского прогиба.

В северных районах Крыма и прилегающих акваторий Черного и Азовского морей в это время образовалась зона грабенообразных прогибов. Максимальные мощности триас-юрских образований по данным сейсморазведки (Гаркаленко, Никифоров и др., 1967) приурочены к району г. Джанкоя. В приосевой части Джанкойского прогиба юрские отложения смяты в складки (Орловская, Северо-Джанкойская, Вишняковская, Восточно-Джанкойская и др.) преимущественно субмеридионального и северо-западного простираний, контролируемых разломами в глубоко погруженном докембрийском фундаменте. Западнее Джанкойского прогиба триас-юрские отложения резко уменьшаются в мощности. Южнее они развиты на склонах Новоселовского и Симферопольско-Новоцарицынского выступов фундамента, заполняя иногда узкие грабены (Гвардейский и другие).

Общий план строения триас-юрского комплекса пород в Равнинном Крыму в значительной мере обусловлен блоковыми движениями по разломам. Блоковый каркас создан доминирующими диагональными разломами восток-северо-восточной и северо-за-

падной ориентировок. Тектонический характер носят зачастую и границы распространения триас-юрских отложений — в северной части Альминской впадины, южной части Симферопольского выступа и в северном Присивашье.

Совершенно очевидно, что тектонические процессы, происходившие в триас-юрское время в геосинклинали южной части Крыма, были в известной степени общими и для прилегающей области современной Скифской плиты. Подтверждением этому служат также значительные проявления в Равнинном Крыму триас-юрского магматизма, особенно в зоне сочленения Скифской плиты с Восточно-Европейской платформой. Об интенсивном раннемезозойском вулканизме в Джанкойской прогибе свидетельствуют дацит-андезитовые порфириты, встреченные под нижним мелом скважинами Орловской № 3 (инт. 4146—4181 м) и Североджанкойской № 15 (гл. 4494,5 м); южнее, в пределах Новоселовского поднятия, юрские андезитовые порфириты эффузивного генезиса вскрыты скв. Красновской № 1 в инт. 870—1170 м (Снегирева, 1969). Эти породы залегают непосредственно на метаморфических сланцах карбона и принадлежат, по-видимому, лавовому потоку трещинного типа излияния. Уникальное крупное интрузивное тело встречено под базальными песчаниками нижнего мела западнее с. Северного в скв. № 1, инт. 910—1469 м. Оно сложено среднезернистыми кварцевыми диоритами и кварцевыми диабазами верхнего триаса (абсолютный возраст 210 млн. лет, определение Ф. И. Котловской) и представляет собой, вероятно, гипабиссальную или субвулканическую интрузию (из которой скважина не вышла). Сходство минералогического состава, структуры, и, по-видимому, формы триасовых интрузий Новоселовского поднятия и Горного Крыма, а также соответствие пересчитанных по катионам химических анализов, не оставляет сомнения в их комагматичности.

Рассмотренные особенности строения триас-юрских отложений в Равнинном Крыму наряду с синхронным им магматизмом подтверждают предположение А. С. Моисеева (1937), что киммерийские (по автору, «херсонесские») движения захватили не только южную, но и северную части Крыма. Таким образом, выясняется, что зарождение в мезозое Крымско-Кавказской геосинклинальной системы сопровождалось тектонической активизацией современной Скифской плиты, в особенности слабо консолидированных ее участков, соответствующих внутренним и краевым позднемезозойским прогибам. Образовавшиеся при этом на молодой субплатформе раннемезозойские прогибы и грабены были тесно связаны генетически, а нередко и пространственно с вновь возникшей южной геосинклинальной областью. По-видимому, основные фазы активизации тектонических движений и сопутствовавшего им магматизма были в известной степени общими для Южно-Крымской геосинклинальной зоны и мезозойских прогибов Равнинного Крыма. Последние — как бы ареальные структуры по

отношению к геосинклинали южного Крыма, но отличаются от нее более кратким периодом существования. К концу средней юры эти прогибы были уже замкнуты и почти весь Равнинный Крым, как единое целое, сохранял в позднеюрское время приподнятое положение, за исключением самых южных участков его, вовлеченных в погружения со стороны остаточной Восточно-Крымской геосинклинали.

Рассматриваемые раннемезозойские прогибы и грабены, выявленные в Равнинном Крыму, не могут быть отнесены к категории геосинклинальных прогибов, так как по стилю строения имеют много общего с платформенными структурами. В то же время по особенностям внутреннего строения, проявлениям магматизма, степени дислоцированности и вторичной измененности заполняющих отложений они неоднородны и в одних случаях тяготеют по этим признакам к парагеосинклинальным или тафрогеосинклинальным прогибам, в других — лучше отвечают понятию метаплатформенных, или раннеплатформенных. Следовательно, важнейшая особенность триас-юрского комплекса образований Равнинного Крыма — сложность и неустойчивость его структурного положения. В пределах пологих бортов прогибов на склонах выступов фундамента ранней консолидации эти отложения имеют типичный платформенный облик (средняя юра Пришивашья), а в инверсированных грабенах, в замкнувшихся краевых структурах крымского мегаантиклинория, расположенных частью в Равнинном Крыму (Битакский прогиб), они имеют характер складчатого основания.

Собственно платформенный чехол в Равнинном Крыму (как и в северном Причерноморье) начинается отложениями нижнего мела, развитыми повсеместно и залегающими резко несогласно и трансгрессивно на разновозрастных породах. Начало становления его связано с замыканием в готериве остаточных геосинклинальных прогибов Горного Крыма (Лычагин, 1958; Муратов, 1960; и др.).

В строении чехла выделяются два структурных яруса, разделенные региональным перерывом и угловым несогласием. Нижний из них охватывает отложения от нижнемеловых до среднемиоценовых, а верхний от среднемиоценовых до антропогенных. Строение чехла на разных стратиграфических уровнях различно. В структурном плане подошвы нижнемеловых отложений выделяются такие зоны.

На севере, вдоль границы сочленения древней и молодой платформ, тянется зона меловых грабенообразных прогибов и односторонних грабенов, намеченных впервые М. В. Чирвинской и Б. Л. Гуревичем (1959). В западной части рассматриваемой зоны выделяется глубокий Каркинитско-Северокрымский грабенообразный прогиб, а восточнее — более мелкий Североазовский односторонний грабен.

Южнее простирается субширотная область приподнятого за-

легания подошвы меловых отложений, которая состоит из Среднеазовской и Симферопольско-Новоселовской зон поднятий, включая неглубокий Вернадовский грабен. На встречном погружении этих двух зон поднятий, напротив Шакалинского сужения Сиваша, расположена Нижнегорская седловина. Наконец, в юго-восточной части Равнинного Крыма выделяется глубокий Индольский прогиб, представляющий собой лишь западную часть единого Индоло-Кубанского краевого прогиба.

Каркинитско-Северокрымский прогиб имеет в отложениях нижнего и отчасти верхнего мела грабенообразный характер. Ось его проходит через северную часть Равнинного Крыма (значительно южнее Перекопского перешейка и северного Сиваша). С севера он ограничен крупными погребенными разрывами, прослеженными от Каркинитского залива до района с. Балашовки (Соллогуб, Чекунов, Павленкова и др., 1963; Гаркаленко, Никифорок и др., 1967). Их амплитуда по подошве мела составляет 1,5—2 км. В приподнятых северных крыльях зоны разрывов подошва мела вскрывалась скважинами на глубинах 2,5—2,7 км (Балашовский блок), в то время как в грабене (Орловская и Джанкойская площади) она вскрывалась на глубинах соответственно 4,1 и 4,5 км. Сходная зона разрывных дислокаций ограничивает прогиб с юга. Обе эти зоны краевых разрывов неоднородны и состоят из отрезков нарушений различной ориентировки, принадлежащих разным пространственным системам разломов, объединенных в протяженные ломаные линии лишь общим знаком движений.

Западным ограничением Каркинитско-Северокрымского (Одесско-Сивашского) грабенообразного прогиба служит Одесский глубинный разлом (Соллогуб, Гаркаленко, Чекунов, 1965, и др.). На востоке этот прогиб сопряжен с Североазовским или Ейско-Утлюкским прогибом. Граница между ними проходит по Тюп-Джанкойскому разлому, установленному у основания одноименного мыса сейсмо- и электроразведкой. К востоку от этого нарушения подошва мела вскрывалась скважинами (Славянские № 4 и 5, Медведовская № 1, Стрелковая № 15) на глубинах 3,0—3,2 км, а западнее — на глубинах 4,0—4,5 км (скв. Восточно-Джанкойская № 2, Северо-Джанкойская № 15). Максимальные глубины залегания подошвы мела (свыше 7—8 км) в Каркинитско-Северокрымском прогибе отмечаются западнее Тарханкутского п-ова между Одесским и Николаевским разломами (Гаркаленко и др., 1967; Балавадзе и др., 1968).

В меловых отложениях прогиба на Тарханкутском п-ове развиты брахиантиклинальные и куполовидные складки восток-северо-восточной и субширотной ориентировки; восточнее простираются их северо-западное и частично восток-северо-восточное, а в районе г. Джанкоя — северо-западное до субмеридионального наряду с восток-северо-восточным. Субмеридиональная ориенти-

ровка складок связана с глубоко погребенными дислокациями докембрийского фундамента, которые четко отражены в структуре юрских и меловых отложений восточной части прогиба. Локальные поднятия часто образуют валообразные зоны складок (мегаантиклинали и полузамкнутые валы), иногда погребенные. Наиболее характерна Южно-Тарханкутская мегаантиклиналь, весьма напоминающая собой одиночные мегаантиклинали Мангышлакской системы дислокаций. Сходные структуры северо-западной ориентировки играют роль поперечных перемычек в прогибе. Наиболее отчетливая из них — Чапаевско-Бакальская (по Богайцу, 1968) зона поднятий.

В прогибе широко развиты вулканогенные образования (Меловая, Родниковская, Задорненская, Каштановская, Северо-Северянская, Орловская, Северо-Джанкойская, Восточно-Джанкойская, Вишняковская площади). Наиболее мощные разрезы осадочно-вулканогенных пород встречены в районах с. Мелового, с. Каштановки и юго-восточнее с. Орловской. Скважина Меловая № 4 на Тарханкутском п-ове вскрыла средне-верхнеальбские вулканогенно-осадочные породы в инт. 2600—3770 м. Нижняя часть (300 м) сложена разнообломочными туфами с прослоями туфолав и лав. Выше залегает толща туфов, туффитов, туфобрекчий, туфоаргиллитов и аргиллитов мощностью 860 м. Вулканокластические породы андезитового состава образуют пачки мощностью 10—30 м, развитые на площади 30—35 км². В восточном направлении (Родниковская, Западно-Октябрьская, Октябрьская площади) вулканокластические породы замещаются вулканогенно-осадочными. Каштановский разрез осадочно-вулканогенных пород (скв. № 1, инт. 2870—3690 м) представлен внизу массивными андезитовыми порфиритами мощностью 210 м (самые верхи нижнего альба), перекрывающимися пачкой среднеальбских алевритовых аргиллитов с тонкими прослоями туффитов. Выше (инт. 2870—3276 м) залегают верхнеальбские разнообломочные туфы с прослоями лав, туфолав и туффитов дацит-андезитового состава. Орловский осадочно-вулканогенный комплекс, пройденный полностью скв. № 3, состоит из двух толщ вулканогенных пород, разделенных аргиллитами. Нижняя толща мощностью 450 м (инт. 3475—3940 м) сложена массивными сероцветными андезитовыми порфиритами с прослоями светлых дацит-андезитовых порфиритов. Относятся они к самым низам верхнего — среднего и частично к верхам нижнего альба. Верхняя осадочно-вулканогенная толща мощностью 900 м (верхний альб—низы сеномана) сложена в нижней части лавами, туфолавами и аргиллитами с подчиненными прослоями туфов средне- и разнообломочных, иногда лапиллиевых, в верхней части — лавами, лавобрекчиями и туфолавами с подчиненными прослоями туфов. Состав пород андезитовый и дацит-андезитовый.

Стратиграфический диапазон развития меловых вулканогенных пород Каркинитско-Северокрымского грабенообразного

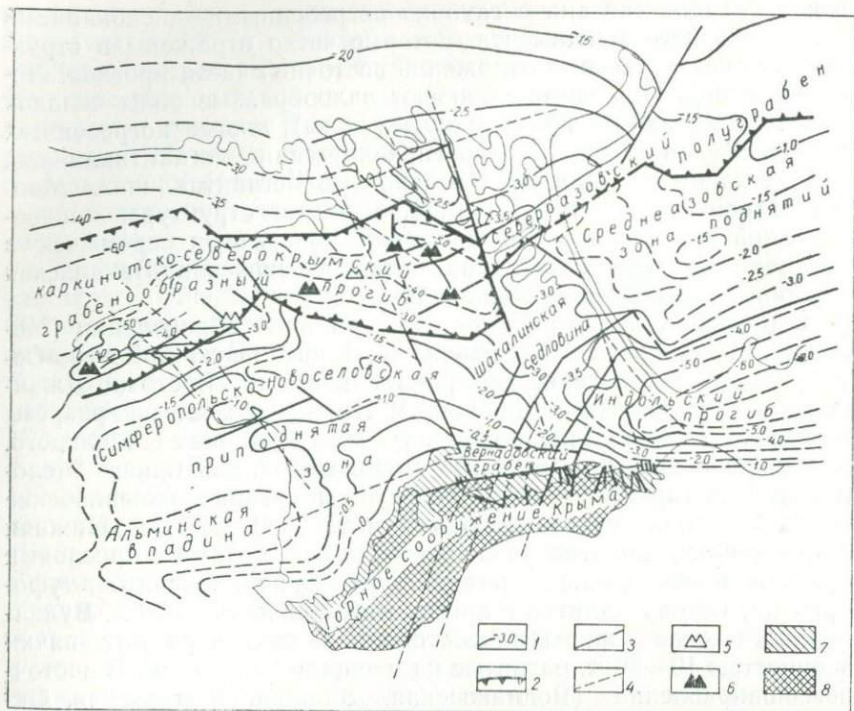


Рис. 30. Структурно-тектоническая схема Равнинного Крыма и прилегающих районов для нижней части платформенного чехла (составил Л. Г. Плехотный, 1969).

1 — изогипсы подошвы меловых отложений; 2 — краевые разрывные нарушения северной зоны грабенообразных прогибов; 3 — разрывы, выраженные в низах меловых отложений; 4 — разрывы в домеловых комплексах пород, выраженные на отдельных участках и в меловых отложениях; 5 — центры меловой вулканической деятельности предполагаемые; 6 — то же, достоверные и вероятные; 7 — участки выходов нижнемеловых отложений на дневную поверхность; 8 — область отсутствия нижнемеловых отложений.

прогиба охватывает возрастную интервал от среднего или верхнего нижнего альба до низов сеномана включительно. Верхняя граница соответствует уровню затухания разрывных нарушений, ограничивающих прогиб. С этим возрастным интервалом связано также распространение кремнистых образований (опок, спонгилитов, гезов и др.) в северном Причерноморье.

Однообразный состав вулканогенных пород (дацит-андезитовая формация) обусловлен, вероятно, происхождением их из промежуточных коровых магматических очагов одного генетического уровня. Сравнение их фациальных особенностей с положением локальных магнитных аномалий, связанных зачастую с околожерловыми продуктами (Герасимов, Апареев, 1968), позволяет достаточно точно определить местоположение центров меловой вулканической деятельности (рис. 30).

Главнейшие вулканические очаги центрального типа располагались юго-западнее с. Мелового у современной береговой линии

Тарханкутского п-ова, юго-восточнее с. Орловского, северо-западнее г. Джанкоя (у с. Богемки), в районах с. Алексеевки (севернее крупного краевого разрыва) и с. Первомайского. На Вишняковской площади (у с. Арбузовки) и вблизи Каштановской существовали очаги излияния лав трещинного типа.

Меловой вулканизм Северокрымского прогиба можно считать унаследованным от предшествовавшего раннемезозойского периода вулканической деятельности, так как под базальными песчаниками нижнего мела (на участках расположения меловых вулканических очагов) обнаружены порфириды триас-юрского возраста, сходные по структуре и составу с нижнемеловыми эффузивами.

Североазовский односторонний грабен расположен в пределах Азовского моря (Маловицкий, 1962, 1965). Он представляет собой сложно построенную погребенную депрессию, заполненную меловыми отложениями и разбитую продольными и поперечными разрывами. Погружение меловых пород к югу имеет «обратно ступенчатый» характер. С приподнятыми крыльями нарушений связаны локальные поднятия. Геофизическими работами и бурением установлено, что прогиб продолжается через Арабатскую стрелку в Равнинный Крым, приобретая постепенно новые черты построения. Глубина его здесь (до подошвы мела) не превышает 3,5 км.

Среднеазовская зона поднятий представляет собой (Муратов, 1955; Сергеев, 1957; Чекунов, 1957; Маловицкий, 1962, 1965) приподнятую по разломам и наклоненную к югу погребенную глыбу Скифской плиты, выраженную в гипсометрии поверхности фундамента и в отложениях мела. В палеоген-неогеновом комплексе пород ей отвечает моноклираль широкого северного крыла Азово-Кубанской впадины. Северный приподнятый край глыбы (Азовский вал) оборван крупным нарушением. Поверхность фундамента вала залегает на глубине 1 км. В западном и восточном направлениях происходит погружение вала и появляется его северное крыло — сначала в виде ступенчатого погружения меловых пород к северу (район Арабатской стрелки), а затем — нормального погружения их в сторону прогиба (Славянский выступ). Переход Среднеазовской глыбовой зоны поднятий к Индоло-Кубанскому прогибу происходит по крупной флекуре или погребенному разлому, зафиксированному в фундаменте профилем КМПВ. Разрез меловых отложений здесь сокращенный.

Симферопольско-Новоселовская приподнятая зона занимает всю центральную часть Равнинного Крыма и, судя по геофизическим данным (Балавадзе и др., 1968), продолжается в пределы акватории Черного моря. В ее составе выделяются Симферопольский выступ, Новоселовское поднятие и примыкающая к ним неглубокая Альминская впадина. От Симферопольского выступа отходит Сакский структурный нос. Все эти элементы относят к единой области с приподнятым залеганием подошвы чехла (Лы-

чагин, 1958; Дикенштейн, 1959; Черняк и Богаец, 1960). Остовом ее служит Симферопольско-Бакальская поперечная зона поднятий, включающая Симферопольский выступ и наиболее приподнятую часть Новоселовского поднятия, а также Чапаевско-Бакальский структурный выступ в Каркинитско-Северокрымском прогибе. Подошва меловых отложений погружается от этой поперечной зоны поднятий веерообразно в северном, северо-западном и северо-восточном направлениях. Оформление структурных элементов всей этой приподнятой области началось со второй половины мела и завершилось в предсреднемиоценовое время.

Среди меловых отложений Новоселовского поднятия широко распространены прослои вулканогенных пород, характеризующиеся тем же стратиграфическим диапазоном развития, что и в Каркинитско-Северокрымском прогибе (средний — верхний альби и сеноман). Они представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туффитами и туфами дацит-андезитового состава. Источником вулканогенного материала были, по-видимому, вулканы Каркинитско-Северокрымского грабенообразного прогиба.

Восточней Симферопольского поднятия расположен меловой Белогорский (Лычагин, 1958) прогиб. Он выполнен мощной толщей песчаников, конгломератов и глин верхнего готерива-баррема, залегающих трансгрессивно на титон-валанжинских отложениях Восточно-Крымского синклинория и заключающих в себе крупные экзотические глыбы и гальки древних метаморфических пород фундамента. Севернее краевых известняковых выступов синклинория протягивается полоса развития мощных толщ верхнебаррем-аптских и альбских отложений, заполняющих северную обособленную часть прогиба. Таким образом, Белогорский прогиб — гетерогенный тектонический элемент, состоящий из двух генетически различных, хотя и взаимосвязанных частей. Южная возникла в неокоме в пределах Крымского мегаантиклинория в процессе замыкания Восточно-Крымской остаточной геосинклинали, а северная — в апт-альбское время в краевой части Скифской плиты в результате ее обрушения по разломам (Вернадовский грабен).

Нижнегорская седловина расположена между Симферопольско-Новоселовской и Среднеазовской зонами приподнятого залегания подошвы мела, разделяя в то же время Каркинитско-Северокрымский и Индольский прогибы. Эта структура возникла на рубеже крупных мезозойских погружений в северной части Крыма, развивавшихся в связи с формированием Каркинитско-Северокрымского и кайнозойских опусканий при формировании Индольского прогиба.

Индольский прогиб обычно рассматривается как западная часть выделенного М. В. Муратовым (1955) единого Индоло-Кубанского краевого прогиба, сформировавшегося в основном в олигоцен-неогеновое время в связи с поднятиями Кавказа и Гор-

ного Крыма. Новые геолого-геофизические данные показывают, что эта область представляет собой крупную полигенную депрессию, состоящую из трех основных смещенных в плане палеопрогибов — позднеюрско-раннемелового с максимальными мощностями в пределах юго-западной равнины Керченского п-ова, олигоцен-раннемиоценового с максимальными мощностями в северной части Керченского п-ова и неогенового (собственно Индольского) с приосевой зоной в южной части Азовского моря. В структурном плане подошвы меловых отложений ось суммарного прогиба проходит в северной части Керченского полуострова. Центриклиналь прогиба испытывает поворот в северо-западном направлении в соответствии с простиранием Симферопольско-Новоселовской зоны поднятий. Северная граница Индольского прогиба совпадает с нарушениями, ограничивающими с юга Среднеазовскую глыбовую зону поднятий. Южный борт прогиба характеризуется большими мощностями нижнемеловых отложений (свыше 1400 м в районе с. Мошкаревки).

В целом строение низов платформенного чехла Равнинного Крыма и прилегающих районов характеризуется значительной расчлененностью, сильной дизъюнктивной нарушенностью, наличием погребенных структурных элементов и широким развитием вулканогенных пород, что говорит о преемственности движений доплатформенных и раннеплатформенных этапов истории геологического развития.

Строение верхней части чехла отличается меньшей контрастностью локальных структурных форм, сглаженными контурами крупных структурных элементов, широким распространением наложенных и новообразованных структур и почти полным отсутствием проявлений магматизма.

МЕТАСОМАТОЗ И РУДОНОСНОСТЬ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР ОБРАМЛЕНИЯ УЩ

Алмазоносность и ее отношение к платформенным структурам обрамления УЩ

Проблема алмазоносности юго-западной части Русской платформы и ее отношение к обрамляющим щит платформенным структурам рассматривается по представлениям Н. П. Семененко (1969) о выделении рифейско-нижнепалеозойской области глубинных разломов в омоложенном юго-западном крае платформы (периферическая зона галицийской складчатости).

В первую очередь заслуживают внимания, как потенциальные регионы коренной алмазоносности, зоны сочленения западного, северо-западного и юго-западного склонов щита с обрамляющими

платформенными структурами (УЩ с Вольно-Подольской плитой, а последней — с Молдавской плитой и внешней зоной Предкарпатского краевого прогиба, северо-западного склона УЩ с Припятским валом и др.).

Развитие в подобного рода зонах сочленения коровых и подкоровых разломов обычно сопровождается основным и реже ультраосновным вулканизмом.

На территории Украины платформенный вулканизм этого типа проявил себя в двух обособленных областях: в пределах Вольно-Подоллии и в Приазовье.

Еще не установлено, что трапсовая формация Вольно-Подоллии сопровождается щелочными базальтоидными и ультраосновными щелочными породами. Однако широкое развитие в этой области пироба в терригенных комплексах (от рифея вплоть до современных) свидетельствует о скрытых под чехлом осадочных пород пиропсодержащих подкоровых образованиях типа пироповых перидотитов или кимберлитов.

Предположение о возможной кимберлитовой природе скрытых источников пироба и алмаза до известной степени может базироваться на фактах совместного нахождения пироба и алмаза в кластических породах юго-западной части щита, Вольно-Подоллии, Молдавии и Причерноморской впадины.

Убедительным примером может служить Приазовье, где основной магматизм уже сопровождается щелочно-базальтоидными и своеобразными щелочными разновидностями, однако без пироба. В непосредственной близости от них в кластических отложениях обнаружена та же минеральная ассоциация — пироп—алмаз,— что и для юго-западной окраины щита.

Следовательно, вполне определенно намечается единый древний магматический цикл, связанный с омоложенными движениями рифей-раннепалеозойского времени на территории юго-западной окраины Русской платформы в целом и способствовавший появлению алмазоносных подкоровых расплавов.

В связи с древними проявлениями скрытых под чехлом алмазоносных кимберлитов и их несомненным разрушением в процессе многоэтапной эрозии, очевидно, могут представить интерес разновозрастные терригенные толщи как коллекторы алмаза. Для Вольно-Подоллии это самые древние на Украине пиропсодержащие гравелиты валдайской свиты верхнего рифея; в пределах междуречья Днестра и Южн. Буга — алмазоносная кластическая толща балта (неогенового возраста), для среднего Приазовья — алмазоносные неогеновые прибрежно-морские осадки, для Молдавии и Причерноморской впадины — древнечетвертичные аллювиальные образования бассейнов Днестра, Прута, Серета и других рек, а также прибрежная полоса северо-западного побережья Черного моря (от устья Дуная до устья Южн. Буга).

Геологоструктурные комплексы Вольно-Подольи и их роль в изучении алмазоносности

Древнейшим базальным горизонтом, к которому применимы критерии литологического контроля, на территории Вольно-Подольи является валдайская серия верхнего протерозоя (рифей). Это крупнозернистые осадочно-терригенные образования, сложенные песчаниками, алевролитами и конгломератами и приуроченные, как правило, к приподнятым участкам пород фундамента.

Большой интерес представляет сравнение литологии этих отложений в различных районах территории Вольно-Подольи. В районе Подольи валдайская серия выделена в интервале 147,2—151,7 м. В ее основании залегает прослойка (0,3 м) конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников, состоящих из неокатанного материала.

Анализ всех известных на территории Вольно-Подольи образований позволил выделить определенные структурные этажи, разделенные между собой длительными перерывами в осадконакоплении.

Структуры верхнепротерозойского этажа имеют широтное простирание. Их продолжением под осадочным чехлом является Припятский кристаллический вал.

С эпохой байкальской складчатости связано образование крупной Вольно-Оршанской отрицательной структуры северо-восточного простирания, с субвулканическими залежами габбро-диабазов. На юге сформировалась рифейская кордильера северо-западного простирания, служившая областью денудации. С байкальским временем связан также мощный трапповый вулканизм.

Нижне- и верхнепалеозойские структурные этажи представлены породами ордовика, силура, девона и карбона.

Наиболее перспективными в смысле благоприятных условий россыпеобразования необходимо признать районы Припятского вала и зону сочленения щита с плитой, где складчатые породы фундамента и чехла максимально приподняты.

В размещении кимберлитов большая роль принадлежит глубинным разломам. Связь кимберлитов с глубинными разломами на платформах не вызывает сомнений. Поэтому выявление таких зон при поисках коренных источников алмаза на территории Украины составляет первоочередную задачу.

В настоящее время в пределах щита вполне определенно установлены крупные зоны глубинных разломов (Тяпкин, Нечаев и др., 1966).

Глубинные разломы образуют протяженные зоны двух систем: диагональной (северо-западного и северо-восточного направлений) и ортогональной (субмеридионального и субширотного направлений), связанные с развитием древних геосинклиналей.

Наибольший интерес представляют зоны глубинных разломов,

непосредственно связанные с развитием внутриплатформенных структур: Горыньская, Припятская, Шепетовская, Ровенская, Борщевская, Шумская, Владимир-Волынская и Томашгородская. Последние сопровождаются многочисленными дайками и штокообразными телами габбро-диабазов или служат подводящими каналами, по которым происходило излияние траппов.

Возникновение глубинных разломов, заложенных в верхней мантии и пересекающих базальтовый слой, могло вызвать плавление его и подъем к поверхности вслед за базальтами также кимберлитов. Региональные зоны глубинных разломов не всегда четко проявляются в структуре осадочного чехла, в связи с чем для их установления особое значение приобретают геофизические методы исследований. В частности, последними выявлен глубокий разлом меридионального направления к востоку от линии Антоновка—Степань с амплитудой 5 км, отвечающий границе УЩ и Вольно-Подольской плиты. С ним могут быть связаны плутономагматические формации ультраосновного щелочного типа, однако наиболее интересные структуры встречены в пределах Вольно-Подолли.

Вместе с тем на описываемой территории, вдоль западной окраины Украинского щита, широко распространена трапповая формация рифейского возраста, связанная с байкальской фазой тектогенеза. Она представлена силлами, дайками и покровами базальтов, диабазов, диабазовых порфиритов, развитых в зонах региональных глубинных разломов области сочленения щита, а также в глубинных разломах, обрамляющих Вольнскую (рифейскую) впадину и Припятский вал.

При изучении разреза трапповой формации четко выделяют три фации: эффузивная (миндалекаменные оливинсодержащие базальты, долериты), пирокластическая (туфы лито-, витроили витро-литокластические) и интрузивная (габбро-долериты). Установленные в последнее время прослои туффитов в силурийских породах Припятского вала могут свидетельствовать о многофазности проявления вулканизма на Вольно-Подольской плите.

Учитывая закономерность в пространственном размещении траппов и кимберлитов на платформах, где последние располагаются по периферии трапповых полей и следуют непосредственно за ними во времени, а также сходство общего структурного плана, делаем вывод о необходимости установления основных центров вулканизма, зон трещинных излияний, шлаковых, лавовых, эруптивных брекчий и, в особенности, своеобразных вулканических трубок, заполненных туфами основных пород, которые иногда ассоциируют с кимберлитовыми телами (например, Малобатуобинский район в Якутии).

На Припятском валу и западном склоне УЩ могут быть выделены участки древних центров вулканизма в районе сс. Бузаков, Конобеля, Закубечей, Бора, Ратно, Горыньграда и т. д., где они представлены многократно перемежающимися горизонтами лав

и пирокластов, отороченных агломератами и грубоотсортированными брекчиями. Последние состоят из обломков базальтов, диабазов, кварцевых порфиров, гранитов, гнейсов и сцементированы пепловым материалом.

Наиболее интересны линейные зоны Ратно, Хотешева, Кухотской Воли, Владимирца, Мидска и др. На участках сгущения и пересечения трещин находятся вулканические аппараты центрального типа (Ратно, Хотешев). Кроме того, отмечены своеобразные эруптивные брекчии в районах Медного и Горыньграда (Савченко, 1969), где устанавливаются долгоживущие зоны глубоких разломов.

Наряду со структурными и магматическими критериями при поисках алмазных месторождений практически наиболее важны критерии минералогические — характерный комплекс минералов-спутников алмаза. К ним относятся пироп, пикроильменит, оливин, хромдиопсид, образовавшиеся одновременно с алмазом в магматическом очаге в протоматический этап.

Из парагенетических минералов-спутников алмаза на территории Украины достоверно установлен лишь гранат (пироп), который наблюдается в рыхлых отложениях современного аллювия и древних кластических образованиях. В этой связи немаловажное, а иногда и первостепенное значение при поисках как коренных, так и россыпных источников алмаза, приобретает пироповая съемка (Бобриевич, Смирнов, Тарасюк, 1968).

Пироп в древнекластических отложениях на территории Волыно-Подолли появляется в валдайской серии верхнего протерозоя, где в пробе № 2522 из полесской серии встречено одно зерно, а в пробе № 2534 из гдовского горизонта валдая уже 40 зерен. Выше по разрезу он прослеживается в нерасчлененных отложениях нижнего и среднего кембрия, песчанистых известняках силура, песчаниках сеноманского и туронского ярусов верхнего мела, палеогеновых и неогеновых отложениях (табл. 29).

Находки пироба в древнекластических отложениях позволяют выделить среди них несколько наиболее благоприятных (для обнаружения алмазов) стратиграфических единиц. В первую очередь к ним следует отнести грубозернистые отложения гдовского горизонта валдайской серии верхнего протерозоя.

Валдайские и нерасчлененные ниже-среднекембрийские отложения, вероятно, могут быть самыми древними промежуточными коллекторами алмазов, а перекрывающие их мел-неогеновые отложения — вторичными коллекторами.

Распределение пироба в аллювии рек Волыно-Подолли крайне неравномерно; в некоторых местах его совершенно нет. Так, отмечается довольно своеобразное его распределение в русловом аллювии правых притоков р. Припяти, где высокие концентрации мелких зерен пироба приурочены к верховьям и низовьям рек; в то же время средние течения крайне бедны. Наиболее высокая концентрация этого минерала установлена в верховьях Стыри

Таблица 29

Содержание и характеристика пиропы в разновозрастных терригенных отложениях Воыно-Подолли

Возраст, характеристика отложений	Кол-во проб с пиропом	Вес пробы, кг	Выход тяжелой фракции, кг/м ³	Кол-во зерен пиропы в пробе	Характеристика пиропы			
					Размер зерен, мм	Степень окатанности	Цвет	Показатель преломления
Полесская серия, мелкозернистые песчаники	1	12	284	1	0,4× ×0,3	Полуокатанный	Оранжево-розовый	1,743
Валдайская серия, грубо-, средне- и мелкозернистые песчаники	5	10	156—6166	2—40	0,45× ×0,8	Неокатанный, полуокатанный (последний преобладает)	Бледно-лиловый, малиново-розовый, оранжево-красный	1,740—1,752
Нерасчлененные нижне- и среднекембрийские средне- и мелкозернистые песчаники	1	10	588	1	0,4— —0,2	Окатанный	Оранжево - красный	1,747
Нерасчлененный силур, песчаный известняк (данные Алексеевой и др., 1963)	1	—	—	1	0,15	Неокатанный	Лиловый	1,749
Верхний мел, сеноманский и туронский ярусы. Среднезернистые песчаники	8	10—20	41—2324	1—3	0,1— —0,5	Полуокатанный	Оранжево - розовый, бледно - малиново - красный, бледно-лиловый	1,743—1,754
Палеоген, харьковский ярус, песчаники	3	—	—	1—3	0,2× ×0,3	»	Бледно - лиловый, оранжево - красный	1,745—1,751
Неоген, тортонский ярус, пески	1	—	—	1	0,5	Неокатанный	Густо-лиловый	1,758
Неоген, сарматский ярус, среднезернистые пески и песчаники	1	—	—	1	0,8	Полуокатанный	Малиново-красный	1,743

(152 знака), ручья Тарнацкого (109), Случи (35—75), Припяти (16—75). Подобное распределение пиропса в аллювии указанных рек наводит на мысль о возможном существовании в их верховьях и низовьях самостоятельных источников, располагающихся в центральной части плиты и на Припятском валу.

Алмазоносность и пиропсоносность терригенных отложений Прикарпатъя, Молдавии и территории бассейнов Днестра и Южн. Буга

Алмазы на изученной территории были обнаружены только в аллювиальных отложениях Днестра, в пределах Молдавской плиты и в Причерноморской впадине.

Наиболее древними из известных алмазоносных отложений р. Днестра являются аллювиальные галечные отложения VII надпойменной террасы. Алмаз найден в аллювиальных песчано-галечных отложениях у с. Шмален. Он имеет размер до 0,2 мм в поперечнике, ромбододекаэдрический габитус, слабопрозрачный, бледно-кремового оттенка.

Остальные алмазы обнаружены в современных русловых отложениях. Один из них, из косовых галечников Днестра (г. Каменка), представляет собой изометрический остроугольный осколок кристалла небольшого размера золотисто-желтого цвета, с сильным блеском. В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует. В иммерсионных жидкостях проявляет слабо выраженную аномальную анизотропию.

Вторым участком находок мелких алмазов является Днестровский лиман, на отрезке от с. Николаевки до с. Роксолян. Здесь обнажается базальный горизонт галечников и конгломератов VI надпойменной террасы р. Днестра, который в с. Николаевке установлен на высоте 25 м над уровнем лимана.

В составе конгломератов преобладают галька и гравий коричневато-желтых кремней, яшм и белого кварца с подчиненным количеством галечника и валунного материала среднесарматских известняков, цементированных кварц-полевошпатовым и кальцитовым материалом.

В районе с. Роксолян, в отложениях прибойной полосы Днестровского лимана, найдены два зерна алмаза, а третий обнаружен в 1,5 км ниже. Минеральный состав пляжевых отложений характеризуется существенно альмандиновой ассоциацией.

Алмаз из с. Роксолян представлен изометрично-округлым кристаллом октаэдрического габитуса размером 0,3×0,3 мм. Октаэдрические грани кристалла образованы тригональными пластинками, которые постепенно уменьшаются, вследствие чего на месте ребер октаэдра образованы штриховатые поверхности, отвечающие граням (110). Кривогранность этих поверхностей обуславли-

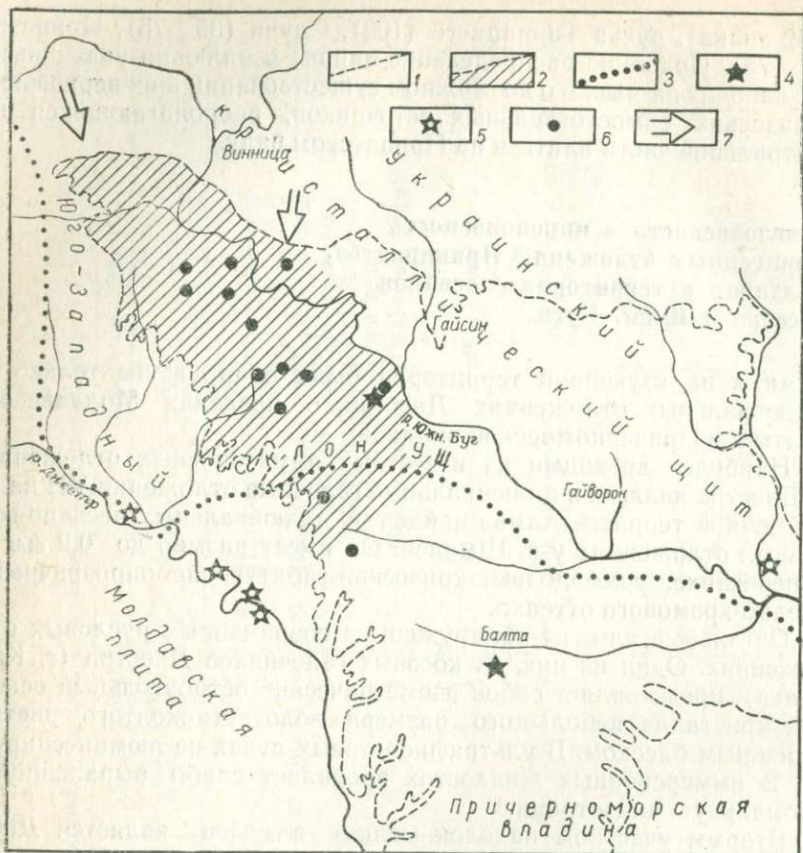


Рис. 31. Схематическая карта развития балтских отложений с элементами алмазности и пиропоносности.

1 — схематическая граница развития отложений балтской свиты; 2 — развитие грубозернистых балтских образований; 3 — условный контур Украинского щита; 4 — находки алмазов в балтских отложениях; 5 — находки алмазов в аллювиальных отложениях рек; 6 — повышенная пиропоносность отложений балтской свиты; 7 — основные направления сноса терригенного материала в период формирования балтской толщи.

вает округлую форму кристалла в целом. Алмаз бесцветный, отличается высокой степенью прозрачности и отражающей способностью. Люминесценция яркая, красновато-оранжевая.

Благоприятными отложениями, как промежуточные коллекторы алмазов, являются неогеновые кластические отложения балтской свиты междуречья Днестра и Южн. Буга.

На территории междуречья Днестра и Южн. Буга неогеновые отложения балтской свиты покрывают чехлом кристаллические породы нижнего структурного этажа платформы и реликты первичного ее осадочного чехла палеозойского и мезозойского возраста в непосредственной близости от юго-западных структур обрамления щита (рис. 31).

Южная граница развития балтских отложений определяется северным контуром понтических известняков и проходит от р. Южн. Буга (район устья р. Бакшалы) в субмеридиональном направлении до р. Днестра (г. Дубоссары). По мнению М. И. Савченко (1966), эта граница соответствует только верхним слоям балтской свиты, синхронным морским фациям понтических отложений, в то время как слои балта, соответствующие мэотису, простираются значительно южнее и достигают современной береговой линии Черного моря. На западе отложения переходят на правобережье р. Днестра в пределы Молдавской ССР, где они залегают на Центрально-Молдавской возвышенности и южной части Приднестровской. Восточной границей распространения балтских отложений служит в основном долина р. Синюхи, а на севере она проходит по линии Винница—Умань.

Подошва балтских отложений имеет значительные колебания абсолютных отметок, однако с явной общей тенденцией к понижению в южном направлении от Винницы до Гайворона.

Здесь существует широкая балтская ложбина стока субширотного простираения с крутыми западными и более пологими восточными склонами. К ней приурочен грубозернистый материал, который представляет определенный интерес в отношении его россыпной алмазности.

Выделяется 17 генетических типов балтских отложений, представленных в основном песками, алевролитами, супесями, суглинками, глинами и реже гравийно-галечными образованиями.

С целью выяснения условий образования всех выделяемых генетических типов отложений и особенно грубозернистых фаций составлена палеогеографическая карта, которая по времени охватывает период завершения формирования балтской толщи (равный 10—12 млн. лет).

На этой толще показано существование громадной дельты, располагавшейся на междуречье среднего течения рек Южного Буга и Мурафы (левый приток р. Днестра), общей площадью не менее 2—2,5 тыс. км². Периферическая (южная) часть дельты постоянно находилась в подводных условиях, и в ее формировании наряду с отложениями речных водотоков участвовали и морские отложения. Северная часть дельты, находившаяся в основном севернее широты г. Тульчина и сложенная преимущественно грубокластическим материалом, была приподнята над уровнем моря.

В вопросе установления возможных областей сноса мнение большинства исследователей (Выржиковский, 1927; Черногорова, 1927; Бондарчук, 1959; Савченко, 1966; Хубка, 1966) совпадает. В общем плане поступление терригенного материала в балтскую ложбину шло с севера и северо-запада, хотя имеются некоторые расхождения во взглядах на природу самих источников сноса.

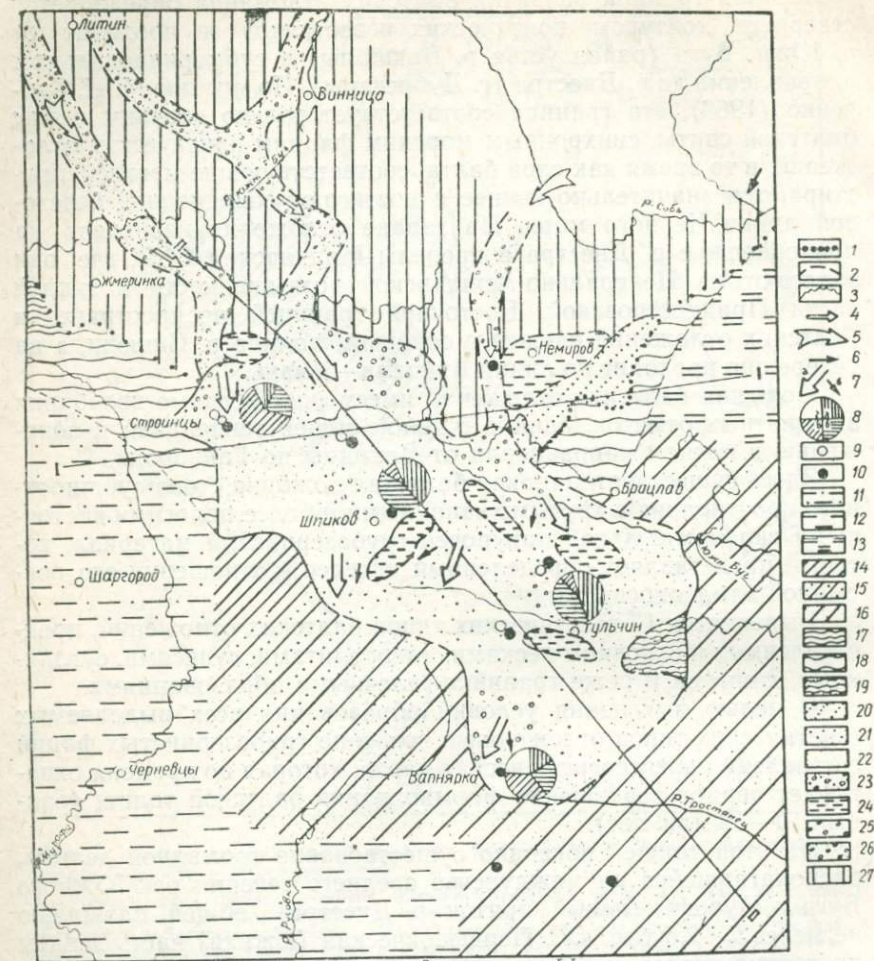


Рис. 32. Литогенетические типы отложений северной части балтской свиты в конце миоцена — начале плиоцена (составил Л. Н. Дружинин).

Алмазосность и пиропосность балтских отложений

Алмазы в балтских отложениях (табл. 30) впервые были обнаружены в 1966 г. Л. Н. Дружининым у ст. Ладыжин, а впоследствии и И. П. Яловенко к югу от г. Балты.

Алмазодержащие отложения у ст. Ладыжин представлены гравийно-галечным материалом, для которого характерно повышенное содержание минералов тяжелой фракции ($48,3 \text{ кг/м}^3$). В полном соответствии с классом крупности отложений, как правило, минералы имеют крупные размеры. Среди них выделяется лейкоксен-альмандин-ильменитовая (39—61%) ассоциация тяжелых минералов. В заметных количествах встречаются также монацит (здесь и далее идет речь об аксессуарном монаците), турмалин, ставролит, рутил. В полученном после термохимической обработки продукте немагнитной фракции концентрата этих отложений установлены заметное содержание муассанита и редкие знаки золота. Окатанность всех минералов хорошая, за исключением мелких зерен альмандин. Наряду с последним в этих отложениях есть и пироп в количестве до 10—26 зерен на шлиховую пробу. Величина зерен пироба достигает одного миллиметра, окатанность слабая. Неокатанные зерна составляют 5—7%. Преобладающая окраска пироба малиновая, малиново-оранжевая и фиолетовая (рис. 32).

1 — положение береговой линии; 2 — границы фаций; 3 — граница области, где большая часть размыва в период формирования более молодых отложений; 4 — направление речных потоков; 5 — главные направления сноса обломочного материала; 6 — второстепенные направления сноса обломочного материала; 7 — преимущественное направление потоков в дельте; а — по ориентации осей галек, б — по направлению косых слоев; 8 — окатанность галечно-гравийных обломков в дельтовых отложениях: а — остроугольные, б — плоскоокатанные, в — среднеокатанные, г — окатанные; 9 — повышенный выход тяжелой фракции в отложениях балтской свиты (более 1%); 10 — повышенная пиропосность отложений балтской свиты (более 25 знаков на 20 л породы); 11—19 — группа морских фаций; 11 — фация глинистых осадков прибрежного моря. Глина, алевроит мелкозернистый (редко с морской фауной), 12—13 — фация алевроитовых осадков прибрежного моря; 12 — алевроит мелкозернистый, однородный, неясно-горизонтально-слоистый; 13 — алевроит мелкозернистый с прослоями крупнозернистого иногда полого- или волнисто-слоистый, 14—16 — чередование песков и алевроитов зоны волнений прибрежной части моря; 14 — тонкое переслаивание алевроитов (мощность слоев от долей миллиметра до 24 мм), 15 — песок мелкозернистый, алевроит крупнозернистый с волнистой мульдобразной слоистостью, 16 — песок мелкозернистый с косой крупной разнонаправленной слоистостью, 17 — фация глинистых осадков заливов. Алевроит мелкозернистый, глина с волнистой слоистостью, 18—19 — фации песков и алевроитов зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; 18 — алевроит мелкозернистый, глина с отчетливой волнистой неправильной слоистостью; 19 — песок мелко- или среднезернистый, с волнистой мелкой прерывистой слоистостью; 20—24 — группа переходных фаций; 20 — фация песков пересыпей, кос. баров. Песок мелко- или среднезернистый, с подчиненными прослоями алевроитов, 21—23 — фации дельтовых отложений; 21 — песок средне- или крупнозернистый с косой разнонаправленной слоистостью без ритмической сортировки материала, 22 — песок мелко- и среднезернистый с горизонтальной и косой мелкой слоистостью, 23 — песок средне- и крупнозернистый с галечногравийным материалом, с косой разнонаправленной слоистостью, 24 — фация песков и алевроитов приморских озер. Песок, алевроит, глина с отчетливой горизонтальной правильной слоистостью; 25—26 — группа аллювиальных фаций. Фации песчаных и песчано-галечных отложений русла: 25 — гравий, песок, крупнозернистый и разнозернистый, несортированный, 26 — песок крупно- и среднезернистый с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной слоистостью; 27 — группа болотных фаций. Фации глинисто-алевроитовых осадков заболоченных прибрежноморских равнин. Алевроит, глина, иногда мелкозернистый песок неслоистый, редко с горизонтальной и прерывистой слоистостью.

Примечание. В местах отсутствия достаточного количества данных предположительные границы даны соответствующими пунктирами.

Таблица 30

Распределение зерен пиропы в различных участках балтских отложений, %

Размер зерен пиропы, мм	Северная часть р-на*	Центральная часть р-на**	Южная часть р-на***
>0,8	3,7	2,8	6,2
—0,8+0,7	7,3	4,7	2,1
—0,7+0,6	14,7	13,1	14,6
—0,6+0,5	36,5	22,3	16,6
—0,5+0,4	16,7	45,7	29,2
—0,4+0,3	20,2	10,3	29,2
—0,3+0,2	0,9	1,1	2,1
Итого	100,0	100,0	100,0

Примечание: * — пиропы в количестве 224 штук из района сс. Шуры Копневской, Муховцев;

** — пиропы в количестве 234 штуки из района ст. Вапнярка, с. Кислицкого;

*** — пиропы в количестве 192 штуки из района г. Балты, с. Батрацкого.

Следует отметить, что пироп вообще широко распространен в отложениях балтской свиты, и участками достигает значительной концентрации (430 зерен на 20 л породы) в северной части района. В южном направлении содержание его уменьшается, равно как и величины самих зерен с одновременным возрастанием хорошо окатанных зерен, что нехарактерно для северных областей. Практическое исчезновение пиропы наблюдается несколько южнее широты г. Балты, а также на левобережье Южн. Буга.

В разрезе балтской толщи пироп в основном сконцентрирован в верхах, относимых к концу миоцена — началу плиоцена.

О муассаните Днепровско-Донецкой впадины

Наиболее важной предпосылкой наличия кимберлитов в пределах юга Русской платформы являются находки в песках неогенового и палеогенового возраста кристаллов алмаза (Полканов, 1967), а также муассанита (Романов, 1966).

Алмазы в Днепровско-Донецкой впадине впервые обнаружены в 1965 г. в бассейне р. Мерлы сотрудником Института минеральных ресурсов МГ УССР Ю. А. Полкановым в одной пробе, отобранной И. С. Романовым из песков полтавской серии.

Алмазоносные пески отложились в прибрежноморских условиях среднеполтавского бассейна и характеризуются мелким размером зерен, высокой степенью сортировки, а также хорошей окатанностью зерен кварца. Легкая фракция песков на 95—98%

представлена кварцем; главными же минералами тяжелой фракции являются: лейкоксенизированный ильменит, рутил, циркон, лейкоксен, дистен, силлиманит, турмалин, ставролит и др.

В отобранной пробе обнаружено несколько кристаллов алмаза. Представлены они свободными от сростков зернами кубического габитуса, с раковистым изломом и сильным алмазным блеском, в ультрафиолетовом свете люминесцирующими в желто-оранжевых тонах. По мнению Ю. А. Полканова, исследованные алмазы сходны по форме кристаллов и физическим свойствам с алмазами неогеновых песков Правобережной Украины, современных аллювиальных отложений Днепра и пляжевых песков северного побережья Черного и Азовского морей.

Муассанит (установленный в песках полтавской серии) — редкий минерал. Это природный карбид кремния. Впервые муассанит был обнаружен в 1914 г. совместно с алмазом в железном метеорите Каньон Дьябло (штат Аризона, США) и долгое время считался минералом только метеоритного происхождения. В СССР впервые был найден в кимберлитовых породах трубки «Мир» в 1957 г. (Бобривич, Бондаренко и др., 1959). На Украине этот минерал впервые встречен среди олигоценых и миоценовых песков восточного Приазовья (Юрк и др., 1965), среднего Приднепровья (Полканов, 1965) и Днепровско-Донецкой впадины (Романов и др., 1966).

В пределах Днепровско-Донецкой впадины муассанит установлен в шести пунктах на правобережье р. Ворсклы.

Муассанитсодержащими породами в Днепровско-Донецкой впадине являются аллювиальные среднезернистые кварцевые пески со средним размером зерен 0,05—0,10 мм и хорошей сортировкой.

Легкая фракция песков сложена преимущественно кварцем (97—99%). В тяжелой фракции установлены измененный ильменит, лейкоксен, циркон, дистен, силлиманит, ставролит, муассанит, корунд, гранат, шпинель, анатаз и др.

Количество тяжелой фракции в песках непостоянно. Содержание муассанита в тяжелой фракции также различное.

Исследуемые зерна муассанита совершенно не несут следов окатанности, поверхность их свежая, без какой-либо полировки и штриховки. Минерал хрупкий, твердость выше 9, имеет раковистый и полураковистый излом, сильный алмазный блеск. Окраска голубая, светло- и темно-синяя, реже голубовато-зеленая, светло-зеленая и бесцветная. Единичные зерна люминесцируют в ультрафиолетовых лучах. Для изучаемого муассанита характерны неправильной формы осколки и остроугольные призматические зерна.

Характер скола на кристаллах муассанита и частичное оплавление граней зерен позволяют предполагать наличие резких динамических нагрузок, которые могли возникнуть только при мощных взрывах в очаге кристаллизации.

Характер морфологии кристаллов муассанита и экспериментальные данные, проверенные на муассаните модификации α -sic-II других месторождений (Бауэр, Фиала, Гржихова, 1963), свидетельствуют о высокой температуре кристаллизации (1950—2000° С) и значительном давлении (свыше 100 тыс. атм) очага магмы.

Диагностика муассанита Днепровско-Донецкой впадины, подтвержденная рентгенометрическими, спектральными и оптическими исследованиями, позволяет отнести его к гексагональной модификации.

По данным Е. В. Францесон (1968), В. К. Маршинцева (1966) и др., муассанит является минералом кимберлитов и их характерным парагенетическим спутником.

Из других минералов кимберлитов среди пород осадочного комплекса Днепровско-Донецкой впадины отмечаются оливин, пироксены моноклинные и ромбические (диопсид, энстатит), хромшпинелиды, корунд и др.

В связи с изложенным представляют интерес исследования вещественного состава всей осадочной толщи пород, причем главное внимание следует уделить выявлению ореолов рассеивания минералов-спутников алмаза (муассанита, пиропа, пироксенов, хромшпинелидов, оливина и др.). Установление закономерностей пространственного распределения этих минералов, эпох их дезинтеграции, переноса и связи с коренными источниками, в частности с эффузивами, также имеет первостепенное значение.

Метасоматические изменения основных пород Припятского вала и западного склона УЩ

На территории Припятского вала и западного склона УЩ метасоматические процессы развиты широко. Ими затронуты разновозрастные основные породы габбро-диоритовой (сформировавшейся на доплатформенном этапе развития региона; формация приурочена к кристаллическому фундаменту западного склона щита) и трапповой (входящей в состав осадочного чехла платформы) формаций. Метасоматическими процессами также затронуты породы дайково-силловой фации осадочно-терригенной формации рифея.

В первом случае наблюдаются микроклинизация, амфиболизация и биотитизация основных пород формации. Новообразования здесь представлены биотитом, роговой обманкой, альбитом и кварцем. Во втором — происходит пропилитизация (калишпатизация, трахитизация) пород дайково-силловой фации осадочно-терригенной формации рифея и пород трапповой формации венда.

Контактово-метаморфические изменения древних основных пород. Древние основные породы по времени внедрения (возможно, относящиеся к концу среднего или началу верхнего протерозоя) составляют габбро-диоритовую формацию, которая развита на Рафаловском участке Ровенской области* в зоне разлома вдоль западного склона УЩ. Породы темно-серые до черных; в их состав входят плагиоклаз, пироксен (только в неизмененных породах) и рудные. Структура офитовая, иногда появляются габбровая и аллотриоморфная. Химический анализ свежей основной породы представлен в табл. 31 (обр. 934). Порода содержит умеренное количество кремнекислоты, глинозема, железа, извести и щелочей. В соответствии с вычисленными коэффициентами по А. Н. Заварицкому порода относится к классу 4 (пересыщенные породы), группе 13 (умеренно богатые щелочами), подгруппе Б (меланократовые породы).

Основные породы, испытавшие метасоматические изменения, меняют свою окраску: они светлеют и становятся розовыми. С внедрением розовых гранитов увеличивается количество кремнекислоты (до 50—52), частично глинозема (до 18), магния (до 6—7) и извести (до 7 вес. %). Одновременно уменьшается содержание окисного и закисного железа и окиси титана (табл. 31, обр. 931, 933, 933-а), а содержание щелочей изменилось незначительно. Абсолютный возраст гранитов 1310 млн. лет.

Химический состав розовых пегматоидных гранитов приводится в табл. 31 (обр. 934-а). Граниты претерпели дробление, а затем сцементированы вторичным кварцем, в связи с чем порода содержит повышенное количество кремнекислоты (до 75 вес. %).

Изменение основных пород относится к контактовому метаморфизму, в частности, возможно, к миграционно-контактовому метаморфизму пород. Степень пропитывания метаморфизирующими растворами основных пород прямо пропорциональна расстоянию от контакта. Метасоматическое изменение пород выразилось в замещении темноцветных минералов. Так, пироксены почти повсеместно замещаются роговой обманкой. Зерна пироксена очень редки и встречаются в виде реликтов среди роговой обманки. Хлорита в данном случае нет. Пропилитизации пород этой формации не наблюдается. Последовательность процесса такая. Вслед за амфиболитизацией пироксена выделяется поздний биотит. С другой стороны, замещение плагиоклаза сопровождается выделением кремнекислоты, отложившейся затем в породе в виде кварца.

Содержание микроэлементов в породах формации, по данным спектральных анализов, приводится в табл. 32. Аномалий для какого-либо микроэлемента не устанавливается. Почти все умеренно калишпатизированные породы формации содержат равные

* Керн из скважин, пробуренных Львовской геологической экспедицией треста «Киевгеология» МГ УССР.

Таблица 31

Химический анализ основных и кислых пород, залегающих в кристаллическом фундаменте западного склона УЦ, вес. %

Компонент	Номер образца				
	934	933	931	933-а	934-а
SiO ₂	48,32	52,50	52,30	50,87	74,63
TiO ₂	1,38	1,05	0,83	1,15	0,10
Al ₂ O ₃	15,62	13,83	15,51	17,83	12,50
Fe ₂ O ₃	6,96	3,24	2,75	2,78	1,12
FeO	7,67	6,55	5,92	6,30	0,92
MnO	0,24	0,27	0,22	0,20	0,04
MgO	4,33	7,04	6,26	5,97	0,10
CaO	7,46	8,52	8,61	8,17	0,76
Na ₂ O	3,73	3,15	3,24	3,15	2,59
K ₂ O	1,63	1,57	1,91	1,32	6,99
P ₂ O ₅	0,46	0,08	0,04	0,25	—
SO ₃ (общ.)	0,60	0,47	0,20	0,08	0,05
H ₂ O ⁺	0,34	0,618	0,75	0,80	0,30
H ₂ O ⁻	0,14	0,16	0,11	0,22	0,09
CO ₂	0,09	—	—	0,16	0,10
П. п. п.	0,17	0,49	0,39	0,20	—
Сумма	99,14	99,10	99,04	99,45	100,24

Коэффициенты по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	5,9	4,8	5,3	4,8	8,3
<i>c</i>	2,9	2,4	2,9	4,1	0,2
<i>b</i>	27,4	29,2	27,2	25,9	2,60
<i>s</i>	63,8	63,6	64,6	65,2	89,3
<i>a'</i>	—	—	—	—	—
<i>c'</i>	26,8	29,1	30,7	26,2	31,0
<i>i'</i>	43,0	28,2	27,7	31,4	60,0
<i>m'</i>	30,2	42,7	41,6	42,4	9,0
<i>n</i>	78,0	76,2	72,2	78,0	36,0
<i>φ</i>	1,2	4,9	4,6	4,9	22,6
<i>Q</i>	2,9	15,2	15,7	16,7	63,8
<i>i</i>	2,2	1,4	1,1	1,6	0,1
<i>a : c</i>	2,0	2,0	1,8	1,1	8,0

Примечание: обр. 934 — свежий габбро-диорит, скв. 162, гл. 444,0 м, Рафаловский участок; обр. 933 — габбро-диорит, скв. 162, гл. 504,2 м; там же; обр. 931 — кварцевый диорит, скв. 161, гл. 476,7 м; там же; обр. 933-а — диорит, скв. 162, гл. 503,9 м; там же; обр. 934-а — розовый гранит — пегматондный, прорывающий темно-серые основные породы, скв. 162, гл. 441,0 м; там же. Анализы выполнены А. Ф. Павловой, А. Г. Пекарской и Е. Е. Бекман в аналитической лаборатории Опытного завода ИОНХ АН УССР (г. Одесса).

Таблица 32

Содержание микроэлементов (по данным общих спектральных анализов) в основных и кислых породах Владимирецко-Рафаловского и Хотешевского участков Припятского вала и западного склона УЩ, %

Номер образца	Номер скважины	Глубина, м	Порода	Mn	Ni	Co	Ti	Y	Cr	Mo	Cu
931	161	476,7	Габбро-диорит измененный	0,1—2	0,004	0,003	0,4	0,02	0,008	—	0,004
933	162	504,2	То же	0,1	0,006	0,004	0,03	0,01	0,01	—	0,005
934	162	444,0	Габбро неизмененный	0,2	0,001	0,005	0,8	0,03	0,01	—	0,004
934-а	162	441,0	Гранит пегматоидный	0,01	—	—	0,03	0,0006	—	—	0,0006
886	4-сп	384,5	Калишпат (монофракция)	0,01	0,001	—	0,08	0,004	—	—	0,0005
886-1	4-сп	384,5	Титаномагнетит	0,08	0,005	0,001	0,6	0,05	0,01	0,0003	0,001

Номер образца	Pb	Zn	Ga	Be	Sc	Y	Yb	Sr	Ba	La	Zr
931	—	—	0,002	—	0,006	0,001	0,0001	0,1	0,4	—	0,005
933	—	—	0,02	—	0,008	0,002	0,0002	0,1	0,04	0,003	0,003
934	0,001	—	0,003	—	0,003	0,001	0,0001	0,1	0,06	—	0,003
934-а	0,002	—	0,001	—	—	0,001	0,0001	0,03	0,03	—	0,001
886	—	—	0,001	0,0001	—	—	—	0,1	0,08	—	0,003
886-1	—	0,03	0,001	0,0001	0,0005	0,001	0,0002	—	—	0,002	0,004

Примечание: выполнено в лаборатории Института геохимии и физики минералов АН УССР; аналитики Орлова Л. А., Тарашан А. А., Цыбкин И. П.

количества микроэлементов (в %): марганца — 0,1—0,02; никеля — 0,001—0,006; кобальта — 0,003—0,005; титана — 0,3—0,4; ванадия — 0,01—0,03; хрома — 0,008; циркония — 0,03, меди — 0,004; бария — 0,4; стронция — 0,1 и т. д. (обр. 931, 933). В обр. 934, который содержит всего 48% кремнекислоты, еще обнаружен свинец (до 0,001%). Содержание титана в породе увеличивается до 0,8, а ванадия и бария до 0,03 и 0,06% соответственно.

Розовые пегматоидные граниты (прорывающие породы формации) содержат (в %): марганца — 0,01; титана — 0,03; ванадия — 0,006; меди — 0,003; свинца — 0,002; бария — 0,03 и др. Никеля, кобальта и хрома нет.

Метасоматические изменения (калишпатизация и трахитизация) дайково-силловой фации осадочно-терригенной формации рифея и пород трапповой формации венда. В отличие от древних основных пород, подвергавшихся контактовому метаморфизму, породы рифейско-вендской формации испытали пропицитизацию, а также калишпатизацию (трахитизацию), причем источник этих преобразований пока не установлен.

Особенно интенсивным метасоматическим изменениям подвергались породы субвулканической (дайково-силловой) фации осадочно-терригенной формации рифея. Последние представлены породами и пластовыми телами габбро-диабазов различной мощности (от 35—50 до 105 м) и протяженности. Габбро-диабазы двух структурных разновидностей: яснозернистой и миндалекаменной. Последняя встречается редко и развита главным образом в периферической части субвулканических тел.

Породы состоят из известково-натрового полевого шпата № 50—60 (лабрадор или лабрадор-битовнит), пироксена (авгит) и рудных (магнетит и титаномагнетит). В отличие от основных пород формации из фундамента западного склона щита, в указанных габбро-диабазов осадочно-терригенной формации рифея широко развит апатит, что может указывать на некоторую обогащенность магмы (давшей габбро-диабазы) флюидами. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, кальцитом, кварцем, баститом, эпидотом, биотитом и др.

Средний количественно-минералогический состав (относительно) свежих габбро-диабазов, подсчитанный на интеграционном столике, приводится в табл. 33. Суммарное количество всех полевых шпатов в свежих и измененных породах не сильно колеблется. Однако темноцветная часть породы, представленная пироксенами, в количественном отношении изменяется довольно резко. Если в свежей породе содержание пироксена около 26%, то в измененной его разности 2%. Хлорита в свежей породе содержится 12, а в измененной — 24%.

Известково-натровые полевые шпаты габбро-диабазов в отдельных тектонических блоках Припятского вала (в частности, на Хотешевском горсте) испытали метасоматические изменения.

Это выразилось в повышении кислотности плагиоклазов до № 15—20 и менее (альбит или альбит-олигоклаз). Количество темноцветных минералов уменьшилось; порода приобрела более светлый оттенок, что можно объяснить некоторым выносом железа.

По данным химических анализов (табл. 34), габбро-диабазы Хотешевского блока, по классификации А. Н. Заварицкого, относятся к классу 5, группе 19, подгруппе Б (меланократовые породы). Свежие, относительно неизменные образцы пород характеризуются довольно высоким (в вес. %) содержанием SiO_2 (до 48), CaO (до 6), Na_2O (до 4), K_2O (до 1), $\text{H}_2\text{O}_{\text{гигр}}$ (до 3). Образцы пород, затронутые метасоматическими изменениями, характеризуются пониженным содержанием SiO_2 (около 43), CaO (до 1—2), Na_2O (до 3,5); резко возрастает содержание K_2O (до 3) и H_2O (до 5—7).

Структура измененных габбро-диабазов вместо яснозернистой становится пятнистой, порфирированной. При этом выделяются порфиробласты розовых полевых шпатов, которые в свежих неизменных породах не отмечались.

Порфиробласты розовых полевых шпатов имеют размеры 3×7 мм. По кристаллооптическим данным (измерено на федоровском столике В. М. Венедиктовым), некоторые зерна в шлифах имеют основность плагиоклаза № 18—22 ($0,10 < Ng = 3-4^\circ$), что соответствует олигоклазу, развившемуся в неизменных габбро-диабазов на месте лабрадор-битовнита. Оптические константы олигоклаза подтверждаются данными рентгеноструктурного анализа (табл. 35). Исследуемый минерал (обр. 885) имеет первую наиболее яркую линию на дебаеграмме с d/n 3,19, а две последующие менее интенсивные, с d/n 2,54 и 1,820 соответственно (Михеев, 1957).

Содержание кремнезема, железа и калия в порфиробласте полевого шпата определялось рентгеноспектральным методом О. П. Шаркиным и Л. Г. Самойловичем (табл. 36). В порфиробласте установлено (в %): SiO_2 — 54,0—64,4; K — 2,2 (до 9,2 в

Таблица 33

Средний количественно-минералогический состав габбро-диабазов Припятского вала и смежных участков (подсчитано на интеграционном столике)

Минерал	Количество составных частей	
	Средний % (из 5 образцов свежих габбро-диабазов)	Средний % (из 8 образцов измененных габбро-диабазов)
Полевые шпаты	53,3	55,5
Магнетит	7,9	9,3
Пироксен	15,6	2,4
Серицит	4,4	6,1
Хлорит	12,5	24,3
Карбонаты	—	0,8
Прочие (апатит, эпидот, кварц и др.)	6,8	1,6
Сумма	100,0	100,0

Таблица 34

Химический анализ габбро-диабазов субвулканической фации Припятского вала и западного склона УЩ, вес. %

Компонент	Номер образца					
	253-а	361-б	567	893	885	886
SiO ₂	44,24	43,59	48,11	47,11	43,36	44,30
TiO ₂	2,08	3,58	3,02	3,43	3,06	3,06
Al ₂ O ₃	16,65	16,82	13,81	14,93	14,75	14,70
Fe ₂ O ₃	8,93	5,21	5,88	8,79	3,78	3,78
FeO	4,88	8,97	7,18	4,31	9,19	9,19
MnO	0,18	0,19	0,05	0,25	1,02	0,88
MgO	5,50	5,01	4,40	5,75	8,13	7,67
CaO	9,24	7,28	6,45	3,36	2,94	3,50
Na ₂ O	2,88	2,32	3,70	2,89	3,64	3,49
K ₂ O	1,37	1,12	3,20	2,72	2,00	2,40
P ₂ O ₅	0,90	0,73	0,44	1,72	0,92	0,92
SO ₃	0,03	0,41	—	—	—	—
S	—	—	0,05	0,02	0,12	0,02
H ₂ O _{гигр}	1,27	2,92	0,58	0,40	2,03	1,65
П. п. п.	1,92	1,86	2,79	3,97	5,00	4,30
CO ₂	0,14	0,27	0,77	—	—	—
Сумма	100,21	100,28	100,43	99,64	99,94	99,86
Коэффициенты по А. Н. Заварицком						
<i>a</i>	4,9	4,4	7,2	6,3	6,4	5,8
<i>c</i>	3,8	3,1	1,5	2,9	2,5	2,3
<i>b</i>	30,5	33,9	26,7	21,8	30,7	28,0
<i>s</i>	60,8	58,6	64,6	69,0	60,4	63,9
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—
<i>c'</i>	30,3	23,6	27,5	9,6	5,2	8,1
<i>i'</i>	33,6	36,6	40,3	45,2	42,8	42,4
<i>m'</i>	36,1	39,8	32,2	45,2	52,0	44,5
<i>n</i>	75,8	74,6	63,8	61,8	73,9	69,2
<i>φ</i>	33,7	66,7	10,8	21,1	5,9	6,0
<i>Q</i>	8,0	5,3	13,3	22,5	5,5	3,9
<i>l</i>	2,6	5,3	4,5	5,2	5,0	5,1
<i>a : c</i>	1,3	1,4	4,8	2,17	2,5	2,5

Примечание: 253-а — габбро-диабаз, скв. 2, гл. 53,2 м, Гута-Степанская, ИГФМ АН УССР, аналитик В. Е. Ерохина; 361-б — габбро-диабаз, скв. 2-г, гл. 147,7 м, Островцы. Там же, аналитик В. В. Мирская; 567 — габбро-диабаз, скв. 1-п, гл. 2597,0 м, Горохов. Там же; 893 — габбро-диабаз, скв. 6-сп, гл. 375,0 м, Хотешев. То же; 885 — габбро-диабаз измененный, скв. 4-сп, гл. 383,8 м, Там же. 886 — габбро-диабаз измененный, скв. 4-сп, гл. 384,5 м, Хотешев. Там же.

отдельных участках); в трещинках содержится SiO₂ 29,1—32,4, Fe 18,4 и К 1,9—3,9.

В отдельных осколках (которые, возможно, содержат выявленные на МАР-1 9,2% калия) из порфиробласта полевого шпата рентгеноструктурным анализом установлен адуляр (табл. 37).

Выполненный полный химический анализ монофракции поле-

Таблица 35

Результаты рентгеноструктурного анализа олигоклаза габбро-диабазов Припятского вала

Номер линии	Обр. 885		Олигоклаз, по В. И. Михееву, 1957		Номер линии	Обр. 885		Олигоклаз, по В. И. Михееву, 1957	
	I	d/n	I	d/n		I	d/n	I	d/n
1	3	6,5	5	6,4	24	6	1,820	6	1,810
2	3	4,4	4	4,5	25	6	1,770	5	1,770
3	7	4,0	8	4,07	26	5	1,725	4	1,740
4	5	3,73	6	3,67	27	2	1,680	4	1,700
5	7	3,47	6	3,47	28	2	1,650	4	1,660
6	2	3,33	—	—	29	3	1,588	—	—
7	10	3,19	10	3,18	30	3	1,567	4	1,562
8	5	2,97	6	2,90	31	2 ш	1,522	2	1,524
9	4	2,86	4	2,80	32	5	1,500	4	1,490
10	2	2,67	2	2,67	33	7	1,460	7	1,451
11	—	—	4	2,59	34	5	1,430	4	1,416
12	5	2,54	6	2,52	35	—	—	2	1,403
13	2	2,47	5	2,43	36	3 ш	1,373	4	1,381
14	2	2,40	4	2,37	37	4 ш	1,348	4	1,364
15	3	2,32	5	2,29	38	3 ш	1,320	7	1,325
16	1	2,20	2	2,16	39	—	—	4	1,315
17	5	2,12	6	2,10	40	3 ш	1,268	6	1,278
18	5	2,07	4	2,07	—	—	—	—	1,262
19	3 ш	2,00	4	2,01	41	1	1,250	2	1,251
20	3 ш	1,985	4	1,950	42	—	—	2	1,233
21	3	1,900	2	1,900	43	1	1,230	6	1,220
22	3	1,872	5	1,870	44	—	—	2	1,190
23	4	1,844	6	1,830	45	3 ш	1,172	5	1,172
					46	3	1,155	5	1,155

Примечание: выполнено Т. Л. Мичник в лаборатории ИГФМ АН УССР.

вого шпата (выделенный по удельному весу, затем тщательно очищенный под бинокляром) показывает, что минерал содержит около 11,0 вес. % щелочей, причем на K_2O приходится 5,40% (табл. 38). Удельный вес минерала 2,602, что значительно ниже удельного веса плагиоклазов, для которых он равняется 2,61—2,76.

На основании перечисленных физико-химических и кристаллооптических характеристик, а также сопоставлении с литературными данными (Бетехтин, 1961; Марфуни, 1962) полевой шпат из габбро-диабазов Хотешевского горста Припятского вала может быть отнесен к группе калиевых полевых шпатов.

По данным химического анализа (см. табл. 38) в монофракции полевых шпата установлены равные количества Na_2O и K_2O , в связи с чем минерал можно было бы относить к анортотклазам. Однако низкотемпературные (метасоматические) условия образования, а также определение моноклинной симметрии на рентгеновском дифрактометре (рис. 33) указывают больше на то, что

минерал относится к адуляру («адуляровидному калиевому полево-му шпату», по терминологии А. С. Марфунина, 1962).

В полево-м шпате, по данным общего спектрального анализа, содержится (в %): никеля — 0,001; ванадия — 0,004; циркония — 0,003; галлия — 0,001; меди — 0,005; бария — 0,08 и др. (см. табл. 32).

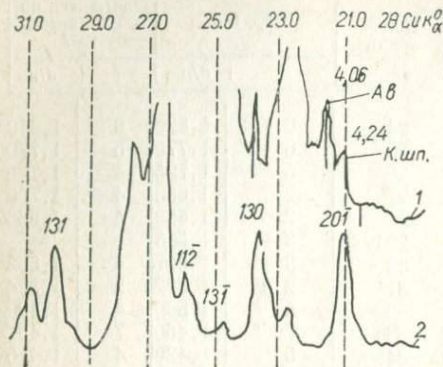


Рис. 33. Порошкограммы калишпатов, по методу рентгеновского дифрактометра.

1 — полево-й шпат из Хотешевского участка Припятского вала, в котором установлена моноклинная фаза калиево-го полево-го шпата (снято в ИГФМ АН УССР); 2 — калиево-й полево-й шпат («адуляр») из Балея в Забайкалье (А. С. Марфунин, 1962).

В процессе метасоматических преобразований габбро-диабазов возрастает количество рудных минералов, в частности титаномагнетита (см. табл. 38). В 15 г рудного концентрата титаномагнетита (вес исходной пробы 1 кг) химическим анализом установлено 16,80% TiO_2 и 79,55% железа ($Fe_2O_3 + FeO$), а также примеси до 0,09% меди и 0,03% никеля. Общим спектральным анализом (см. табл. 32) в титаномагнетите

Таблица 36

Содержание элементов в породообразующих и рудных минералах из габбро-диабазов Припятского вала (по данным рентгеноспектрального анализа), %

Полево-й шпат

Оксид или элемент	Содержание кремния, железа и калия		Примечание
	Полево-й шпат	Прожилки по трещинкам в полево-м шпате	
SiO_2	54,0—66,4	29,1—32,4	— Возможно, больше Во включениях 8,7—9,2
Fe	0	13,5—18,4	
K	2,2—7,8	1,9—3,9	

Халькозин

Элемент	Содержание меди, железа и серы		
	Халькозин	Железистые включения	Рудная пыль в породе
Cu	74,3—75,0	—	0,8—3,0
Fe	0,9—1,0	39,8—47,0	0,9
S	18,6—22,1	—	Менее 0,2

Примечание: выполнено на MAP-1 в ИГФМ АН УССР О. П. Шаркиным и Л. Г. Самойловичем.

Таблица 37

Результаты рентгеноструктурного анализа адуляра габбро-диабазов
Припятского вала

Обр. 885-4			Обр. 886			Адуляр, по В. И. Михееву, 1957		
Номер линии	<i>l</i>	<i>d/n</i>	Номер линии	<i>l</i>	<i>d/n</i>	Номер линии	<i>l</i>	<i>d/n</i>
1	—	—	1	—	—	1	2	4,68
2	6	4,1	2	6	4,15	2	6	4,21
3	—	—	3	3	3,96	3	1	3,94
4	4	3,77	4	5	3,73	4	4	3,77
5	—	—	5	4	3,60	5	2	3,61
6	4	3,50	6	3	3,45	6	2	3,48
7	10	3,25	7	10	3,30	7	10	3,313
8	—	—	8	8	3,20	8	8	3,227
9	3	2,97	9	3	2,97	9	4	2,995
10	—	—	10	3	2,90	10	2	2,901
11	—	—	11	3	2,76	11	2	2,763
12	5	2,570	12	5ш	2,52	12	6	2,560
13	1	2,42	13	3	2,40	13	2	2,378
14	2ш	2,28	14	—	—	14	1	2,319
15	—	—	15	—	—	15	1	2,263
16	2ш	2,13	16	3	2,16	16	4	2,165
17	—	—	17	3	2,10	17	2	2,119
18	2ш	1,996	18	3	2,00	18	1	2,050
19	—	—	19	—	—	19	2	1,848
20	6	1,794	20	7	1,785	20	8	1,792
21	—	—	21	—	—	21	2	1,768
22	—	—	22	—	—	22	1	1,740
23	1	1,725	23	—	—	23	1	1,718
24	1	1,680	24	—	—	24	1	1,690
25	—	—	25	—	—	25	1	1,671
26	—	—	26	—	—	26	1	1,643
27	—	—	27	1	1,600	27	2	1,622
28	—	—	28	—	—	28	1	1,589
29	1	1,568	29	—	—	29	2	1,565
30	2	1,542	30	1	1,540	30	2	1,532
31	—	—	31	—	—	31	2	1,510
32	4	1,504	32	3	1,504	32	6	1,490
33	5	1,474	33	3	1,460	33	1	1,474

Примечание: обр. 885-4 и 886 из участка Хотешев Припятского вала. Выполнено Т. Л. Мичник в ИГФМ АН УССР.

установлены (в %): титан — 0,6; никель — 0,005; кобальт — 0,001; ванадий — 0,05; хром — 0,0003; медь — 0,001; цинк — 0,03 и др.

С метасоматическими изменениями следует связывать выделение сульфидной меди на Ратновском блоке. В пределах блока (хут. Конобель, скв. 17, гл. 481,4 м) сульфидная медь представлена халькозином, приуроченным к метасоматически измененным долерито-базальтам (возможно, интрузивной фации) трапповой формации венда.

Халькозин образует неправильной формы гнезда размером от $0,3 \times 0,7$ до $1,0 \times 1,0$ см. Его мелкая вкрапленность установлена также во многих участках породы. Вместе с халькозином ассо-

Таблица 38

Химический анализ монофракций минералов метасоматически измененного габбро-диабазы Хотешевского участка Припятского вала, вес. %

Компонент	Монофракция из габбро-диабазы	
	Обр. 886, полевой шпат	Обр. 886/1, титаномагнетит (вес рудного концентрата 15 г; вес исход. породы 1000 г,
SiO ₂	59,30	—
TiO ₂	0,12	16,80
Al ₂ O ₃	20,54	—
Fe ₂ O ₃	1,05	57,09
FeO	1,72	20,46
MnO	0,04	—
MgO	2,98	—
CaO	1,82	—
Na ₂ O	5,12	—
K ₂ O	5,40	—
P ₂ O ₅	—	—
SO ₃	—	—
H ₂ O _{гипр}	0,17	—
П. п. п.	1,79	—
Cu	—	0,088
Ni	—	0,025
С у м м а	100,05	94,46
Уд. вес Лаборатория	2,602 ИГФМ АН УССР, ана- литик Б. В. Мир- ская	— ИГФМ АН УССР, ана- литик П. Т. Пет- ренко

цирует магнетит, мелкие зерна которого наблюдаются в виде реликтов.

Принадлежность минерала к халькозину подтверждается минераграфическими исследованиями и данными рентгеноструктурного анализа (табл. 39).

На рентгеноспектральном микрозонде MAP-1 в Институте геохимии и физики минералов АН УССР О. П. Шаркиным,

Таблица 39

Результаты рентгеноструктурного анализа халькозина
из Ратновского участка Припятского вала

Номер линии	Халькозин из Ратновского участка		β-халькозин, по В. И. Михееву, 1957	
	<i>l</i>	d_{α}/n	<i>l</i>	d_{α}/n
1	1	3,91	—	—
2	3	3,72	2	3,74
3	2	3,57	2	3,58
4	1	3,45	—	—
5	3	3,27	4	3,29
6	5	3,16	4	3,17
7	1	3,02	4	3,07
8	3	2,94	4	2,95
9	1	2,87	4	2,84
10	5	2,72	5	2,73
11	3	2,64	2	2,64
12	2	2,52	4	2,55
13	3	2,46	4	2,48
14	8	2,39	7	2,40
15	3	2,32	4	2,33
16	1	2,24	—	—
17	4	2,21	4	2,23
18	1	2,17	—	—
19	1	2,215	2	2,11
20	3	2,065	—	—
21	9	1,971	10	1,99
22	1	1,905	—	—
23	10	1,873	10	1,89
24	1	1,837	2	1,85
25	2	1,798	—	—
26	2	1,782	2	1,76
27	1	1,749	—	—
28	4	1,706	5	1,72
29	1	1,686	—	—
30	2	1,659	—	—
31	2	1,625	—	—
32	1	1,582	2	1,593
33	2	1,527	—	—
34	1	1,506	—	—
35	1	1,486	2	1,484
36	1	1,465	—	—
37	1	1,413	2	1,414
38	3	1,282	4	1,293
39	2	1,269	—	—
40	1	1,255	—	—
41	1	1,143	2	1,133
42	2	1,122	—	—
43	3	1,081	4	1,091

Примечание: снято в лаборатории ИГН АН УССР В. В. Скворцовым.
Условия съемки: Fe — антикатод; без фильтра; Д-57, 3; $U=40$ kV; $I=9,5$ mA;
 $d_{обр}=0,3$ мм.

Л. Г. Самойлович установлено (в %): меди — от 74,3 до 75,0; железа — от 0,9 до 1,0 и серы — от 18,6 до 22,1 (см. табл. 36).

Как указывает А. Г. Бетехтин (1961), метасоматический халькозин (Cu_2S) может развиваться на месте вторичного борнита или непосредственно замещать первичный халькопирит. Это вполне объясняет происхождение халькозина из Ратновского участка Припятского вала. Включения магнетита в халькозине указывают, по-видимому, что он образовался на месте железосодержащего минерала.

Минеральные комплексы Подольского Приднестровья

Район Подольского Приднестровья, расположенный в пределах юго-западного склона УЩ, сложен тремя структурными этажами архей-раннепротерозойского, позднепротерозойско-раннепалеозойского и мезокайнозойского возраста.

Нижний структурный этаж представлен комплексом чарнокитовых пород. Средний — вендским комплексом, нижним кембрием, верхним ордовиком и силуром (табл. 40), образующим полого залегающую моноклираль. Эта структура осложнена краевым тектоническим швом (Подольский разлом), прослеженным по простираанию геологосъемочными работами (Великанов, 1960) на 100 км. В кровле структурного этажа этот разлом проявлен как эрозионно-тектонический уступ высотой от 15—17 (р. Лядова у с. Ястребны, балка Звеньячая) до 25—28 м (с. Новая Ушица). На участке между сс. Ровным и Жеребиловкой, по данным бурения, смещение всех горизонтов верхнепротерозойской толщи и уровня залегания кристаллического фундамента в приподнятом юго-западном крыле достигает 20 м относительно опущенного северо-восточного крыла.

Верхний структурный этаж представлен рыхлыми образованиями различных ярусов мезокайнозоя.

Наибольший интерес представляют образования среднего структурного этажа, в котором локализуются минеральные комплексы флюоритового, полиметаллического, колчеданного, фосфоритового, ртутного и золотого оруденения (рис. 34).

Флюоритовый комплекс

Первыми нашли флюорит в верхнепротерозойских песчаниках М. Н. Ивантишин (1947), О. В. Крашенинникова (1956) и М. Ф. Стащук (1958). В 1962 г. открыты более значительные концентрации флюорита около с. Бахтына (Жовинский, 1965), а более мелкие проявления — вдоль юго-западного склона шита на протяжении 150—160 км от с. Великой Косницы на юго-восто-

Т а б л и ц а 40

Стратиграфическое и формационное положение проявлений минерализации в Подольском Приднестровье

Единая стратиграфическая шкала		Унифицированная стратиграфическая региональная шкала						Формация и субформация	Проявление минерализации (номер на карте)								
Группа	Подгруппа	Система	Отдел	Комплекс	Серия	Свента	Горизонт			Слой							
Протерозойская		Верхняя		Вендский Валдайская						Верхнепротерозойско-кембрийская	Морская, битуминозные сланцы и фосфориты	6, 12, 13, 16, 20, 28, 1, 2, 3, 4, 5, 7, 10, 11, 14, 15, 17, 18, 19,					
		Ярышевская											Зиньковские Бронницкие	Бернашевские Лядавские	Ямпольские Ломозовские Ольчедаевские		
		Нагорная														Калюсские Джуржевские	Комаровские Сокалецкие
		Кембрий								Терригенная							
		Нижний								Балтийская	Синие глины	Стоходские Ровенские					
		Верхний											Молодowski	Рестевский			
Ордовик		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная						Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная	Морская (мергельно-доломито-известняковая) нерасчлененная	—							
Силур		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная															
Нижний		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная									Морская (мелководная), мергельно-известняковая	21, 22, 24					
Кембрий		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная						Морская (мелководная), мергельно-известняковая	22, 23, 25								
Нижняя		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная															
Палеозойская		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная						Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная	Морская (мелководная), мергельно-известняковая	21, 22, 24							
Ордовик		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная															
Верхний		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная						Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная	Морская (мелководная), мергельно-известняковая	21, 22, 24							
Нижний		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная															
Силур		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная						Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная	Морская (мелководная), мергельно-известняковая	22, 23, 25							
Нижний		Ордовик-силурийская терригенно-карбонатная															

Единая стратиграфическая шкала				Унифицированная стратиграфическая региональная шкала				Слон	Формация и субформация	Проявление мигерализации (номер на карте)
Группа	Подгруппа	Система	Отдел	Комплекс	Серия	Свита	Горизонт			
Протерозойская	Верхняя			Верхнерифейский	Вендский	Грушкинская		Верхнепротерозойско-кембрийская	Континентальная, базальтов; Кварцевых и аркозовых песков	—
					Волынская					
Архей								Кристаллический фундамент		8, 9

ке до с. Зинькова на северо-западе. Они приурочены главным образом к ольчедаевским и ямпольским слоям могилевской свиты.

Наиболее распространенными морфологическими типами являются цементный и вкрапленный. Встречаются также регенерационно-кварцевый и кальцитовый цементы.

Кальцито-флюоритовый, иногда сфалерито-галенито-флюоритовый и другие цементы прорастания корродируют и замещают кластический материал песчаников, вследствие чего и образуются рудные залежи различной мощности и содержания.

Установлены также проявления жильного типа, в которых флюорит сопровождается кальцитом, а иногда — галенитом, сфалеритом. Они известны в ольчедаевских и ямпольских песчаниках, а также породах фундамента. Их мощность — от нескольких миллиметров до 5—10 см.

Проявления флюорита Подольского Приднестровья чрезвычайно сходны между собой. Их характеристика приводится ниже.

Бахтыньское месторождение (см. рис. 34,1) приурочено к песчаникам ольчедаевских слоев. Рудовмещающей является верхняя часть разреза мощностью 3,2—12,0 м. Выделяются две рудные залежи: верхняя и нижняя. В плане они распадаются на отдельные тела линзообразной формы с содержанием фтористого кальция от 5,09—41,9 (в верхней залежи) до 6,08—48,78 (в нижней).

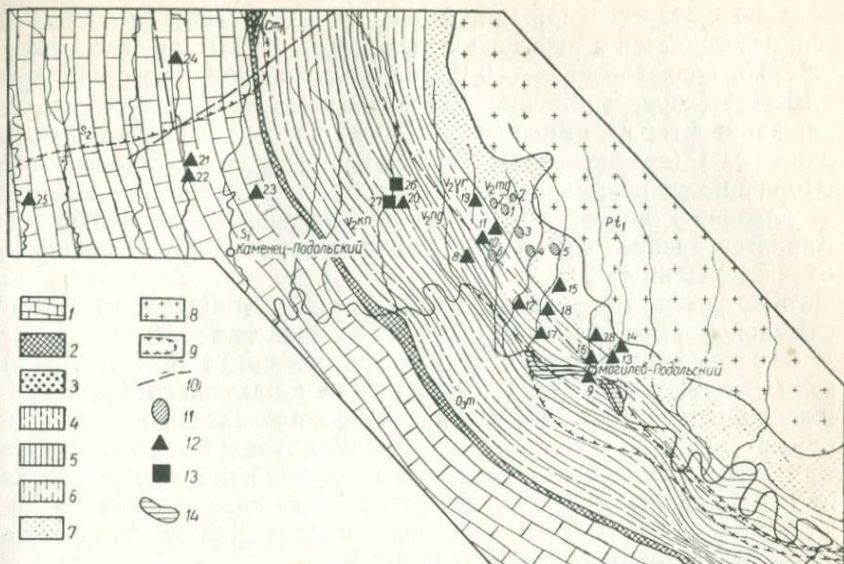


Рис. 34. Карта размещения главных рудопроявлений в Подольском Приднестровье.

1 — силурийские отложения — известняки; 2 — ордовикские отложения — песчаники, известняки; 3 — кембрийские отложения — песчаники; 4—5 — верхнепротерозойские отложения: 4 — каниловская свита — аргиллиты, алевролиты, песчаники, 5 — нагорная свита — аргиллиты, алевролиты, песчаники; 6 — ярышевская свита — аргиллиты, алевролиты, песчаники; 7 — моголевская свита — аркозовые песчаники; 8 — породы кристаллического основания; 9 — контуры площадей развития эффузивных пород; 10 — главные тектонические нарушения; 11 — проявления флюорита: (1 — Бахтыньское, 2 — Новоселковское, 3 — Посуховское, 4 — Перекоринцевское, 5 — Вышеольчедаевское, 6 — Сказинцевское, 7 — Кривохижинцевское); 12 — проявления полиметаллов (8 — Ольховецкое, 9 — Моголев-Подольское, 10 — Золотогорское, 11 — Свидовское, 12 — Хоньковцевское, 13 — Карповское, 14 — Воеводчинцевское, 15 — Ломозовское, 16 — Немийское, 17 — Ярышевское, 18 — Жеребиловское, 19 — Щербовцевское, 20 — Миньковцевское, 21 — Заречанское, 22 — Кормильченское, 23 — Думановское, 24 — Кутковцевское, 25 — Увсленское, 28 — Озаринцевское); 13 — проявление фосфоритов с полиметаллическим оруденением (26 — Кужелевское, 27 — Миньковцевское); 14 — площадь распространения киновари и золота в аллювиальных отложениях р. Днестра.

Флюорит здесь эпигенетический минерал, замещающий в песчанике все виды цементов и частично кластический материал — полевые шпаты и кварц. Текстура руд кольцевая или кокардовая, реже пятнистая и вкрапленная. Наиболее богатые руды с кокардовой текстурой (10—48%); руды пятнистой текстуры обычно убогие (5—10%).

На месторождении преобладают некондиционные руды с содержанием фтористого кальция ниже 30%. Среднее содержание флюорита по отдельным рудным телам колеблется от 14,68 до 19,0%.

Руды Бахтынского месторождения, по данным Н. Н. Янгичера, характеризуются таким средним химическим составом (в %): SiO_2 —70,26; CaF_2 —17,7; CaCO_3 —2,65; SO_3 —0,25; P_2O_5 —0,05; Fe_2O_3 —0,26; TiO_2 —0,05; Sr —0,02; Mg —0,1—0,5; Ba —0,1—0,5; V —0,001—0,005; Mn —0,01—0,5; Zr —0,05—0,1; Pb —0,005—0,05; Sn —0,005—0,01.

Повышенное содержание фтора на Бахтынском месторождении наблюдается в рифейских песчаниках (в %): грушкинских — 0,2—0,3; ольчедаевских — 0,15—1,6; ломозовских алевролитах — 0,15—0,4 (непосредственно в подошве слоя до 2,1). Среднее содержание фтора в ямпольских песчаниках в кровле месторождения — 0,06 (среднее по участку — 0,057); среднее содержание фтора в подошве ломозовских алевролитов — 0,14.

Степень концентрации фтора на месторождении колеблется. Характер распределения меди, свинца, бария и других аналогичен региональному.

Месторождение относится к пластовому (площадному) типу сложной формы; глубина залегания рудных тел — 90—95 м.

Новоселковское проявление флюорита (см. рис. 34,2) является северо-западным продолжением Бахтынского месторождения. Оруденение также приурочено к ольчедаевским песчаникам, разделяется на верхнюю и нижнюю залежи и локализуется в их кровле. Содержание фтористого кальция в цементе песчаника от 1,16 до 16,5 (скв. 12956). Встречен также кальцитовый прожилок (мощностью 1,5 см) с флюоритом, содержание фтористого кальция в котором — 3,44% (скв. 12956).

Посуховское проявление (см. рис. 34,3), приуроченное к ольчедаевским слоям, отличается наибольшей (15 м) мощностью оплавленных песчаников (скв. 12959). В продуктивном прослое мощностью 0,1—0,4 м содержание фтористого кальция — 12—19%; в разделяющем прослое — 2,2—5,0%.

Перекоринцевское проявление (см. рис. 34,4) отличается от Бахтынского месторождения тем, что рудный горизонт (скв. 14654, интервал 107,6—111,6 м) находится ниже ломозовских слоев на 5,5 м и распространяется до кровли кристаллического фундамента. Среднее содержание (по 11 керновым пробам) флюорита в руде — 10,5%.

Вышеольчедаевское (см. рис. 34,5) проявление — одно из значительных оруденений, выходящих на дневную поверхность. Приурочено оно к ольчедаевским слоям. Флюорит фиолетового цвета образует цемент вблизи трещин северо-западного и северо-восточного простираний, распространяясь на глубину до 10 см от трещины. Вместе с кальцитом флюорит образует прожилки мощностью до 1 см. Он встречается в мелкозернистых агрегатах бесцветного, бледно-зеленого или фиолетового оттенков. Оплавление песчаника неравномерное и зависит от интенсивности трещиноватости.

В бороздовой пробе, отобранной в наиболее обогащенном участке, фтористый кальций составляет 6,51%. Залегающие выше кварцитовидные песчаники (1 м) и тонкозернистые песчаники (0,5 м) не минерализованы.

Сказинцевское проявление (см. рис. 34,6) приурочено к выходящим на поверхность ямпольским разномерным песчаникам в виде пятнистого цемента. Локализуется по контакту ниж-

него и среднего слоев, а также вдоль пластовой трещины. Мощность оплавленных «полос» от 0,20—0,25 до 1,0 м. Увеличение содержания флюорита отмечается также вдоль вертикальных трещин, однако при переходе этих трещин в вышележащие слои признаков оруденения вблизи трещины нет. Явной связи минерализации с трещинами в данном проявлении не наблюдается. Наиболее богатые концентрации флюорита установлены внутри монолитного песчаника на значительном удалении от трещин, где содержание фтористого кальция (по данным химического анализа) 10,3—18,72%.

Проявление флюорита у с. Кривохижинцев (см. рис. 34,7) приурочено к ольчедаевским песчаникам, где бурением (скв. 14680) установлено 4 рудных горизонта мощностью 0,2—0,3 м.

Фтористого кальция содержится (в %): в I горизонте (инт. 91,8—92,0 м) — 33,09; II горизонте (92,6—92,8 м) — 46,28; III горизонте (95,0—95,2 м) — 54,67; IV горизонте (94,3—94,6 м) — 55,22.

Полиметаллический комплекс

Рудопроявления металлов установлены как вблизи ранее известных (около сс. Карповки и Воеводчинцев), так и на новых участках (сс. Щербовцы, Миньковцы, Ярышев, Немерче, Ираклиевка, Жеребиловка, Озаринцы). Они локализируются на различных стратиграфических уровнях — от кровли докембрийского фундамента до нижнего девона.

В отложениях венда оруденение тяготеет главным образом к двум интервалам: нижнему — в песчаниках ольчедаевского, лозовского и ямпольского горизонтов и верхнему — в фосфоритовых конкрециях в аргиллитах калюсских слоев.

В отложениях нижнего палеозоя рудопроявления отмечены в нижнем кембрии — в песчаниках обзырских слоев, в верхнем ордовике — в песчаниках молодовского горизонта, в силуре — в карбонатных породах рестевских и мукшинских слоев.

Преобладает стратиформный — пластовый — тип минерализации; секущий — трещинно-жильный — распространен незначительно, причем он приурочен к тем же стратиграфическим горизонтам.

В докембрийском фундаменте известны два основных рудопроявления.

Ольховцевское проявление (см. рис. 34,8) приурочено к гранато-биотитовым гранитоидам (скв. 14673, гл. 288,7—289,5 м). Представлено сфалерито-кальцитовой жилой мощностью 0,10 м. Сфалерит светло-коричневый в виде крупных (до 3 см) агрегатов и четко видных кристаллов, концентрируется в зальбандах жилы; содержание сфалерита 20—25% объема жильной массы. Содержание цинка (по данным химического анализа) — 12,34%. Гранатоиды в экзоконтактах жилы изменены (альбити-

зированы), содержат тонкую вкрапленность сфалерита; в измененных участках отмечаются тонкие (до 1 мм) прожилки кварца.

Могилев-Подольское проявление (см. рис. 34,9) представлено (скв. 14761, 14765) сфалеритом в ассоциации с галенитом, халькопиритом и флюоритом, локализующимися в виде вкрапленности и мелких гнезд в зальбандах кальцитовых прожилков мощностью 0,5—5 см. Они «залечивают» трещиноватые участки в гранато-биотитовых гранитоидах или сфалерит выделяется в зальбандах кальцитовых и в центральных частях кварцевых прожилков, а также в виде друз размером 3—5 мм на стенках пустот.

Основное количество рудопоявлений сосредоточено в вендских отложениях.

Золотогорское проявление (рис. 34,10) представлено сфалеритом. Тип минерализации цементный и вкрапленный. Рудный цемент образует линзообразные гнезда мощностью 5—6 см, располагающиеся согласно со слоистостью песчаника. Содержание сфалерита в гнездах 30—40%. Наиболее благоприятны для оруденения средне- и крупнозернистые песчаники ольчедаевских слоев, в которых сфалерит частично замещает кластический материал. Кроме сфалерита — вкрапленность халькопирита и пирита.

В керновых пробах (по данным химического анализа) цинка содержится (в %): 0,2 (148,0—149,0 м); 0,9 (150,3—153,2 м); 12,85 (153,2—153,25 м); 0,28 (153,25—155,0 м) и 0,2 (160,0—163,5 м).

Свиловцевское проявление (см. рис. 34,11) представлено вкрапленностью и послойным обособлением сфалерита в средней части горизонта ольчедаевских песчаников (скв. 14675), в которых сфалерит играет роль цемента. Он связывает и корродирует полевые шпаты и кварц. Встречаются также галенит и халькопирит. Содержание сфалерита 3—5 (152,7—153,7 м), а цинка (по данным химического анализа) — 1,83%.

Хоньковцевское проявление (см. рис. 34,12) представлено вкрапленностью и цементом сфалерита в ямпольских песчаниках. Во вкрапленных рудах содержание сфалерита 0,3—0,8 кг/т; в линзах и гнездах — 30—40 кг/т.

Карповское проявление (см. рис. 34, 13) приурочено к крутопадающим трещинам северо-западного и северо-восточного простираний в ямпольских песчаниках. Галенит, кроме выделений в трещинах, известен совместно с кальцитом в жильной форме. Мощность прожилков 0,5 см. Содержание галенита до 50% (скв. 14371).

Боеводчинцевское проявление (см. рис. 34, 14) представлено галенитом и кальцитом, локализованными в крутопадающих трещинах северо-западного и северо-восточного простираний в окварцованных ольчедаевских песчаниках. Кальцит выше-

лочен или реликтовый; галенит сохраняется в виде «нашлепок» на плоскостях трещин с образованием свинцовых охр. Последний нередко шестигранной формы с овальными ограничениями; размер — 0,5 см. Максимальная концентрация галенита отмечена в трещине северо-западного (315°) простираания, которая выполнена бурым охристо-глинистым материалом с агрегатами (2—4 см) галенита. Иногда мощность минерального выполнения достигает 0,15 м. По данным Н. Н. Янгичера, содержание свинца в таких участках достигает 31%, составляя в протолочной пробе 113 кг/т галенита и 5,6 кг/т англезита.

Степень минерализации зависит от трещиноватости. Она затухает в южном направлении на протяжении 70 м. Среднее содержание галенита здесь — 25—30 кг/т (В. А. Вахинин). Таким образом, устанавливается трещинная зона, в пределах которой наиболее интенсивно минерализованы 30—35 м ее общей мощности.

Ломозовское проявление (см. рис. 34,15) представлено галенитом в трещинах ольчедаевского песчаника. Трещины СЗ простираания (290—295°) «залечены» кальцитом; в зальбандах прожилков, имеющих мощность 2—3 см, отмечаются кубические кристаллы галенита размером 0,5 см.

Немиийское проявление (см. рис. 34,16) галенита с марганцовистым кальцитом расположено около гранитного выступа в нижнем течении р. Немии и приурочено к ямпольским песчаникам. Оруденение представлено двумя морфологическими типами — стратиформным и жильным. Первый тип проявляется в маломощных прослойках (1—10 см), а во втором — жильном типе — галенит обособляется в виде отдельных кубических кристаллов или их скоплений (1,5 см) внутри кальцитовых прожилков, мощность которых 3—5 см. Они «залечивают» трещины северо-западного (320—340°) и северо-восточного (50°) простирааний.

Ярышевское проявление (см. рис. 34, 17) представлено галенитом, локализующимся в кровле ольчедаевского песчаника (скв. 14697, 14689 и 14409). Непосредственно под алевролитами ломозовских слоев залегает разнозернистый песчаник (5 см), в котором галенит образует цемент. Содержание свинца в прослое — 17,28%; на 0,7 м ниже подошвы прослоя — 0,59%.

Жеребиловское проявление (см. рис. 34,18) представлено галенитом, приуроченным к верхам ольчедаевских слоев. Галенит локализуется в виде разобщенных пятен и редкой вкрапленности в цементе песчаника.

Аналогичны указанным Щербовцевское (см. рис. 34,19) и Миньковцевское (см. рис. 34,20) рудопроявления, приуроченные к кварцованным ямпольским и ольчедаевским песчаникам.

Проявления полиметаллов, связанные с фосфоритами

Своеобразный рудный комплекс приурочен к калюсским слоям венда. Распространение его площадное. Рудоносные фосфориты приурочены к верхам калюсских аргиллитов (рр. Ушица и Ушка). Общее количество фосфоритовых горизонтов 10—12, причем только три верхние рудоносны. Размер рудных конкреций от 1—2 до 5—7 см. Расстояние между отдельными конкрециями от 0,2 до 1,0 м. Мелкие конкреции часто срастаются, образуя сплошные плиты размером 1—5 м. Рудоносные фосфориты содержат в полостях усыхания галенит, сфалерит, халькопирит и пирит; в гипергенных фосфоритах — ковеллин, халькозин, куприт, малахит, гидроокислы железа и марганца, англезит и церуссит.

По данным химических анализов, содержание (в %): свинца — до 7,14, цинка — 3,95, меди — 0,01—0,18 (см. рис. 34, 26, 27).

Рудопроявления установлены в кембрийских отложениях. На участке Заречанка (см. рис. 34, 21) полиметаллическое оруденение приурочено к однородной толще песчаников обзырских слоев. Тип оруденения вкрапленный (скв. 11664, гл. 177,5—180,0 м), иногда встречаются маломощные (1—2 мм) прожилки. Содержание свинца (по данным химического анализа) в песчаниках 0,15—0,65, цинка — 0,29%.

В алевролитовых породах содержание свинца — 0,2; цинка — 0,004—0,007%.

В ордовике (рис. 34—21, 22, 24) сульфидами в основном обогащались известковистые песчаники молодовского горизонта, в которых содержание свинца составляет 0,2, а цинка — 0,95% (участки Заречанка, Кормильче, Смотрич, Кутковцы). В Заречанском проявлении рудоносны песчаники ордовика и кембрия. Они образуют десятиметровую рудную толщу, в которой сверху вниз возрастает содержание галенита (Ткачук, Жовинский, 1968). Здесь развиты следующие морфологические типы: прожилковый, пятнисто-вкрапленный и точечно-вкрапленный. На фоне последнего иногда развиваются идиоморфные кристаллы.

В силуре (рис. 34—23, 25) полиметаллическая минерализация приурочена к строматопоро-коралловым кристаллическим известнякам комковатой текстуры (участки Кормильче, Кринцилов, Думаново, Увисла, Заречанка, Смотрич, Скала-Подольская и др.). Их тип оруденения прожилковый и вкрапленный. Галенит, сфалерит, марказит и пирит приурочены к скоплениям органических остатков, иногда замещают их.

Колчеданный комплекс

Минерализация представлена стратиформными залежами пирита, играющего роль цемента в ольчедаевских и ямпольских песчаниках. Мощность рудных залежей 5—10 см; содержание пирита — 40—50%.

Примером образований секущего прожилкового типа является Озаринцевская группа медноколчеданных проявлений (рис. 34, 28), в окварцованных ямпольских песчаниках. Минерализация представлена халькопиритом, пиритом и кварцем, а также малахитом и азуритом (Рябенко, 1966). Сульфидно-кварцевые прожилки мощностью до 1—2 см отмечаются группами в крутопадающих зонах брекчирования северо-западного простирания мощностью до 0,3—0,4 мм или приурочены к оперяющим крутопадающим трещинам северо-западного и северо-восточного простираний. Содержание меди (в одной из зон брекчирования) 0,2—0,3%, содержание медных минералов (по данным минералогического анализа) — 3,38 кг/т.

Золоторудный и ртутный комплексы

Ассоциация золота, киновари и реальгара установлена шлиховой съемкой по р. Днестру около г. Могилева-Подольского и в других пунктах.

Эта ассоциация — наиболее вероятный индикатор развития в районе золоторудных и ртутных проявлений.

Наибольшее количество находок золота приходится на аллювий р. Днестра, где в единичных пробах содержится один-два знака на шлик. В шлихах Могилев-Подольского участка установлено три—пять знаков золота.

Широкое распространение золота подтверждается результатами золотометрического опробования современных элювиально-делювиальных отложений нижнего течения рр. Немии и Калюса, где золото установлено в 177 пробах.

Содержание золота, по данным спектрального анализа, колеблется от 0,1 до $0,5 \cdot 10^{-4}$ %.

Пробирным анализом следы золота обнаружены в базальных грушкихинских песчаниках венда у с. Ярышева; в современном аллювии сс. Миньковцев, Ровного, Озаринцев, а также в плиоценовом аллювии с. Грабаровки.

Ртутные проявления обнаружены в современном аллювии р. Днестра на участке от с. Козлова до с. Садковцев. Наиболее богатый ореол киновари (протяженностью 0,5 км) расположен на левом берегу Днестра (ниже пешеходного моста в г. Могилеве-Подольском). Содержание киновари достигает 20—39 знаков на шлик (вес исходной пробы 7—8 кг) и 90—170 знаков на шлик, в случае пробы весом 30—35 кг.

В ассоциации с киноварью отмечены реальгар, барит, самородное золото, сульфиды свинца и меди.

Ртутометрическое опробование площади, прилегающей к ореолу, показало наличие ртути от следов до $1 \cdot 10^{-4}\%$ в делювиальных отложениях. Наиболее четко выражены вторичные ореолы ртути по р. Немии на протяжении 4 км (ниже с. Озаринцы), к северу от р. Немии (на протяжении 1,5 км) и в приустьевой части. По р. Дерло концентрация точек, содержащих ртуть в делювии, отмечается к северу от г. Могилева-Подольского (на протяжении 2 км) и от с. Воеводчинцев до центра с. Карповки. В пределах последнего ореола ртуть обнаружена и в коренных породах — ямпольских песчаниках — в количестве до $6,3 \cdot 10^{-4}$.

В ольчедаевских и ямпольских песчаниках и аргиллитах лядавских слоев ртуть установлена от следов до $4,7 \cdot 10^{-5}$ (около с. Серебри); в ольчедаевских и ямпольских песчаниках устья р. Дерла — от следов до $6 \cdot 10^{-6}$ (скв. 14804, 14771).

Первичный ореол ртути установлен также в песчаниках ольчедаевских и ямпольских, алевролитах лозозовских и аргиллитах лядавских слоев — около $3 \cdot 10^{-5}$ (скв. 14407 и др.).

Характеристика главнейших минералов

Минеральные комплексы Подольского Приднестровья имеют простой минералогический состав.

Галенит представлен тремя морфологическими типами: вкрапленностью, жильным и выполнением полостей усыхания в фосфоритах. Размер индивидуальных выделений галенита в цементе 0,1—0,4, иногда 10—20 мм.

Имеются существенные различия в составе элементов-примесей в галенитах различных морфологических типов (табл. 41). В галенитах из фосфоритовых конкреций элементов-примесей больше по сравнению с галенитами из стратифицированных и секущих тел.

Сурьма, фосфор, висмут, барий установлены только в галените из фосфоритовых конкреций. Обнаружены также редкоземельные элементы и цирконий.

В галените из цемента, трещин и прожилков мало элементов-примесей. Никель, кобальт, кадмий, германий и галлий из цемента ольчедаевского песчаника, по-видимому, содержатся в тонких вростках сфалерита.

Галенит из цемента песчаников нижнего кембрия характеризуется отсутствием редких земель. Галенит с кальцитом из трещины в ольчедаевском песчанике также беден элементами-примесями.

В. К. Куделя изучил термоэлектрические свойства различных морфологических типов галенитов. В частности, установлена стабильность термо-э.д.с. для галенитов из цемента стратифициро-

Таблица 41
 Результаты спектрального анализа галенитов, %

Элемент	Номср образца									
	1	2	3	4	4а	4б	5	6	7	8
Mn	0,01	0,001	0,01	0,03	0,015	0,01	—	0,01	0,01	0,001
Ni	—	—	—	0,0006	0,0002	0,0002	—	—	0,003	0,001
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—
Ti	0,01	0,006	0,005	0,02	0,0006	0,0002	0,001	0,001	0,03	0,03
V	0,0003	—	—	0,0003	Следы	Следы	—	—	—	—
Zr	0,006	0,003	0,001	0,004	0,003	—	—	—	0,06	—
Cu	0,04	0,01	0,03	0,006	0,02	0,15	0,003	0,006	0,2	0,0005
Ag	0,006	0,005	0,01	0,006	0,015	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003
Sb	0,02	0,02	0,04	0,02	0,3	0,2	—	—	—	—
Bi	0,002	—	—	—	0,0004	0,0015	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	>3	0,4
Cd	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—
Ge	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—
Ya	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—
Be	—	—	—	—	Следы	Следы	—	—	—	—
La	0,006	—	—	0,003	0,01	—	—	—	0,06	—
Y	0,005	—	0,001	0,01	0,0025	0,01	—	0,002	—	—
Yb	0,0001	—	—	0,0003	0,0001	0,0002	—	0,0003	—	—
P	0,6	0,03	0,3	0,4	>1	1	—	—	—	—
Sr	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04	—	0,03	—	—
Ba	—	—	—	—	0,01	0,06	—	—	—	—

Примечание: 1 — обн. 3090, верхний горизонт фосфоритовых конкреций; 2 — обн. 3090, 2-й и 3-й горизонты фосфоритовых конкреций; 3 — обн. 2814, из полостей усыхания в мелких конкрециях; 4 — обн. 2814, из радиальных включений в сферических фосфоритах; 4а — обн. 3065, из полостей усыхания фосфоритовых конкреций; 4б — обн. 2879, то же; 5 — обн. 3738, из трещин в ольчедаевском песчанике; 6 — обн. 3447, из кальцитового прожилка в ямпольском песчанике; 7 — скв. 14697, из цемента в ольчедаевском песчанике (примесь пирита и сфалерита); 8 — скв. 64, из цемента в нижнекембрийском песчанике, с. Заречанка.

ванных залежей (-365 мкв/град); фосфоритовых конкреций (-245 мкв/град) и колебания значений термо-э.д.с. для галенитов из секущих трещин, жил и прожилков с двумя максимумами (-325 мкв/град и -235 мкв/град).

Аналогичны значения термо-э.д.с. для галенита из цемента в песчаниках ольчедаевских слоев венда и ордовика, выделений в известняках силура.

Значения отрицательного максимума термо-э.д.с. в галените из трещин и прожилков и стратифицированного типа могут указывать на их генетическую близость. Галениты с положительным значением термо-э.д.с. указывают на высокий потенциал кислорода в условиях гипергенеза. Отрицательные значения термо-э.д.с. галенитов стратифицированных проявлений в песчаниках и фосфоритовых конкрециях также могут свидетельствовать о сходных условиях формирования этих галенитов.

Сфалеритовое оруденение бывает различных типов: вкрапленное, секущее прожилковое и заполнения полостей усыхания фосфоритовых конкреций. Цвет сфалерита темно-коричневый в цементе песчаников и светло-коричневый (клеюфан) в прожилках и фосфоритовых конкрециях. Сфалерит из цемента песчаников содержит железа 1,61%; из фосфоритовых конкреций — 0,15%.

По данным спектральных анализов (табл. 42) наиболее богатый комплекс элементов-примесей устанавливается из сфалерита фосфоритовых конкреций, а наиболее бедный — во вкрапленном сфалерите из цемента ямпольских песчаников.

Пирит чаще всего наблюдается в виде вкрапленности с размером кристалликов до 1—2 мм; реже встречаются массивные руды. В секущих кальцитовых прожилках пирит ассоциирует с баритом. В силурийских карбонатных породах пирит образует звездчатые агрегаты размером до 40—50 мм (с. Кормильче) или мелкие кристаллы (с. Кринцилов); иногда встречаются его скопления в виде прожилков мощностью до 10—15 см и протяженностью до 2,0—2,5 м (Ткачук, Жовинский, 1968).

По данным спектральных анализов (42 пробы) в пиритах установлены (в %): барий (0,01—0,1), цирконий (0,01—0,7), никель (0,0005—0,0007), кобальт (0,0005—0,008), молибден (0,0003), свинец (0,00001—0,0006), цинк (0,0001—0,003) и медь (0,0007—0,007).

Повышенные содержания никеля и кобальта отмечены в пирите из гранитоидов фундамента. Он содержит мышьяк (в %): из ольчедаевских песчаников — 0,0003, из ямпольских — 0,003—0,3, из лядавских алевролитов — 0,003 (а также 0,0001 сурьмы). В пирите из цемента ольчедаевских песчаников найдена ртуть.

Киноварь установлена минералогическим анализом пока в единичных знаках в протолочке из ольчедаевского песчаника Могилев-Подольского участка (скв. 14772).

Т а б л и ц а 42

Результаты спектрального анализа сфалеритов, %

Эле- мент	Номер образца						
	1	2	3	4	5	6	7
Sc	0,002	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	0,03
Pb	—	0,1	0,3	0,6	0,001	0,02	0,2
Ga	0,001	0,015	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Hf	—	0,003	0,003	Следы	—	Следы	0,005
Ge	Следы	0,025	0,01	0,01	0,008	0,01	0,01
In	—	—	—	—	—	—	—
Bi	0,0015	—	—	Следы	—	—	—
Va	—	Следы	Следы	—	—	—	Следы
Be	0,0002	0,0002	<0,0001	Следы	Следы	Следы	<0,0001
Mo	Следы	Следы	Следы	0,0001	»	<0,0001	<0,0001
Sn	0,006	0,0025	0,005	0,002	»	Следы	0,0025
Li	Следы	—	—	—	»	—	—
Cu	0,8	1	0,5	0,25	0,3	1	0,3
Cd	>0,2	0,15	0,008	0,15	0,02	0,15	0,065
Ag	0,007	0,03	0,02	0,1	0,002	0,004	0,002
Y	0,045	<0,003	0,0055	0,004	Следы	0,001	0,025
La	0,03	<0,01	0,01	<0,1	»	—	0,025
Ce	0,025	—	0,01	—	—	—	0,02
Yb	0,001	0,0005	0,0008	0,0002	Следы	0,001	0,0025
Ni	0,001	0,004	0,0005	0,0006	»	0,0015	0,009
Zr	0,04	0,045	0,0015	0,009	0,003	0,006	0,1
Co	0,0008	0,05	0,045	0,02	0,002	0,035	0,04
Sr	0,03	—	<0,006	Следы	—	—	—
Sb	0,01	—	—	—	—	—	—
Cr	0,001	<0,001	0,001	<0,001	—	—	0,03
V	0,0001	0,0015	0,0002	0,0002	Следы	Следы	0,007
Mn	0,15	0,7	0,35	0,3	0,02	0,25	1,0
Ti	0,05	0,3	0,07	0,06	0,001	0,0015	0,04
P	0,001	—	—	—	—	—	0,1

Примечание: 1 — обн. 2494, из полостей усыхания фосфоритовых конкреций; 2 — скв. 14674, гл. 153,2 м, из цемента в ольчедаевском песчанике; 3 — скв. 14675, гл. 152,7 м — то же; 4 — скв. 14251, гл. 93,2 м — то же; 5 — скв. 14679, гл. 212,2 м, вкрапленность в алевролите ямпольских слоев; 6 — скв. 14673, гл. 288,1 м, из кальцитовой жилы в гранитоиде; 7 — скв. 14761, гл. 420,0 м, из пустот кварцевой жилы в гранитоиде.

Знаки киновари известны во вторичных ореолах. Это неокатанные остроугольные зерна ярко-алого цвета, иногда с сохранившимися гранями. Размер зерен менее 0,5 мм, иногда 1,0 мм.

Фосфориты. Детальная характеристика фосфоритов приводится в работах Е. П. Фурман (1954), О. В. Крашенинниковой (1956), Д. Н. Коваленко, В. Г. Семенова (1964).

Дополнительные данные по химизму фосфоритов приводятся А. М. Ханисенко. Химический состав желваковых фосфоритов верхних горизонтов р. Ушицы таков (в %): P_2O_5 — 28,96—35,1;

F — 2,47—2,81; CO₂ — 0,66—3,30; SO₃ — 0,01—0,21; S — 9,61; Pb — 0,04—8,16; Zn — 0,01—3,95; Cu — 0,01—0,18.

Низкое содержание железа в сфалерите из фосфоритовых конкреций может быть объяснено «фильтрационной способностью» фосфорита. Сфалерит и галенит выполняют центральные участки конкреций, сульфиды железа отлагаются вдоль лучей конкреций. Халькопирит и пирит образуют вкрапленность в фосфатной массе.

Флюорит. По цвету выделяются три разновидности флюорита: фиолетовая, зеленая и бесцветная. Наиболее распространен фиолетовый и бесцветный флюорит; лиловый, зеленый и голубой — чаще всего в прожилках. Окраска отдельных кристаллов постоянно меняется при полном отсутствии следов наслоения, обычно характерных для гидротермальных флюоритов, что свидетельствует о их непрерывном росте.

По данным ИМП МГ УССР, флюориты Подольского Приднестровья характеризуются следующими примесями (в %): бесцветный — 0,03; 0,062 и 0,03, фиолетовый — 0,038; 0,16 и 0,03, зеленый — 0,06; 0,031 и 0,03 ΣTR, Fe₂O₃ и SrO соответственно.

Показатель преломления всех трех разновидностей $N=1,433$. Химический состав мономинеральных фракций флюорита приводится в табл. 43.

Т а б л и ц а 43

Состав флюорита

Место проявления, характер минерализации	Компонент, вес, %			Удельный вес
	SiO ₂	CaF ₂	ΣTR	
с. Бахтын, скв. 14251, интервал 92,4—92,6 м, цемент	0,34	99,1	0,03	3,15
с. Бахтын, скв. 14226, интервал 90,0—90,2 м, цемент	0,50	99,1	0,025	3,15
с. Вышеольчедаев, обн. 305, цемент	0,20	99,5	0,02	3,1
с. Вышеольчедаев, обн. 305, прожилок	0,24	99,5	0,013	3,19

Примечание: аналитик Л. Н. Рыбальченко, трест «Киевгеология».

По данным спектрального анализа (табл. 44), они характеризуются постоянным комплексом элементов-примесей: свинца, меди, иттрия, лантана, никеля, циркона, кобальта, магния, титана, железа, марганца и натрия. В жильном флюорите среди гранитоидов фундамента встречается бериллий. Прожилки флюорита из песчаников содержат олово.

Проведенные фото- и термолюминесцентные исследования флюоритов показали, что по этим свойствам приднестровские флюориты резко отличаются от известных типичных гидротермальных флюоритов (Великанов, Красильщикова, Морозов, Шелкопляс, 1967), а отмеченный во всех изучавшихся образцах днепровских флюоритов максимум термолюминесценции при 290° С

Таблица 44

Результаты спектрального анализа флюоритов, %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pb	0,001— 0,003	0,001— 0,003	0,003	0,003	0,001	0,003	0,003	0,006— 0,01	0,006
Ba	—	Следы	—	—	—	Следы	—	—	Следы
Be	Следы	»	—	—	—	—	0,003	Следы	—
Mo	—	—	—	—	—	Следы	—	—	Следы
Sn	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—
Li	—	0,01	—	—	—	Следы	—	—	—
Cu	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003—	0,001	0,003
Ag	0,0003	Следы	—	—	—	—	0,006	—	—
Y	0,001— 0,003	»	Следы	—	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
La	0,01	0,01	0,01	0,006	»	»	»	»	»
Ni	Следы	Следы	Следы	<0,001	»	»	»	»	»
Zr	0,003	0,003	»	Следы	»	»	»	»	0,003
Co	0,001	Следы	0,003	0,001	»	»	»	»	Следы
Mg	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03	0,3	0,1	0,03	0,1
Ti	0,06	0,1	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,1
Fe	0,1	0,06	0,06	0,1	0,06	0,3	0,1—0,3	0,06	0,06
Mn	0,005	0,003	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,005	0,003
Na	1,0	1,0	0,1	0,1	0,06	0,01	0,06	0,06	0,1

Примечание: 1 — бесцветный из цемента в песчанике, скв. 14251, гл. 93,2 м; 2 — фиолетовый из цемента в песчанике, скв. 13000, гл. 92 м; 3 — бесцветный с фиолетовыми пятнами из цемента в песчанике; скв. 14259, гл. 86,8—87,5 м; скв. 14251, гл. 92,4—92,6 м; скв. 14226, гл. 90,0—90,2 м; 4 — то же; 5 — то же; 6 — скв. 14653, гл. 103,2—103,4 м; 7 — бесцветный голубоватый прожилок в гранитоиде, скв. 14706, гл. 39,7 м; 8 — бесцветный, прожилок в песчанике, обн. 305; 9 — бесцветный с фиолетовыми пятнами из цемента в песчанике, обн. 305.

отражает, по всей вероятности, общность условий их образования.

Кальцит. По форме выделения различают следующие эпигенетические разновидности кальцита: 1) цемент в песчаниках, 2) секущие прожилки, 3) заполнение полостей усыхания в фосфоритовых конкрециях и 4) карбонатные тела с текстурой «конус в конус».

Первый тип минерализации развит в стратиграфических горизонтах, которые залегают выше вулканогенной толщи каменной свиты.

Наиболее благоприятны для развития кальцитового цемента песчаники ольчедаевских, ямпольских, бернашевских, джуржевских и сокалецких слоев, а также аргиллиты бронницких слоев.

Кальцит в составе цемента песчаников нередко сопровождается флюоритом (Бахтын, Перекоринцы, Жеребиловка, Сказинцы, Могилев-Подольский и др.), галенитом (Ярышев, Немия, Бахтын, Погорелов и др.) или сфалеритом (Золотогорка, Свидова, Бахтын и др.).

По данным химического анализа (табл. 45), кальцит, слагающий цемент песчаников, характеризуется относительно повышенными содержаниями марганца (до 0,88—1,35%). По указанию А. В. Копелиовича (1965), колебания в содержании марганца в кальците наблюдаются в пределах одного и того же слоя кальцитизированного песчаника и далее в разных частях одного и того же образца.

Содержание марганца (в пересчете на родохрозитовую молекулу) в кальците из одного и того же образца песчаника ямпольских слоев колеблется от 1,8 до 4,4%.

В кальцитах из песчаников ямпольских и ольчедаевских слоев спектральным анализом установлен свинец. По-видимому, благодаря последнему в кальцитах нередко наблюдается концентрация галенита.

Разнообразнее и выше содержание элементов-примесей в кальцитах из оплавленного ольчедаевского песчаника (обр. 10). Кальцит по содержанию циркония и элементов редкоземельной группы сходен с кальцитом из прожилка в породах фундамента (обр. 14).

Жильный кальцит имеет розовато-серую, при выветривании буроватую окраску. Он образует крупнокристаллические агрегаты с хорошо выраженной спайностью кристаллов. Величина кристаллов зависит от мощности секущих жил (участки Ольховцы и Могилев-Подольский).

По химическому составу кальциты из жил идентичны кальцитам из цемента. Содержание в них марганца — 0,41—0,72%.

Элементы-примеси в кальцитах прожилков из фундамента и из прожилков и цемента в песчаниках ольчедаевских слоев сходны между собой (см. табл. 45).

Термолюминесценция кальцитов цементного типа характери-

Результаты химического (вес. %), спектрального (%) и термолуминесцентного (°С) анализов кальцитов

Компонент	Номер образца													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
CaO	55,26	52,13	52,13	50,97	45,32	54,0	54,38	53,84	53,23	53,84	54,76	54,91	54,76	53,84
MgO	0,16	—	—	—	1,30	0,21	0,21	0,21	0,21	0,11	0,21	0,11	0,21	0,50
MnO	—	4,00	4,45	2,75	0,96	1,23	1,26	0,96	0,88	1,35	0,70	0,41	0,55	0,72
Fe ₂ O ₃	0,13	0,23	1,40	0,19	1,05	0,21	0,23	0,21	0,17	0,12	0,08	0,19	0,23	0,21
CO ₂	—	41,09	41,38	38,04	35,75	42,90	42,62	42,62	42,35	42,82	43,17	43,23	43,17	42,90
Tl	—	—	—	0,01	Следы	Следы	Следы	—	Следы	Следы	0,003	—	—	—
Pb	—	—	—	>0,1	—	—	—	—	<0,001	»	0,004	0,006	—	—
Ga	—	—	—	—	<0,001	—	—	Следы	»	Следы	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01	—0,01	—	0,01	—
Ba	—	—	—	0,2	Следы	—	—	—	—	Следы	—	—	—	—
Sr	—	—	—	0,2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
Cu	—	—	—	0,2	<0,001	<0,001	<0,001	0,001	0,001	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001
Y	—	—	—	0,02	0,003	0,003	<0,001	0,066	0,006	0,008	0,003	0,003	—	0,008
La	—	—	—	Следы	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	—	0,02
Ce	—	—	—	—	Следы	Следы	Следы	Следы	—	—	—	—	—	0,02
Yb	—	—	—	<0,001	<0,001	<0,001	»	0,001	Следы	0,0008	Следы	Следы	—	0,001
Zr	—	—	—	—	0,003	Следы	0,001	0,001	0,006	0,006	—	—	—	0,006
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	Следы	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,003	0,001	—	Следы	—
Термолуминесценция					360°	360°	360°	—	360°	360°	360°	380°	360°	—
					—	—	—	—	—	260°	260°	260°	—	—

Примечание: 1 — из трещин в малиновецких слоях, силур, г. Хотин; 2 — из прослая «конус в конус», с. Куражин; 3 — из фосфоритовой конкреции, р. Ушка, с. Малая Кужелевка 4 — из фосфоритовой конкреции, с. Миньковцы; 5 — из песчаника до-сурсовских слоев, обн. 5425; 6 — из песчаника бернашевских слоев, обн. 3353; 7 — из песчаника ямпольских слоев, обн. 4318; 8 — из оплавикованного песчаника ямпольских слоев, обн. 4315; 9 — из песчаника ольчедаевских слоев, скв. 14677, гл. 84,1—84,2 м; 10 — из оплавикованного песчаника ольчедаевских слоев, скв. 14677, гл. 83,9 м; 11 — из флюорито-кальцитового прожилка в ольчедаевском песчанике, обн. 305; 12 — из галенито-кальцитового прожилка в ольчедаевском песчанике, обн. 5048; 13 — из кальцитового прожилка в серпентините фундамента, скв. 14658; 14 — из сфалерито-кальцитового прожилка в гранато-биотитовом гранитоиде фундамента, скв. 14673, гл. 288,1—288,3 м.

зуется главным пиком 360° , в то время как для жильных появляются дополнительные пики 380 и 260° С.

В калюсских слоях развиты карбонаты с текстурой «конус в конус», слагающие линзы и плиты мощностью $1-50$ см. Они состоят (Копелиович, 1965) из столбчатых кристаллов марганцовистого кальцита (до 4%), покрытых тонкими пленками хлоритовидного глинистого вещества.

В фосфоритовых конкрециях кальцит выполняет внутренние полости, наследуя их форму. Он также встречается в сростании с фосфоритом. В кальците часто наблюдается вкрапленность галенита, реже — халькопирита и сфалерита.

Условия формирования минеральных комплексов

В настоящее время на Подольском Приднестровье можно отметить три рудосодержащих горизонта (уровня): в основании разреза валдайской серии (ольчедаевские и ямпольские слои), в его верхней части (калюсские слои) и в основании нижнего палеозоя (от обзырских слоев нижнего кембрия до молодовского горизонта верхнего ордовика). Нижний и верхний уровни контролируются стратиграфическими несогласиями, соответствующими границам геологических формаций (см. табл. 40). Средний резко выделяется по своему характеру во всем верхнепротерозойско-нижнепалеозойском разрезе. Он представлен битуминозными аргиллитами с фосфоритами.

Нижний и средний рудоносные уровни характеризуются разнообразием минеральных комплексов, причем наиболее высокая разнородность минерализации отмечается на нижнем интервале (Нечаев, 1969). Здесь развиты обособленные концентрации флюорита, полиметаллов и колчедана. В то же время на среднем уровне фтор, свинец, цинк, медь, марганец и другие тесно связаны пространственно. Верхний рудоносный уровень отличается мономинеральностью (галенит, иногда барит).

Геохимический фон главных элементов минеральных комплексов представляется следующим.

Фтор. Кристаллические породы фундамента — гранитонды — содержат $0,06\%$ фтора; таково же содержание его в ямпольских песчаниках. Грушкинские, ольчедаевские песчаники и ломозовские алевролиты обнаруживают повышенное содержание фтора (в среднем $0,10-0,15\%$), что может указывать на специализацию пород нижней части разреза верхнего протерозоя на этот элемент.

Следует указать, что распределение фтора в ольчедаевских песчаниках более неравномерное, чем в ломозовских алевролитах и ямпольских песчаниках.

На среднем рудоносном уровне — в калюсских аргиллитах — содержание фтора $0,12\%$.

Свинец. Позднепротерозойские породы в целом характеризуются равномерным (за исключением ольчедаевских песчаников и ломозовских алевролитов) распределением свинца. Для палеозойской части разреза фоновое содержание свинца от 0,001 до 0,1%, несколько повышенное — в песчаниках обзырских слоев (до 0,69%) и молодовского горизонта (до 1,11%). В породах рестевского горизонта силура — 0,01—0,06; в известняках устьевского, малиновецкого и скальского горизонтов силура — 0,01—0,03% (при общем фоне 0,006%).

В единичных пробах, где встречены гнезда галенита, свинца содержится до 0,3—0,4%.

По М. М. Константинову (1963), сланцы, содержащие конкреции с галенитом, «очищены» от металла, благодаря чему концентрации свинца в конкрециях достигают 3—4%.

Цинк. Калюсские аргиллиты и грушкинские песчаники характеризуются наиболее высоким содержанием цинка, а ольчедаевские и ямпольские песчаники — пониженным.

В палеозойских породах Заречанского участка фоновое содержание цинка 0,01—0,05%.

Барий в позднепротерозойских породах распределяется довольно своеобразно: в грушкинских, ольчедаевских, ямпольских и бернашевских песчаниках среднее его содержание более высокое, чем в глинистых образованиях. Максимальное содержание бария (до 1%) приурочено к песчаникам обзырских слоев и молодовского горизонта. В породах ломозовских и ямпольских слоев совместно с барием найдено серебро. Отобранные пробы располагаются над флюоритовыми залежами Бахтынского месторождения.

Высокое содержание серебра отмечено в алевролитах каниловской свиты около с. Нефедовцев. Наблюдается также повышение среднего содержания меди.

Породы позднего протерозоя существенно обогащены сульфидной серой и карбонатом кальция за счет развития сингенетического пирита и свободной углекислоты.

Из анализа фактического материала следует, что рудоносная зона характеризуется неравномерными содержаниями фтора, свинца, меди, серы и карбоната кальция. Максимально рудоносными являются ольчедаевские и ямпольские слои с глубокими эпигенетическими преобразованиями.

По-видимому, в данном случае подтверждается предположение А. В. Копелиовича (1965) о существовании генетической связи рудообразования с эпигенезом.

В связи с этой проблемой детально изучался состав рудовмещающих толщ.

Рудовмещающие ольчедаевские и ямпольские песчаники имеют аркозовый состав с размером зерен от 1 до 10 мм. Они состоят из кварца, микроклина и плагиоклаза (вместе до 30—35%), чешуек биотита и мусковита. Залегающие выше бернашев-

ские, джуржевские и соколецкие песчаники олигомиктовые. Они состоят из кварца (85—90%) и полевых шпатов (5—10%). Встречаются глауконит, биотит и мусковит.

Эпигенетические преобразования проходили в несколько стадий. Ранняя стадия проявилась наиболее интенсивно в породах грушкинской свиты, ольчедаевских, ломозовских и ямпольских слоев. Выше по разрезу (бернашевские слои) встречаются только единичные зерна эпигенетического микроклина. С этой стадией также связаны новообразования мусковита, альбита, микроклина, кварца и пирита, причем наиболее ранним является мусковит с низким двупреломлением. Он образует тонкие листочки или чешуйки, лишенные следов деформации, и замещает кластические зерна. Альбит свежий, без вторичных изменений, наблюдается в виде каемок вокруг кластических зерен олигоклаза, а также в виде мелкозернистого цемента. Микроклин образует мелкозернистую массу, а также каемки вокруг обломочных зерен.

Перечисленные минералы часто встречаются совместно. Мусковит и плагиоклаз отмечены в грушкинской свите, ольчедаевских, ломозовских и ямпольских слоях.

В разрезе вендского комплекса, претерпевшего наибольшие эпигенетические преобразования, интенсивно развит регенерационный кварц (около 12%). Он приурочен к ольчедаевским и ямпольским слоям; в вышележащих горизонтах не встречается.

Регенерационный кварц рассматривается как минерал первой генерации, вслед за которым (в ольчедаевских, ломозовских и ямпольских слоях) образовались гнезда и линзы пирита.

Сфалерит чаще всего образует (совместно с регенерационным кварцем) поровый цемент в ямпольских и ольчедаевских слоях. Кварц указывает на формирование стратифицированного оруденения непосредственно в связи с эпигенезом пород.

Эпигенетический кальцит первой генерации (в отличие от первичного хемогенно-осадочного карбоната кальция) замещает регенерационный кварцевый цемент, предшествуя флюориту.

При оплакивании флюорит и кальцит интенсивно корродируют и замещают (почти на 15—20%) зерна обломочного материала песчаников — в первую очередь полевые шпаты, — от которых остаются только реликты.

В следующую стадию минерализации образовался кварц второй и третьей, а также кальцит второй генераций. На Сказинцевском (р. Жван) проявлении галенито-кальцитовые прожилки северо-восточного и северо-западного простираний секут оплакиваемый ямпольский песчаник. Кварц второй генерации темно-серого цвета, часто загрязнен пылеватым глинистым и рудным веществом. Кварц третьей генерации светло-серый, местами молочно-белый, с четко выраженным перистым строением; он пересекает кварц второй генерации.

Последовательность постседиментационного минералообразования в рудоносных песчаниках верхнего протерозоя Подольского

Приднестровья можно выразить такой схемой:

- I стадия: 1) мусковит; 2) микроклин, альбит, пирит-1, кварц-1; 3) кальцит-1, сульфиды свинца, цинка, меди-1; 4) флюорит-1.
II стадия: 1) кварц-2 и 3; 2) сульфиды свинца, цинка, меди-2; 3) кальцит-2, флюорит-2; 4) диккит.

Кварц-2 и 3 может рассматриваться (Копелювич, 1965) как результат заключительного ускоренного периода кристаллизации кремнекислоты, растворенной в процессе диагенеза.

Минерализация II стадии представляет собой продолжение минерализации I стадии; минералы I стадии образуют внутрипластовые залежи, II — секущие жилы.

Генетическое единство и непрерывность минерализации I и II стадий подтверждается сходным комплексом элементов-примесей в минералах. Они соответствуют также составу элементов-примесей среды.

Перекристаллизация на II стадии отразилась на всех минералах не в одинаковой степени. В этом отношении показательны галенит в кальцитовых прожилках, который отмечается только в пределах продуктивной толщи песчаников, и кальцитовые прожилки с «очищенным» от железа сфалеритом-2, образующие значительный ореол, распространяясь по трещинам также в породы кристаллического фундамента.

Минерализация затухает на одном уровне, удаленном от поверхности кристаллического фундамента на 70—80 м, а в зонах тектонических нарушений — до 150—200 м от его поверхности.

Минерализация связана с постседиментационным этапом. Кальцит в цементе песчаников развивался после образования гидрослюд, о чем свидетельствуют установленные в нем реликты гидрослюдистого цемента.

Абсолютный возраст гидрослюд 560—600 млн. лет (Нечаев, Зайдис, Великанов, 1969). Абсолютный возраст метасоматической породы на контакте сульфидно-кальцитового прожилка в гранитоиде фундамента также 550—600 млн. лет (Древин и др., 1968). Следовательно, эпигенетическая минерализация, локализованная в породах венда и распространяющаяся по трещинам в породы фундамента, сформировалась в этот интервал времени позднего докембрия. Она совпадает со временем байкальской активизации западных окраин Восточно-Европейской платформы, захватившей также территорию Волыно-Подольи.

Сравнительно низкие температуры минералообразования, полученные по гомогенизации включений (Вальтер, Гурова, 1966) и узкий интервал их значения также свидетельствуют, скорее всего, об одноэтапности минерализации. Подогрев раствора мог происходить за счет притоков тепла вдоль Подольского разлома в поздненевендское время. Привнос же компонентов в связи с вулканизмом мало вероятен, так как сами базальты не имеют признаков какой-либо геохимической специализации.

Заслуживают большого внимания представления о генезисе минеральных комплексов Подольского Приднестровья.

Для объяснения генезиса высказывались ювенильно-гидротермальная гипотеза (Копелиович, 1965), согласно которой извлечение рудогенных элементов происходило из породообразующих обломочных минералов, и первично-седиментационная гипотеза (Константинов, 1963).

В пользу первично-седиментационных накоплений металлов, кроме стратиграфического контроля оруденения, свидетельствуют также результаты определений термо-э.д.с. галенитов.

Идентичные значения термо-э. д. с. для галенитов из стратиформных образований в венде, кембри-ордовике и силуре, а также отрицательное значение термо-э.д.с. для галенита из фосфоритовых конкреций, по всей вероятности, указывают на сходные условия их формирования. В то же время наличие в жильных галенитах положительных значений термо-э.д.с. указывает на высокий потенциал кислорода в них, что может свидетельствовать о регенерирующей роли трещинных вадозных вод.

Простой минеральный состав рудопроявлений, локализованных в нижнепалеозойской части разреза, и положение их над крупнейшим стратиграфическим несогласием ($Ст_1-O_3$) позволяют предположить образование этих рудопроявлений за счет размыва оруденения вендского комплекса, когда осаждались наиболее труднорастворимые соединения — сульфид свинца и сульфат бария.

Следует допускать также инфильтрационный характер оруденения, например, за счет проникновения в обырские песчаники элементов из вышележащего продуктивного молодовского горизонта.

В карбонатных толщах силура накопление свинца носит уже хемогенный характер.

Сульфидное оруденение в зоне сочленения северной окраины Донбасса и Воронежского массива

Краткий структурно-геологический очерк района

В последние годы на северной окраине Донбасса пробурено значительное количество глубоких скважин, которые позволили изучить весь геологический разрез осадочной толщи и произвести тектоническое районирование площади. Этот фактический материал нашел свое отражение как в опубликованных работах, так и в многочисленных геологических отчетах по обработке данных опорного, поисково-разведочного, картировочного бурения и некоторых других.

На северной окраине Донбасса развит мощный комплекс осадочных образований, представленный отложениями палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Этот осадочный комплекс, залегающий на докембрийском кристаллическом основании, образует пологую моноклиналь, погружающуюся в южном направлении под углами, не превышающими 3—6°. Мощность осадочной толщи в зависимости от глубины залегания докембрийского основания уменьшается соответственно с 3 км и более на ЮЮЗ, до 30—50 м на крайнем СВ. Сокращение мощности происходит в основном за счет палеозойских отложений, составляющих основную часть разреза, а также в результате перерывов в осадконакоплении и связанных с ними значительных эрозионных срезов. В результате последних в северном направлении из разреза постепенно выпадают более высокие горизонты осадочной толщи.

Каменноугольные отложения повсеместно развиты на южном склоне Воронежского массива. Северная эрозионная линия, ограничивающая их распространение, проходит по линии городов: Новый Оскол—Россошь—Богучар. Залегают отложения карбона непосредственно на кристаллических породах фундамента, и лишь на небольшом участке в северо-восточной части района между гг. Россошью и Богучаром они трансгрессивно перекрывают верхнедевонские отложения. Выходов на поверхность каменноугольные отложения не имеют. Залегают они на значительной глубине под сплошным покровом мезокайнозоя.

В приподнятой (северной) части южного склона Воронежского массива развиты отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов нижнего карбона и нижнебашкирские осадки среднего карбона. В составе этих отложений преобладают сплошные толщи карбонатных пород, благодаря которым разрез карбона здесь значительно отличается от одновозрастных отложений Донецкого бассейна. В южном направлении карбонатные осадки фациально замещаются преимущественно песчано-глинистыми отложениями.

В погруженной (южной) части склона каменноугольные отложения представлены нижним и средним карбоном и в меньшей мере осадками верхнего карбона. По своим литологическим особенностям разрезы этих отложений мало чем отличаются от аналогичных осадков донецкого типа.

В пределах района по данным структурной карты поверхности палеозойских отложений, региональным разломам кристаллического фундамента, границам распространения девонских и каменноугольных отложений их отдельных горизонтов и свит, фаций и мощностей выделяются следующие крупные структурные единицы: присводовая часть Воронежской антеклизы, южный склон Воронежского массива с блоковым погружением кристаллического фундамента, восточная часть Днепровско-Донецкой впадины

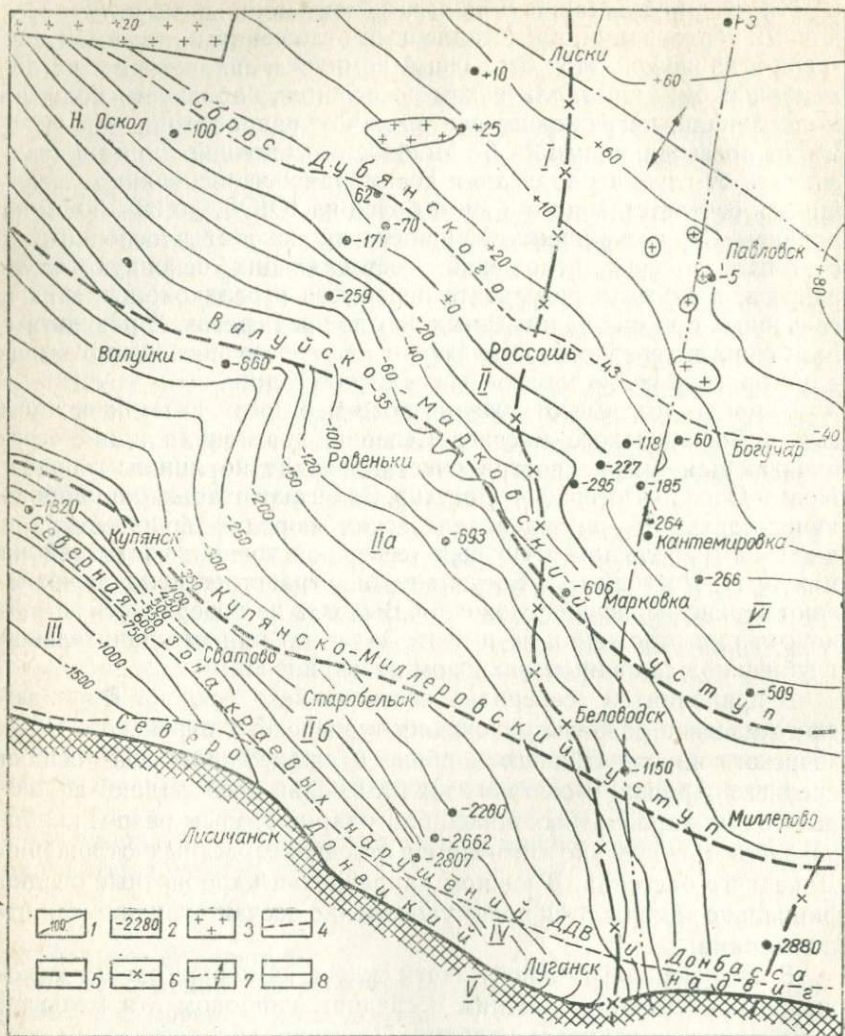


Рис. 35. Схематическая структурная карта поверхности палеозойских отложений южного склона Воронежской антеклизы с элементами тектонического районирования площади (составил А. Г. Коваленко, 1965).

1 — изолинии поверхности палеозойских отложений; 2 — скважины, вскрывшие докембрийские основания и абсолютные отметки поверхности докембрия; 3 — выходы на подмезозойскую поверхность докембрийских образований; 4 — глубинные разломы додевонского заложения, ограничивающие распространение девонских отложений Воронежской антеклизы и Днепровско-Донецкого прогиба; 5 — структурные уступы; 6 — границы Воронежско-Донецкого поперечного поднятия; 7 — осевая линия Воронежской антеклизы; 8 — осевая линия Воронежско-Донецкого поперечного поднятия; I — присводовая часть Воронежской антеклизы; II, IIa, IIб — южный склон Воронежской антеклизы с блоковым погружением докембрийского основания; III — восточная часть Днепровско-Донецкой впадины; IV — зона купольных структур северной окраины складчатого Донбасса, V — складчатый Донбасс; VI — поперечное Воронежско-Донецкое поднятие.

ны и зона купольных структур северной окраины Донецкого складчатого сооружения, Воронежско-Донецкое поперечное поднятие (рис. 35).

Присводовая часть Воронежской антеклизы занимает территорию, расположенную к северу от линии, проходящей через города Новый Оскол—Богучар, образуя полосу северо-западного простирания шириной 30—45 км. Сложена присводовая часть антеклизы девонскими отложениями, которые налегают непосредственно на сложнодислоцированные докембрийские породы. Абсолютные отметки поверхности докембрия изменяются от нулевой изолинии до +75 м (г. Павловск), где прослеживается полоса выхода докембрийских образований на дневную поверхность. Эти относительно приподнятые участки докембрия перекрываются маломощным (50—80 м) чехлом мезокайнозойских отложений. Южная граница присводовой части Воронежской антеклизы совпадает с северной границей распространения каменноугольных отложений. Докембрийские породы погружаются здесь очень резко, образуя структурный уступ, выраженный или сбросом (Дубянский, 1948), или крутой флексурой с амплитудой не менее 40—50 м.

Северная граница южного склона Воронежского массива совпадает со сбросом Дубянского, южная — с зоной краевых нарушений Днепровско-Донецкой впадины и северной окраины Донбасса. В пределах склона в южном направлении наблюдается постепенное погружение докембрийского кристаллического основания от абсолютной отметки —40 м (г. Богучар) до 3 км и более у самой погруженной части склона. Характерной особенностью склона является полное отсутствие девонских отложений. Каменноугольные отложения образуют простую моноклинал. На фоне общего моноклиналиного залегания осадочной толщи отчетливо прослеживаются структурные элементы с относительно резким погружением пород. Структурные уступы отвечают, по-видимому, древним разломам докембрийского основания, по которым на всем протяжении геологической истории происходили колебательные движения, в связи с чем на южном склоне Воронежского массива наблюдается длительное проявление унаследованности тектонических движений. В результате этого вдоль уступа не только наблюдаются изменения мощностей и литолого-фациальных особенностей отложений, но с ними также тесно связаны границы современного распространения отдельных горизонтов осадочной толщи. Следовательно, подвижки вдоль разломов проявлялись не только во время накопления осадков, но и сказывались непосредственно на характере эрозионных срезов, происходивших во время длительных перерывов в осадконакоплении. Вблизи уступов нередко (район Марковки, Белолуцка) наблюдаются разрывные нарушения в меловых и третичных отложениях с амплитудой смещения до 3—5 м.

Таким образом, в формировании тектонических структур рассматриваемой территории основную роль играют блоковые подвижки кристаллического фундамента. Тектонические швы сопряженных блоков являются основным источником зарождения сбросов, структурных уступов или флексур. Причем во время формирования палеозойского структурного яруса преобладали субширотные деформации, которые в мезокайнозойское время сменились на субмеридиональные.

Сульфидные рудопроявления зоны сочленения северной окраины Донбасса с Воронежским массивом

Находки сульфидов свинца и цинка в осадочных породах не являются минералогической редкостью. На их наличие в палеозойских отложениях Русской платформы указывали многие исследователи (Блох, 1954; Жуковский и Молотков, 1963; Константинов, 1963).

На южном склоне Воронежского массива проявления свинцово-цинковой минерализации связаны в основном с карбонатными отложениями среднего карбона. Рудная зона имеет западное и северо-западное простирания и прослеживается от субмеридионального Миллеровского поднятия на востоке до района г. Валук на западе. Глубина залегания выявленных рудопроявлений 200—450 м. Рудовмещающие карбонатные отложения башкирского яруса залегают с размывом на сильно закарстованной поверхности известняков нижненамюрского подъяруса, моноклиinally погружаясь в южном и юго-западном направлении под более молодые отложения среднего карбона. В этом же направлении происходит фациальное замещение известняков терригенными породами донецкого типа. Мощность карбонатной толщи среднего карбона изменяется от 120 до 180 м.

Характерные лито-фациальные особенности рудовмещающих отложений: отчетливо выраженная ритмичность строения карбонатной толщи, однородность и периодическая повторяемость в разрезе одних и тех же структурно-генетических типов известняков. Среди известняков преобладают органогенно-детритовые, преимущественно водородрослевые и криноидные разности (трансгрессивный цикл) и афанитовые (регрессивный цикл). С горизонтами афанитовых известняков генетически связаны маломощные прослои терригенных и углистых пород. В некоторых разрезах скважин встречены пластообразные тела вторичных доломитов и доломитизированных известняков.

Состав сульфидной минерализации свинца и цинка и ее отношение к вмещающим породам позволяют выделить два основных, наиболее часто встречаемых типа полиметаллических рудопроявлений: 1) вкрапленная и прожилково-вкрапленная минерализация в известняках; 2) вторичное (эпигенетическое) оруденение.

Рудная минерализация в известняках приурочена обычно к горизонтам афанитовых известняков, залегающих среди карбонат-

ной толщи нижнебашкирского подъяруса среднего карбона. Полиметаллическое оруденение зафиксировано в единичных пересечениях многих скважин. В двух скважинах — 41-к (с. Новобелое) и 400-л (пос. Белолуцк), — которые находятся на расстоянии до 20 км друг от друга, в разрезе карбонатных отложений башкирского яруса благодаря ритмичному строению толщи прослеживается четко выраженная зональность в распространении рудовмещающих горизонтов. Выделяются три хорошо коррелируемых рудовмещающих пласта афанитовых известняков. Мощность рудоносных горизонтов нередко достигает 3—4 м (скв. 41-к, гл. 222,0—225,0 м; скв. 400-л, гл. 335,0—359,0 м), но в основном оруденение подчинено маломощным прослоям, не имеющим четких границ.

Распределение оруденения в афанитовых известняках неравномерное, вкрапленное, прожилково-вкрапленное. Преобладает вкрапленное оруденение, не выходящее за пределы горизонтов афанитовых известняков. Размеры рудных вкрапленников изменяются от долей миллиметра до 3—4 см. Прожилковый тип оруденения имеет подчиненное значение.

В органогенно-детритовых известняках сульфиды встречаются редко и обычно в виде отдельной мелкой вкрапленности или идноморфных кристаллов.

Единичная находка, по-видимому, обломочного зерна сфалерита, была встречена в полевошатово-кварцевом известковистом песчанике в скв. 400-л, гл. 242,0 м.

Вещественный состав оруденения непостоянный. Среди выявленных рудопроявлений как по количеству, так и по частоте встречаемости наблюдается значительное преобладание сульфидов цинка по отношению к свинцу. Причины этого не выяснены. Постоянным спутником чисто цинковой минерализации является темно-фиолетовый флюорит, образующий крупные изометрические кристаллы-сростки внутри скоплений сфалерита или в отдельных его кристаллах.

Особенности и характер распределения оруденения однотипны, так как полностью контролируются вторичными структурами и текстурами рудовмещающих афанитовых известняков. Отличительной чертой афанитовых известняков является неравномерная перекристаллизация. В основной криптокристаллической массе наблюдаются многочисленные гнезда, участки и прожилки, сложенные крупнокристаллическим кальцитом. В результате этого образуются специфические пятнистые, узорчатые, псевдобрекчиевидные (брекчии перекристаллизации) текстуры. Вкрапленность сфалерита и галенита локализуется в межзерновых пространствах перекристаллизованных участков известняков, реже — внутри кристаллов кальцита. Крупные выделения в межзерновых пространствах образовались, видимо, за счет рудного минерала, содержащегося в карбонатах, т. е. за счет перераспределения рудного вещества в процессе перекристаллизации пород. На

участках с повышенным содержанием рудных компонентов во вмещающих породах образуется прожилково-вкрапленное оруденение. На контакте рудного прожилка с основной микрозернистой массой обычно прослеживается полоска крупнокристаллического кальцита. Прожилки рудных минералов слепые и составляют лишь незначительную часть более крупного кальцитового прожилка.

Минералогический состав сульфидного оруденения в горизонтах афанитовых известняков простой. Наиболее распространенными рудными новообразованиями являются пирит, марказит, сфалерит, галенит; нерудные минералы, сопутствующие оруденению, представлены кальцитом и флюоритом, редко баритом, халцедоном.

Сфалерит обычно встречается в виде мелкой вкрапленности с характерной яснозернистой структурой и хорошо выраженной спайностью. Размер отдельных зерен изменяется от 0,01 до 0,5 мм. В кавернах и пустотах сфалерит образует крупные (до 1 см) кристаллы в форме куба или комбинации куба с октаэдром. Нередко сфалерит образует скрытокристаллические выделения колломорфной структуры. В яснозернистых разностях сфалерита иногда наблюдаются двойники. Цвет сфалерита очень разнообразный — от светло-желтого, почти бесцветного (клеюфан) до черного (марматит). Встречаются также выделения коричневого, красновато-бурого и слабо-фиолетового сфалерита. Зеленовато-желтая разновидность (пришибрамит) встречается очень редко (скв. 8-п, пос. Марковка, гл. 187,0 м). По данным спектрального анализа, содержание кадмия в этой разновидности сфалерита составляет 2—4%. В железистых разностях сфалерита иногда встречаются крупные кристаллы флюорита и мельчайшие включения сульфида железа. Твердость сфалерита средняя, показатель преломления выше 1,780, в иммерсионном препарате и в полированных шлифах полупрозрачен. Цвет и густота внутренних рефлексов меняются от бесцветных до густо-бурых и красно-бурых. Признаков динамометаморфизма в кристаллах сфалерита не наблюдается. Эмульсиевидных включений нет, в ультрафиолетовом свете не люминесцирует.

Галенит сравнительно мало распространен. Образует крупные (до 2 см) резко идиоморфные кристаллы. Кристаллы галенита обычно имеют форму куба. Очень редко наблюдается в виде зернистых масс и вкрапленных выделений неправильной формы. Характерной диагностической особенностью является наличие треугольников выкрашивания, одинаково ориентированных в пределах монокристалльных зерен. Выделения галенита более ранние, чем сфалерита, так как он обычно заключен в выделениях сфалерита.

Спектральными анализами для сульфидов цинка из различных рудовмещающих горизонтов афанитовых известняков устанавливаются одни и те же элементы-примеси: Fe, Cu, Cd, Ti, Ga.

В мономинеральной фракции галенита были также выявлены Mn , Sb , Sn . Общее содержание сульфидов свинца и цинка в рудопроявлениях — от сотых долей процента до 1—2%.

Флюорит. Проявления флюоритовой минерализации в осадочных породах Донбасса довольно разнообразны и сравнительно многочисленны, особенно в его юго-западной части. Б. С. Панов (1962) обобщил все сведения о распределении и особенностях флюоритовой минерализации в Донбассе. Находки флюорита в отложениях нижнего и среднего карбона южного склона Воронежского массива представляют исключительный интерес, так как по форме проявления и составу они значительно отличаются от ранее известных. Здесь наиболее широко распространены выделения флюорита, генетически связанные со свинцово-цинковым оруденением, где флюорит образует крупные (до 2,0 мм) изометрические кристаллы-сростки темно-фиолетового цвета в выделениях сфалерита или внутри отдельных хорошо ограненных кристаллов последнего. Из подобной парагенетической ассоциации видно, что выделение флюорита обычно предшествует сульфидам. Кристаллы флюорита были своеобразными центрами кристаллизации для сульфидной минерализации свинца и цинка. В шлифах и иммерсионных препаратах флюорит определяется легко благодаря своей изотропности, фиолетовому цвету и стеклянному блеску. Показатель преломления флюорита $N = 1,435$.

Своеобразную минералогическую находку представляют выделения флюорита совместно со сфалеритом в некоторых магнетитно-сидеритовых кальцитизированных конкрециях, часто встречающихся в нижневизейской терригенной толще нижнего карбона. Тонкие прожилки (0,5—1,0 мм) флюорита и сфалерита приурочены к отдельным кальцитовым гнездам. Под микроскопом видно, что флюорит представлен темно-фиолетовой кристаллической разновидностью и слагает внешнюю зону прожилка. Центральная часть прожилка выполнена красновато-бурым сфалеритом. В одних прожилках переход сфалерита к флюориту резкий; в других — постепенный.

В зоне древнего размыва на границе нижнего и среднего карбона обнаружена землистая разность сфалерита — ратовкит. Он концентрируется вблизи стилолитовых поверхностей, где образует маломощные (0,5—1,0 см), невыдержанные по мощности прослойки. Установлено, что в результате перекристаллизации в отдельных участках ратовкит переходит в кристаллический темно-фиолетовый флюорит.

Вторичные выделения свинца и цинка мало распространены. Минерализация является эпигенетической и связана с выносом и переотложением сульфидов в выщелоченные, кавернозные, стилолитизированные, нередко доломитизированные прослои и зоны. Встречаются они значительно ниже по разрезу в отложениях намюрского и в верхней части визейского ярусов нижнего карбона, реже — в нижнебашкирской карбонатной толще. Отмечается не-

которая приуроченность сульфидов к прослоям сильно пористых, кавернозных коралловых известняков (скв. 310, с. Вейделеевка, гл. 312,0—325,0 м; скв. 400-л, пос. Белолуцк, гл. 430,0 м; и др.).

Главные рудные минералы вторичных сульфидов — сфалерит, галенит, марказит. Сфалерит образует в пустотах выщелачивания мелкую вкрапленность в кристаллах вторичного кальцита или образует совместно с ним крупные кристаллы в виде друз на стенках пустот растворения. Выделение сульфидов цинка происходило также и в виде гелей, дающих характерные колломорфные образования.

Связь метаморфизма глинистых сланцев и роговиков с эффузивными телами юго-западной части Донбасса

Объектами исследований настоящей работы являются глинистые сланцы различных ступеней метаморфизма, а также роговики на контакте с эффузивными породами юго-западной части Донбасса.

Изучение роговиков и глинистых сланцев Донбасса показало, что их минеральный состав сложен и это в значительной мере обусловлено вторичными процессами.

Метаморфизация этих пород приводит к появлению минеральных новообразований, которые существенно видоизменяют исходный состав.

Исследованию подвергались: а) глинистые сланцы из кровли пласта m_3 западной части Кальмиус-Торецкой котловины, районов развития длиннопламенных углей. Мощность свиты среднего карбона, в состав которого входит пласт m_3 —2625 м. Геотермический градиент составляет от 16,1 до 30,0 на 1 км; б) глинистые сланцы из подошвы пласта K_4^1 Чистяково-Снежинского района, приуроченного к крупной Чистяковской синклинали, в пределах которой широко развиты полуантрацитовые угли. Мощность свиты среднего карбона, в состав которой входит пласт K_4^1 — 4420 м, геотермический градиент составляет от 17,7 до 26,4 на 1 км; в) глинистые сланцы из Должанско-Ровеньковского района развития антрацитов. Почва пласта h_{II}^a в наибольшей степени метаморфизована. Мощность свиты среднего карбона, в состав которой входят исследуемые сланцы,— 3580 м, геотермический градиент составляет от 13,0 до 24,4 на 1 км.

При разработке вопросов метаморфизма глинистых пород были изучены также алюмосиликатные роговики нижнего и среднего карбона, возникшие на контакте с эффузивной залежью в юго-западной части Донбасса, в районе Кураховской структуры. Мощность отложений среднего карбона на территории Кураховской структуры — 1590 м. Здесь наблюдаются колебания геотермического режима в зависимости от тектонических факторов.

В этом районе геотермическая ступень изменяется в пределах 29—38 м, градиент от 33 до 39° С.

Интересно, что геотермический градиент здесь выше, чем в районах развития длиннопламенных углей с большой мощностью отложений среднего карбона.

По данным рентгеноструктурного анализа, породообразующие минералы в роговике представлены кварцем, серицитом, хлоритом, полевым шпатом и кальцитом. По данным Н. Л. Логвиненко, в районах развития тощих углей и антрацитов при первичных мощностях от 5—6 до 10—12 км предполагается повышение температуры до 150—300° С и давления до 1500—3000 атм.

Ю. А. Жемчужников, рассмотрев экспериментальные данные ряда исследователей, пришел к выводу, что для превращения бурого угля в каменный нужна температура свыше 200—300° С, а более высокотемпературные стадии метаморфизма угля требуют около 500° С. Эти данные свидетельствуют о недостаточности низкотемпературного режима для метаморфизма как углей, так и вмещающих пород.

Существует мнение, что увеличение метаморфизма углей и нарастание мощностей угленосной толщи в Донбассе происходит в одном и том же направлении — с запада на восток и от периферии к центру. Следовательно, степень метаморфизма зависит от величины прогибания бассейна и мощности угленосных отложений.

Такое закономерное возрастание метаморфизма углей и сланцев по мере увеличения мощности угленосных свит от юго-западной окраины к центру бассейна часто нарушается. Так, в южном крыле Кальмиус-Торецкой котловины района Кураховки по региональным закономерностям следовало ожидать жирные угли, но под термальным воздействием интрузий здесь угли превращены в полуантрациты; происходит также увеличение степени метаморфизма глинистых сланцев.

Магматическая деятельность более интенсивно проявилась в юго-западной части Донбасса, результатом чего явилось развитие большого количества межпластовых залежей. Все факты (нарушения и смятия вмещающих пород, наличие ксенолитов, окварцевание песчаников и ороговикование сланцев) говорят о том, что процесс внедрения магмы был активным и вызвал увеличение метаморфизма как углей, так и вмещающих пород. Такой процесс мог происходить при складкообразовании и магматической деятельности, которые способствовали значительному повышению температур и давлений, необходимых для метаморфизма.

Параллельно с изменением степени метаморфизма углей и перехода от длиннопламенных к газовым, коксовым, тощим, полуантрацитам и, наконец, антрацитам, происходит изменение степени кристаллизации глинистых пород.

По данным оптического, рентгеноструктурного, химического и термического анализов, опубликованным ранее (Овейси, 1967;

Семененко и др., 1967), состав глинистых сланцев из зоны развития длиннопламенных и газовых углей преимущественно каолинито-гидрослюдистый.

Состав глинистых сланцев из зоны развития полуантрацитовых углей становится преимущественно гидрослюдистым с появлением серицита, хлорита и, отчасти, полевого шпата. В районе распространения антрацитовых углей происходит значительная дегидратация глинистых сланцев: уменьшается количество воды и увеличивается количество щелочей.

Перекристаллизации подвержены карбонаты. По пелитоморфным карбонатам развиваются зернистые. Степень перекристаллизации основной массы глинистого вещества глинистых сланцев антрацитовых зон увеличивается по сравнению с глинистыми сланцами других зон Донбасса, начиная от длиннопламенных до тощих. Глинистое вещество переходит в гидрослюду, серицит и хлорит.

Данные рентгеноструктурного анализа не позволили отнести гидрослюды и хлориты, входящие в состав роговика и сланцев, к определенным разновидностям, вследствие наложения рефлексов (060): каолинита (060=1,49), гидрослюд (для гидробиотита 060=1,53, гидромусковита 060=1,50), хлоритов (060=1,53—1,55) и кварца (060=1,539). Поэтому впервые была сделана попытка, по предложению Н. П. Семененко, детально изучить минеральный состав сланцев и роговика с целью выяснения начального этапа метаморфизма с помощью рентгеновского микроанализа (Овейси, Шаркин, 1968).

Все минералы, входящие в состав глинистых сланцев, представляют собой комбинации окислов таких элементов, как Si, Al, K, Fe, Mg. Знание количественного распределения Si, Mg, K, Fe на одном и том же профиле, записанного по образцу и пересчитанного на содержание элементов из окислов, позволило установить минеральный состав глинистых сланцев и роговика.

Таким образом, удалось установить следующее: 1) встречен полевой шпат типа альбита; 2) хлорит в образцах существует в двух разновидностях (пеннин, шамозит); 3) гидрослюды представлены в виде гидробиотита, гидромусковита; 4) обнаружен серицит с высоким содержанием железа (до 9, 12, 80%).

По химическому составу сланцы и роговик (по Н. П. Семененко) относятся к изохимическому ряду алюмосиликатных пород со сравнительно высоким содержанием кремнезема. Для них характерны преобладание железа над магнием, а среди окислов железа—закиси над окисью, значительное преобладание калия над натрием, что является отражением гидрослюдистого состава сланцев, а также высокие положительные значения коэффициента избыточной глиноземистости (65,67—68,75).

Полученные данные после расчетов содержания отдельных элементов позволили судить о привносе и выносе отдельных компонентов в процессе эпигенеза и начального метаморфизма.

При сравнении содержания компонентов в сланцах из различных зон эпигенеза обращает на себя внимание малое изменение суммарного содержания компонентов — как в ионном, так и в весовом выражении; при сопоставлении составов сланцев из зон Д и А наблюдается вынос вещества, равный 5,52% общего числа атомов исходной породы.

Таким образом, вынос одних компонентов в значительной степени компенсируется привнесом других. При возрастании метаморфизма привносятся Si — 0,66 (0,43%), Ti — 0,50 (29,94%), Al — 8,01 (13,55%), K — 10,36 (119,35%), C — 13,02 (251,35%) и выносятся Fe³⁺ — 2,01 (50,12%), Fe²⁺ — 1,34 (9,12%), Mn — 0,167 (50%), Mg — 3,17 (26%), Ca — 1,51 (60,16%), Na — 3,41 (60,08%), H⁺ — 16,36 (18,99%), Co — 7,69 (52,31%), O — 46,27 (8,91%). Сходная тенденция привноса и выноса отдельных компонентов установлена и при сравнении сланцев из зоны Д и роговиков (Овейси, 1967), что подтверждает общую направленность преобразования вещества в условиях метаморфизма.

Характерно, что по мере перехода от сланцев из зоны Д к сланцам из зоны А и к роговикам наблюдается, как общая закономерность, привнос алюминия и вынос железа и магния.

Увеличивается суммарное содержание щелочей и наблюдается закономерное уменьшение количества воды в породах.

В табл. 46 показано увеличение отношения $\frac{K_2O + Na_2O}{H_2O}$ в сланцах и роговиках в зависимости от степени их изменения под влиянием эпигенеза и начальных этапов метаморфизма.

Эпигенетические изменения глинистых минералов происходили с различной интенсивностью в различных зонах метаморфизма углей.

Важно, что с гидрослюдистыми минералами в начале метаморфизма образуются натриевые полевые шпаты. Поэтому для получения концентратов полевого шпата глинистые сланцы и роговики подвергались химическому растворению.

В результате пересчета химических анализов исследованных образцов устанавливаются количественные соотношения входя-

Таблица 46

Величина $\frac{K_2O + Na_2O}{H_2O}$ в сланцах и роговиках в зависимости от степени их изменения

Шахта, скважина, глубина	Наименование породы	Исходная порода	Фракция < 0,001 мм
Шахта 7, гл. 120 м Скв. 176, гл. 1009 м Скв. 2421, гл. 1190 м Скв. 8502, гл. 740 м	Сланец из зоны Д	0,20	0,082
	Сланец из зоны ПА	0,24	0,12
	Сланец из зоны А	0,30	0,212
	Роговик	0,28	—

щих в их состав минералов: карбоната, альбита, хлорита, гидрослюда, каолина и кварца (табл. 47).

Глинистые сланцы из различных зон развития метаморфизма углей отличаются по количественному соотношению минералов, входящих в их состав. Так, в образце из зоны развития длиннопламенных углей содержится большое количество каолина, в то время как в образцах из зоны развития антрацитовых углей и роговика на контакте с шонкинитом каолина нет. Здесь мы наблюдаем увеличение количества серицита, хлорита и альбита, что является характерным признаком начальной стадии метаморфизма молодых пород.

По весу растворимого вещества рассчитаны количество и состав растворенных минералов (табл. 48).

При определенных ступенях метаморфизма образуются соответствующие парагенезисы минералов в слабо метаморфизованных глинистых сланцах Донбасса.

В глинистых породах районов антрацитовых углей на начальных стадиях метаморфизма, а также на контактах с изверженными породами появляются хлорит, серицит и новообразования полевых шпатов типа альбита. Однако процесс альбитизации не отличается широким распространением.

Увеличение степени метаморфизма пород приводит к следующей смене минералов: каолин→гидромусковит→серицит.

Парагенезисы минералов зависят от физико-химических условий метаморфизма K_2O и воды, которые в данном случае являются подвижными компонентами.

Можно считать, что при процессе метаморфизма в изученных породах вода была в свободном состоянии. Поэтому уменьшению количества H_2O соответствует повышение температуры.

При постоянном потенциале K_2O повышение температуры ведет к следующей смене минералов в породах. Каолин превращается в гидрослуду, а последняя при дальнейшем повышении температуры — в серицит.

Таким образом, смена глиноземистых минералов является выражением прогрессивного метаморфизма глинистых пород, происходящего в условиях повышающихся температур.

Для районов длиннопламенных углей характерен парагенезис каолинит—кальцит; для районов полуантрацитовых углей — па-

Т а б л и ц а 47

Условный минеральный состав глинистых сланцев Донбасса, %

Номер образца	Карбонат	Альбит	Хлорит	Серицит	Каолин	Кварц
Шахта 7, 125	8,98	7,64	4,65	14,14	32,63	31,96
2421—1198	4,19	14,74	14,15	35,72	—	31,20
8502—745	8,70	9,55	16,40	30,83	—	34,52

Таблица 48

Бес растворимого вещества и расчет количества и состава растворенных минералов

Номер образца	Вес исходной породы, г	Процент перехода в раствор катионов после обработки 10 %-ной HCl, ч			Увеличение перехода в раствор катионов с увеличением времени обработки образцов в 10 %-ной HCl, в %		Переход в раствор SiO ₂ после обработки образцов Na ₂ CO ₃		Всего, %	Количество растворенного SiO ₂ с 8 до 24 ч	Всего растворенного минерала с 8 до 24 ч	Количество растворенных минералов после обработки 10 %-ной HCl, вес, %		Всего, %
		0,5	8	24	от 6 до 8 ч	от 8 до 24 ч	После обработки образцов в 10 %-ной HCl в течение 8 ч	После обработки образцов в 10 %-ной HCl в течение 24 ч				Карбонат	Хлорит и гидро-слуда	
Шахта 7-Д	5	7,4	20,8	22,8	13,4	2	5,63	7,49	18,83	1,86	3,86	8,98	4,65	17,49
2421 А	5	14,4	21,2	23,0	6,8	1,8	4,77	5,63	11,57	0,91	2,71	4,19	14,15	21,0
8502, роговик	5	17,8	29,0	31,0	11,2	2	8,66	9,88	19,86	1,22	3,22	8,70	16,40	28,3

рагенезис гидрослюда — кальцит, для районов антрацитовых углей и роговиков: 1) серицит—кальцит; 2) серицит — кальцит — доломит; 3) серицит — доломит—хлорит.

Последние два соотносятся более высокой температуре образования антрацитовых углей.

Процессы преобразования пород, протекающие в эпигенезе, и начинающаяся метаморфизация имеют закономерный и направленный характер, ведут к изменению структур и минерального состава пород и приспособлению слогающих их компонентов к новым термодинамическим условиям, связанным с влиянием магматической деятельности. При эпигенезе в глинистых сланцах Донбасса от зоны развития длинно-пламенных углей до антрацитов, а также роговика, постепенно уменьшается дисперсность, размокаемость и влажность (от 2,94 до 0,61), максимальная молекулярная влагоемкость фракции <0,001 мм от 36,1 до 24,94%. Последние данные могут быть объяснены снижением активной поверхности глинистых сланцев и емкости поглощения по-

Т а б л и ц а 49

Результаты определения абсолютного возраста глинистых сланцев (по фракциям $<0,001 \text{ м м}$)

Место отбора пробы	Порода	Пласт	Марка угля	Минерал	Фракция	Калий, %	$\text{Ar}^{40}, \text{e}/\text{e} \cdot 10^{-7}$	Возраст, млн. лет
Южный Донбасс, Трудовская шахта № 7, гл. 120 м	Сланец	—	Д	Гидрослюда	0,001 мм +	3,3	0,658	240
					0,001 мм +	3,0	0,534	240
Чистяковский участок, скв. 176, гл. 1009 м	Сланец	K_4^1	ПА	Гидрослюда	0,001 мм +	4,48	0,757	220
					0,001 мм +	4,1	0,694	235
Должанско-Володарский рудник, скв. 2421, гл. 1190 м	Сланец	—	А	Гидрослюда	0,001 мм +	2,9	0,516	240
					0,001 мм ++	5,9	0,996	235
Южный Донбасс, Кураховка, скв. 8502, гл. 740 м	Роговик в контакте с эффузивными породами	—	—	—	—	3,2	0,534	230
					—	6,3	1,014	235
Никитовка	Песчаник	—	—	Серицит	—	3,38	0,428	210

Примечание. + фракция выделена отмучиванием; ++ фракция выделена отмучиванием с последующим экстрагированием.

род, что, в свою очередь, объясняется возрастанием температуры и давления. С увеличением степени катагенезиса постепенно изменяется минеральный состав наряду с увеличением плотности. Глинистые породы в районах полуантрацитовых и антрацитовых углей испытывают прогрессивное уплотнение, выражающееся в повышении их плотности от 2,72 до 2,78 г/см³ и изменении свободной пористости от 13,5 до 1,01%. Прочность их увеличивается от 248 до 556 кг/см². В сланцах Донбасса меняется теплота смачивания как в исходной породе (от 1,39 до 0,75 кал/г), так и во фракции <0,001 мм (от 3,81 до 2,78 кал/г); емкость поглощения также имеет тенденцию к уменьшению в исходной породе и во фракции <0,001 мм (от 9,49—16,42 до 7,28—12,48 мг/экв на 100 г). Значения рН для сланцев угленосной толщи Донбасса указывают на щелочной режим. Прослеживается явная тенденция к возрастанию щелочности по мере роста степени метаморфизма: 7,8 — зона развития длиннопламенных, 7,8 — газовых, 7,7 — жирных, 7,8 — коксовых, 8,6 — спекающихся, 8,9 — тощих, 9,0 — полуантрацитовых, 9,12 — антрацитовых углей и, наконец, 9,9 для роговика.

Несмотря на различную степень метаморфизма пород, время этого процесса четко укладывается в один этап.

Определения абсолютного возраста глинистых сланцев были выполнены отдельно для фракции <0,001 мм, обработанной методом экстракции, и для фракции <0,001 мм без экстракции. В обоих случаях получены совпадающие результаты (табл. 49), отвечающие времени метаморфизма сланцев из районов развития углей марки Д 240 млн. лет, из зоны развития углей марки ПА—К—220—235 млн. лет, из зоны развития антрацитовых углей 240—235 млн. лет. Для определения абсолютного возраста были использованы также серицит из слюдястых песчаников Никитовского месторождения — 210 млн. лет, алюмосиликатный роговик из зоны контакта с шонкинитами — 230 млн. лет и полевой шпат из шонкинитов — 235 млн. лет.

Эти данные показывают, что время процесса метаморфизма глинистых сланцев как из районов длиннопламенных, так и антрацитовых углей совпадает со временем образования шонкинитов и соответствует единой пфальсской фазе герцинского орогенического цикла.

Сульфидная минерализация и электрические свойства минералов в структурах обрамления УЩ

Сульфидная минерализация довольно широко развита в структурах обрамления УЩ и детально изучена многими исследователями. Однако к настоящему времени нет единого мнения по вопро-

су генезиса сульфидных оруденений в этих районах. В связи с этим было предпринято изучение термо-э.д.с. галенита, пирита и халькопирита, поскольку полупроводниковые свойства минералов в известной мере являются функцией физико-химических условий в момент рудообразования.

Наиболее полно автором изучены термо-э.д.с. сульфидов Приднестровья, Подолии, Приазовья, южного склона Воронежского щита и Припятского вала*.

В западной рифейско-нижнепалеозойской геохимической провинции сульфидное оруденение проявляется от силурийских отложений до пород фундамента и представлено пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом (Ивантишин, 1947; Древин и др., 1968). Из нерудных встречаются кальцит и кварц. Полиметаллическая минерализация встречается как в цементе песчаников, так и в виде прожилков. В нашем распоряжении имелись образцы сульфидных руд Воеводчинского, Карповского, Озаринцевского проявлений и фосфоритов Подолии, а также Большого Обзыря на Вольни.

Галениты района характеризуются переменными значениями термо-э. д. с. Максимальная величина достигает — $410 \text{ мкв} \times \text{град}^{-1}$, а минимальная — опускается до нуля. Наряду с галенитами *n*-типа встречаются отдельные кристаллы с дырочной проводимостью. Часто переменная проводимость наблюдается в одном и том же кристалле или зерне, образуя *p*—*n*-переходы. В таких галенитах величина коэффициента термо-э.д.с. колеблется в широких пределах отрицательных и положительных значений. Статистическая обработка результатов измерений позволила выделить две группы галенитов. Галенит из фосфоритовых конкреций обладает более постоянными отрицательными значениями термо-э.д.с. Модальное значение коэффициента α составляет — $245 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$. В галените же из песчаников наблюдается как отрицательная, так и положительная термо-э.д.с. Модальное значение коэффициента равно — $365 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$.

Термоэлектродвижущая сила пирита характеризуется меньшими значениями. Модальное значение коэффициента составляет — 45 и $85 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$. Переменные значения термо-э.д.с. наблюдаются чаще всего в пределах одного кристалла.

Халькопириту свойственны исключительно отрицательные величины термо-э.д.с., модальное значение которой составляет — $325 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$.

В зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком галениты также обладают переменными по знаку значениями термо-э.д.с. По величине термоэлектродвижущей силы и типу проводимости отчетливо выделяются две разновидности галенитов. Первая характеризуется отрицательными значениями коэффициента α с мо-

* Образцы сульфидных руд из коллекций А. Г. Коваленко, Э. И. Логвина, С. В. Нечаева, Н. А. Савченко и Э. А. Ярошука.

дальним значением — $425 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$, а вторая — переменными с модальным значением соответственно — 325 и $150 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$.

Термоэлектрические свойства пирита изучены в большом количестве образцов, поскольку он является наиболее распространенным рудным минералом. Коэффициент термо-э.д.с. пирита подвержен значительным колебаниям, что наряду с геологическими данными свидетельствует о различных условиях его образования.

Максимальными отрицательными значениями термо-э.д.с. обладают пириты из скарнов. Здесь величина коэффициента термо-э.д.с. колеблется от -160 до $-270 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$. Вблизи интрузий пирит из пиритовых жил характеризуется также отрицательными значениями термо-э.д.с.: от -60 до $-210 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$. На кривой распределения замеров термо-э.д.с. выявляется еще один пик с модальным значением $-85 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$, что обусловлено, по-видимому, наличием двух генераций пирита. Пириты, связанные с карбонатными жилами, имеют высокие положительные значения термо-э.д.с., величина которой изменяется от 220 до $390 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$. И, наконец, пириты из пропилитов также обнаруживают положительную термо-э.д.с. с модальным значением $145 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$.

Халькопириты Приазовья обладают довольно стабильными величинами отрицательной термо-э.д.с., модальное значение которой составляет $-505 \text{ мкв} \cdot \text{град}^{-1}$.

В небольших количествах изучены термоэлектрические свойства галенита и пирита из Припятского вала и южного склона Воронежского щита (с. Марковка). Галениты отличаются исключительно отрицательными, а пириты — положительными значениями термо-э.д.с.

Из приведенных экспериментальных данных видно, что термоэлектрические свойства минералов колеблются в широких пределах. Это обусловлено как изменчивостью физико-химических условий в момент из образования, так и наличием нескольких генераций одного и того же минерала.

Большое влияние на термоэлектрические свойства минералов, в частности галенита, оказывает режим кислорода. Замечено, что влияние кислорода на полупроводниковые свойства становится заметным лишь при достаточно высоких температурах. Так, при температуре 100°C и свободном доступе воздуха наблюдается окисление галенита, однако его электрические свойства не изменяются. Заметное изменение свойств наступает лишь в интервале $230-250^\circ \text{C}$. При этом галенит *n*-типа постепенно превращается в *p*-тип, что фиксируется по знаку термо-э.д.с. Степень изменения зависит от времени; при достаточно больших выдержках галенит полностью превращается в дырочный полупроводник. Впервые геологическую интерпретацию данного явления дал Г. И. Князев (1964), который считает знак термо-э.д.с. галенита функцией термодинамического режима процессов рудообразования. Интервал,

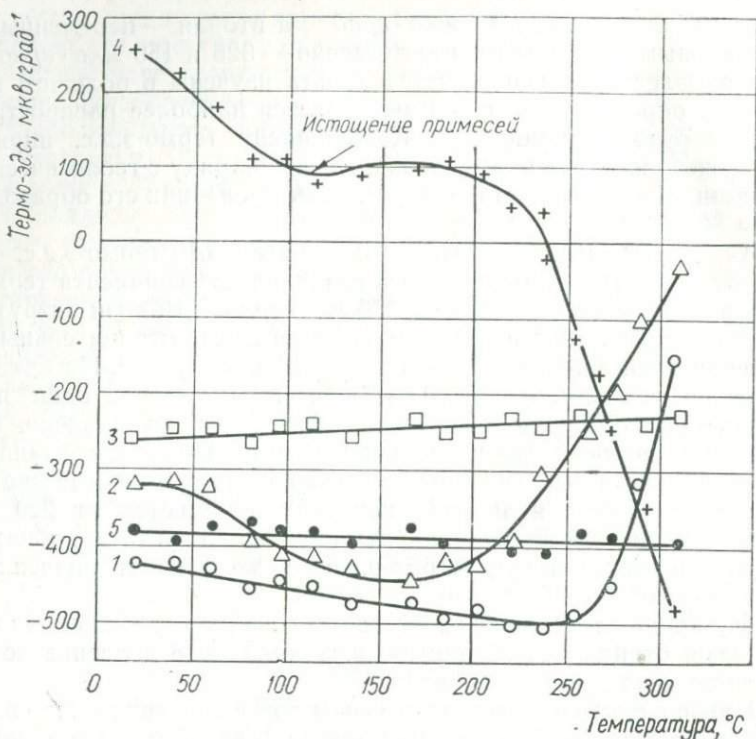


Рис. 36. Зависимость термо-э. д. с. галенитов от температуры.
 1 — из Береговского месторождения; 2, 4 — из песчаников Приднестровья; 3 — из фосфоритовых конкреций Приднестровья; 5 — из южного склона Воронежской антеклизы.

где появляются *p*-галениты, отвечает близповерхностным условиям рудоотложения. Таким образом, наличие *p*-галенитов в различных рудопроявлениях Приднестровья и Приазовья свидетельствует о высоких парциальных давлениях кислорода в момент их образования и о температуре рудоносных флюидов порядка 230—250° С. Наличие галенита с исключительно отрицательными значениями термо-э.д.с., по-видимому, связано с более низкотемпературными условиями образования, поскольку состав элементов-примесей в галенитах *n*- и *p*-типа примерно одинаков.

Галениты из фосфоритовых конкреций Подолии имеют не только пониженные значения термоэлектрического потенциала, но и характеризуются своеобразной термо-э.д.с. (рис. 36). С ростом температуры величина коэффициента термо-э.д.с. не изменяется. Аналогичная температурная зависимость термо-э.д.с. наблюдается и в галенитах из южного склона Воронежского щита (с. Марковка). В отличие от них термо-э.д.с. *n*-галенитов Приднестровья с ростом температуры вначале увеличивается, а после 220° С начинает резко уменьшаться. Такая же температурная за-

висимость наблюдается в галенитах многих гидротермальных месторождений, в частности Береговского (Закарпатье). В галенитах *p*-типа Приднестровья с увеличением температуры термо-э.д.с. уменьшается (20—110°С) за счет увеличения концентрации примесных электронов; затем наступает участок некоторого роста термо-э.д.с., что связано, по-видимому, с истощением примесей и, наконец, более крутое падение в области собственной проводимости. При температуре 240°С появляется отрицательная термо-э.д.с., которая увеличивается с ростом температуры. Смена знака в области собственной проводимости обусловлена большей, по сравнению с дырками, подвижностью электронов. После быстрого охлаждения образцов отрицательная термо-э.д.с. сохраняется.

Из приведенных кривых температурных зависимостей видно, что в галенитах *n*-типа все доноры ионизованы уже при комнатной температуре и электронный газ исчезает. С увеличением температуры газ частично появляется, что приводит к увеличению термо-э.д.с. В галенитах из фосфоритовых конкреций и из южного склона Воронежского щита вырождение в исследованной области сохраняется, что свидетельствует о высокой концентрации электронов в зоне проводимости. В галенитах *p*-типа Приднестровья содержится некоторое количество акцепторных уровней (по-видимому, кислород), не ионизованных при комнатной температуре, в связи с чем рост температуры приводит к увеличению концентрации носителей.

Таким образом, изучение термоэлектрических свойств PbS и сопоставление их с данными по другим районам показывают, что в структурах обрамления УЩ развиты галениты двух генетических типов. Галениты в песчаниках Приднестровья и из зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком, обладающие переменными по знаку значениями термо-э.д.с. и обнаруживающие температурную зависимость термоэлектрического потенциала, связаны с гидротермальными среднетемпературными процессами. Сюда же, по-видимому, относятся и галениты Припятского вала. Галениты из фосфоритовых конкреций и из южного склона Воронежского щита, не обнаруживающие температурной зависимости термо-э.д.с., скорее всего телетермальные — осадочно-диагенетические — (табл. 50).

Большинство сульфидов является амфотерными полупроводниками. Так, в галените и пирите избыток электроположительного элемента против стехиометрии ведет к электронной проводимости, а избыток халькогена — к дырочной. Величина изменения соотношения между составными элементами минерала зависит от ряда параметров, включая давление паров наиболее летучей компоненты и температуру.

При высоких температурах гидротермальных растворов сера в большинстве случаев инертна. С понижением же температуры от 400 до 350°С начинает обнаруживаться подвижность серы, что

Таблица 50

Температура образования пиритов, по данным термо-э.д.с.

Район	Порода	Тип проводимости	Температура образования, °С		
			Максимальная	Минимальная	Средняя
Приднестровье Приазовье	Песчаник	<i>n, p</i>	140	75	110
	Скарн	<i>n</i>	420	370	390
	Пиритовые жилы	<i>n</i>	390	350	360
Припятский вал	Карбонатные жилы	<i>p</i>	310	150	200
	Пропилит	<i>p</i>	160	110	140
	Песчаник	<i>p</i>	120	75	100

Примечание: наиболее высокотемпературными образованиями являются пириты из скарнов и пиритовых жил, которые образовались в узком интервале температур. Пирит из карбонатных прожилков является более поздним, когда в растворах существенную роль играли H_2S и CO_2 . Его образование началось при высоких температурах, однако основная масса пирита отложилась при $200^\circ C$. Отложение пирита из пропилитов перекрывается карбонатной стадией, что обусловлено, по-видимому, их почти одновременным образованием.

связано с повышением диссоциации сероводорода и его растворимости в воде (Рафальский, 1966; Козинцева, 1965).

Подвижность серы существенным образом должна отразиться на термоэлектрических свойствах сульфидов. Среди наиболее распространенных в природе минералов полупроводниковые свойства пирита наиболее чувствительны к изменениям режима серы. При температурах гидротермальных растворов порядка $400-370^\circ C$, когда диссоциация сероводорода незначительна, следует ожидать образования пиритов с отступлением от стехиометрии в сторону уменьшения содержания серы, что неизбежно приведет к отрицательному типу проводимости. С понижением температуры и соответствующим увеличением диссоциации H_2S термо-э.д.с. пирита будет уменьшаться вплоть до нулевых значений и при некоторой оптимальной температуре произойдет смена знака проводимости. Положительная термо-э.д.с. вначале будет расти до своего максимального значения, а затем начнет понижаться за счет падения диссоциации сероводорода при низких температурах. Уменьшение температуры до $100^\circ C$ и ниже опять может вызвать смену дырочной проводимости электронной.

ЛИТЕРАТУРА

- Авербух А. Г.— Советская геология, 1962, 2.
- Айзенберг Д. Е. и др.— В кн.: Проблемы металлогении Украины. «Наукова думка», К., 1964.
- Андреева Р. И., Чирвинская М. В.— Геология нефти, 1958, 6. Гостоптехиздат, М.
- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, М., 1923.
- Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. «Наукова думка», К., 1966.
- Беланов В. М., Тяпкин К. Ф., Харитонов В. Д.— ДАН УРСР, 1966, 12.
- Белевцев Я. Н., Прусс А. К.— Геол. журн. АН УРСР, 1965, 22, 5.
- Бернадская Л. Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН УССР, К., 1961.
- Бобревич А. П., Смирнов Г. И., Тарасюк О. Н.— В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. «Наукова думка», К., 1968.
- Бондарчук В. Г. Геология Украины. Вид-во АН УРСР, К., 1959.
- Бритченко А. Д., Гавриш В. К. Геол. журн. АН УРСР, 1968, 28, 1.
- Бутурлинов Н. В., Панов Б. С. та ін.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1959, 37, 4.
- Бутурлинов Н. В. и др.— Геол. журн. АН УРСР, 1968, 28, 2.
- Букатчук П. Д.— ДАН УРСР, 1956, 3.
- Выржиковский Р. Р.— Пробл. советской геологии, 1936, IV, 5.
- Гавриш В. К., Балуховский М. Ф.— Геол. журн. АН УРСР, 1965, 25, 2—11.
- Гавриш В. К. Глубинные структуры (разломы) и методы их изучения. «Наукова думка», К., 1969.
- Гаркаленко И. А. и др.— Геофиз. сб. АН УССР, 8 (10), К., 1964.
- Геология СССР, V, ч. I. Украинская ССР и Молдавия. М., 1958.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих районов. «Недра», М., 1968.
- Гневушев М. А. и др. Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР. ВСЕГЕИ, Л., 1960.
- Гоньшакова В. И.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, 9.
- Гуревич К. Н. и др.— Тр. Укр. НИИГРИ, 1963, V.
- Дикенштейн Г. X.— Советская геология, 1957, 59.
- Доленко Г. Н. и др. Нефтегазоносность Крыма. «Наукова думка», К., 1968.
- Древин А. Я., Жовинский Э. Я. и др.— В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. «Наукова думка», К., 1968.
- Жовинський Е. Я., Рябенко А. В.— ДАН УРСР, 1965, 7.
- Журавлев В. С. БМОИП, отд. геол., 1965, 4.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд-во АН СССР, М., 1950.
- Зайка-Новацкий В. С., Великанов В. А.— Палеонтол. журн., 1968, 2.

- Заїка-Новацький В. С.— Вісник КДУ, геологія, 1969, 11.
- Івантишин М. Н.— Геол. журн. АН УРСР, 1947, 7, 3.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. «Наукова думка», К., 1965.
- Карпинский А. П. Изв. Росс. АН, 1919, 12—15, 6-я серия, 13.
- Клименко В. Я.— В кн.: Геол. структуры и газонефтеносность ДДВ и СЗ окраины Донецкого бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1968.
- Клушин В. И.— В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. «Наукова думка», К., 1968.
- Козловская А. Н. и др. Тектоническая карта кристаллического основания северо-западной и центральной частей УЩ. Изд-во ГУК, М., 1969.
- Копелиович А. В.— В кн.: Тр. ИГН АН СССР, 1965, 121.
- Котык В. А.— Геология нефти и газа, 1968, 7.
- Коржинский Д. С.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Красовский С. С., Бурьянов В. Б.— В кн.: Геофизика и астрономия, «Наукова думка», К., 1967, 11.
- Крашенинникова О. В. Древние свиты западного склона Украинского щита. Изд-во АН УССР, К., 1956.
- Кужелов Г. К.— Советская геология, 1960, XX, 2.
- Крутиховская З. А. и др.— Геофиз. сб. АН УССР, «Наукова думка», К., 1969, 31, 32.
- Лазаренко Е. К., Воловник Б. Я.— Геол. журн. АН УССР, 1969, 29, 1.
- Ласкарев В. Д.— Изв. Геол. ком., 1905, 24, 5.
- Латыш И. К.— В кн.: Тезисы докл. II конфер. Лутугинские чтения, 1966.
- Лебедев Т. С., Собакарь Г. Т.— Тектоника северо-восточного Приазовья. Изд-во АН УССР, К., 1962.
- Логвин Э. И.— В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. «Наукова думка», К., 1968.
- Лунгерсгаузен Л. Ф.— Тр. нефтян. конфер., К., 1939.
- Макухина Г. О. Петрография дайково-ефузивного комплекса південно-західного Донбасу. Вид-во АН УРСР, К., 1961.
- Маловицкий Я. П.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности, 1965.
- Международная тектоническая карта Европы. М 1:25 000 000. Под ред. Н. С. Шатского и др., 1962.
- Махнач А. С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Изд-во АН БССР, Минск, 1958.
- Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. Під ред. Є. К. Лазаренко. Вид-во Львівськ. ун-ту, 1960.
- Моисеев А. И.— Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей, 1937, XVI, 1.
- Муратов М. В.— В кн.: Тектоника СССР, 2. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1949.
- Муратов М. В., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И.— В кн.: Геология СССР, VIII, Крым, 1, 1969.
- Нечаев С. В.— Геол. журн. АН УРСР, 1958, 18, 4.
- Нечаев С. В., Бондаренко И. Г.— Разведка и охрана недр, 1960, 7.
- Нечаев С. В.— Тр. IX конгр. КБГА, 1969, Будапешт.
- Овейси Н. А., Шаркин О. П.— Геол. журн. АН УРСР, 1968, 28, 5.
- Панов Б. С.— Тр. Донецк. политехн. ин-та, сер. геол., 1962, 62, 4.
- Пап А. М. Магматические и метаморфические комплексы докембрия БССР. Изд-во АН БССР, Минск, 1962.
- Пап А. М.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. «Недра», М., 3, 1967.
- Панченко Д. Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-запада Украины и Молдавии. Изд-во АН УССР, К., 1965.
- Плахотный Л. Г.— Геотектоника, 1969, 3.
- Попов В. С.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. I. Госгеолтехиздат, 1963.
- Порфирьев В. Б.— В кн.: Генезис нефти и газа. «Недра», М., 1967.

- Романов И. С., Цымбал С. Н.— В кн.: Полезные ископаемые Украины. Тезисы IV конфер. молодых геол. Украины. К., 1966.
- Рябенко В. А., Гамова В. О.— ДАН УРСР, сер. Б., 1969, 10.
- Рябоконь С. М., Ткаченко Т. О.— ДАН УРСР, сер. Б., 1968, 11.
- Савченко М. И. Автореферат канд. диссерт. Одесса, 1966.
- Савченко Н. А.— В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы (тезисы докладов). «Наукова думка», К., 1966.
- Савченко Н. А. и др.— В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. «Наука», М., 1967.
- Савченко Н. А.— В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. «Наукова думка», К., 1968.
- Савченко Н. А.— В кн.: Алмазонасность юго-западной окраины Русской платформы. «Наукова думка», К., 1970.
- Семененко Н. П.— В кн.: Геология СССР, 5, УССР и МССР, ч. I. Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Семененко Н. А. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, К., 1963.
- Семененко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. М 1: 1 000 000. Изд-во АН УССР, К., 1963.
- Семененко Н. П., Субботин С. И., Соллогуб В. Б. и др.— Советская геология, 1964, 11, 48.
- Семененко Н. П.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. «Наукова думка», К., 1965.
- Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клушин В. И.— В кн.: Матер. VI конгр. КБГА. Докл. советских геологов. «Наукова думка», К., 1965.
- Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Савченко Н. А. и др.— В кн.: Вопросы датировки древнейших образований и основных пород. «Наука», М., 1967.
- Семененко Н. П., Зайдис Б. Б., Овейси Н. А.— В кн.: Вопросы датировки древнейших образований и основных пород. «Наука», М., 1967.
- Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клушин В. И.— В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. «Наукова думка», 1968.
- Соболев В. С.— Изв. СО АН СССР, геология и геофизика, 1960, 1.
- Соболев Д. Н.— В кн.: Тр. научн. геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд-во АН УССР, К., 1949.
- Собакарь Г. Т. Глубинная тектоника Приазовского массива (по геофизическим исследованиям). Изд-во АН УССР, К., 1964.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др. Геофиз. исслед. строения земной коры. Изд-во АН УССР, К., 1964, 8 (10).
- Соллогуб В. Б., Гаркаленко И. А., Чекунов А. В.— В кн.: Матер. VII съезда КБГА. «Наукова думка», К., 1967.
- Субботин С. И.— В кн.: МГК, XXI сессия. Докл. советских геологов (геол. результаты прикладной геохимии и геофизики). Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др.— В кн.: МГК, XXIII сессия. Докл. советских геологов (геол. результаты прикладной геофизики). «Наука», 1968.
- Структурно-тектоническая карта Днепровско-Донецкой впадины. Составлена М. В. Чирвинской, Г. Д. Забелло, Л. В. Смекалиной и другими под ред. А. П. Ротая и И. Ф. Клиточенко. ГУК, М., 1966.
- Сухов И. М. Разломно-блоковая тектоника юго-востока междуречья Днестр—Прут и ее значение для познания геологического строения области. Автореферат канд. дисс., К., 1969.
- Ткаченко Т. О.— ДАН УРСР, 1967, 6.
- Ткаченко Т. А.— В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. «Наукова думка», К., 1968.
- Ткачук Л. Г., Жовінський Е. Я.— Геол. журн. АН УРСР, 1968, 4.
- Усенко И. С., Ямниченко И. М.— ДАН СССР, 1952, 85, 2.
- Усенко И. С., Бернадська Л. Г., Макухина Г. О.— Геол. зб. КДУ, 1954, 5.

- Утробин В. Н.— ДАН СССР, 1960, 130, 2.
- Хижняков А. В., Сандлер Я. М.— Тр. Укр. НИГРИ, «Недра», 1968, 21.
- Хохлов П. С., Чирвинская М. В. и др.— Геология нефти и газа, 1967, 1.
- Чекунов А. В.— Советская геология, 1960, 2.
- Чекунов А. В. и др.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, 11.
- Чекунов А. В. Геофиз. сб. АН УССР, «Наукова думка», К., 1967, 20.
- Чекунов А. В., Гаркаленко И. А.— Геофиз. сб. «Наукова думка», 1969, 31.
- Чирвинская М. В.— В кн.: Геол. строение и газонефтеносность ДДВ и северо-западных окраин Донецкого бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1954.
- Чирвинская М. В. и др.— В кн.: Геофиз. исслед. на Украине. «Техника», К., 1968.
- Шатский Н. С.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, 1 и 6.
- Шатский Н. С. Изб. труды. 2. Статья 5. «Наука», М., 1964.
- Шульга П. Л.— ДАН УРСР, 1952, 4.
- Эйнор О. Л. Основы геологии СССР, ч. 1. Изд-во Киевск. унив., 1960.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И.— В кн.: Матер. VII съезда КБГА. «Наукова думка», К., 1967.
- Якжин А. А.— Тр. ИГН АН СССР, 1952, 65, сер. рудн. м-ний (14).
- Яншин А. Л.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. «Наука», М., 1965.
- Яценко Г. М., Верниковский В. Н., Марковский В. М.— Советская геология, 1969, 2.
- Hiescu V., Mutihac V. Considerațiuni asupra posibilității de corelare a unor depozite din fundamentul zonei Tulcea ou formațiunile cutate din Dobrogea centrala. Dări de seamă ale șed. Comit. Geol. L 1/1. București, 1965.

Введение	3
Украинский щит и его платформенное обрамление (<i>Н. П. Семеновко</i>)	6
Структура и вулканизм северо-западного, западного и юго-западного склонов УЩ	11
Геологическое строение и состав кристаллического фундамента левобережья Припяти (<i>А. М. Пан</i>)	11
Припятский вал и западный склон Украинского щита	19
Стратиграфическое расчленение древнейшего разреза Припятского вала и смежных участков по радиологическим и геологическим данным (<i>Н. А. Савченко</i>)	19
Роль разрывной тектоники в структуре южной части Припятского вала по данным сейсмических исследований (<i>А. В. Чекунов, Л. П. Ливанова, В. И. Клушин</i>)	23
Геологическое строение и тектоника Ратновского горста по результатам крупномасштабных геофизических исследований (<i>Н. А. Коряк, О. Г. Яненко, Р. П. Патрикян</i>)	28
Строение западного склона УЩ по данным КМПВ (<i>М. С. Яриш</i>)	32
Волыно-Подоліе и Львовский палеозойский прогиб	39
Геологическое строение осадочного чехла Волыно-Подоліи и Львовского палеозойского прогиба по данным глубокого бурения (<i>В. А. Котык, В. М. Марковский</i>)	39
О строении земной коры Волыно-Подоліи (<i>В. Я. Биличенко</i>)	56
Палеоструктурные особенности трапповой формации северной Волыни (<i>Б. Я. Воловник</i>)	66
О гидрогеохимических особенностях Волинского палеозойского поднятия (<i>В. М. Шестопалов, Е. В. Шестопалова</i>)	70
Верхнебугская тектоническая зона	78
Жерловые формации верхнего Побужья и Приазовья по геологоструктурным и геофизическим данным (<i>Э. И. Логвин, С. С. Красовский, В. Б. Бурьянов</i>)	78
Рудные ореолы в зонах разломов бассейнов рр. Соби и Устья по данным геохимического и шлихового опробования (<i>Т. А. Каченко</i>)	84
Подольская тектоническая зона	90
Тектоническая структура кристаллического фундамента Могилевского Приднестровья по геолого-геофизическим данным (<i>В. А. Великанов, Б. С. Германов</i>)	90
Тектоника и вулканизм Подольского Приднестровья (<i>В. С. Заика-Новацкий, В. А. Великанов, Э. Я. Жовинский, С. В. Нечаев, Ю. К. Пийяр, А. М. Ханисенко</i>)	95
Альпийские дислокации Подольского Приднестровья (<i>В. А. Великанов</i>)	109

Докембрийские кристаллические породы фундамента Молдавского Приднестровья (Д. А. Львина)	112
Структура и вулканизм осадочного чехла Молдавского Приднестровья (П. Д. Букатчук)	117
Палеогеография Днестровско-Прутского междуречья от рифея до антропогена (И. М. Сухов)	122
Структура и вулканизм северного склона УЩ	128
Структура северного склона УЩ по геофизическим данным (М. В. Чирвинская)	128
Роль разломной тектоники Доно-Днепровского прогиба в формировании вулканических образований и месторождений полезных ископаемых (В. К. Гавриш)	141
О вулканогенных образованиях в девоне северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (А. Д. Бритченко)	148
Структура и вулканизм северо-восточного и юго-восточного склонов УЩ	158
Геологическое строение, вулканизм и металлоносность зоны сочленения Донецкого кряжа с Приазовским блоком УЩ (Н. В. Бутурлинов, М. В. Кобелев, С. В. Нечаев, Б. С. Панов)	158
Геологическое строение восточного склона Приазовского массива (В. С. Свиридов)	187
Структура и вулканизм южного склона УЩ	193
Строение южного склона УЩ по данным геофизических исследований (А. В. Чекунов, И. А. Гаркаленко, В. Б. Соллогуб)	193
Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма (Л. Г. Плахотный, В. Г. Бондаренко)	211
Метасоматоз и рудоносность платформенных структур обрамления УЩ	221
Алмазоносность и ее отношение к платформенным структурам обрамления УЩ (А. П. Бобривич, Л. Н. Дружинин, Г. И. Смирнов, О. Н. Тарасюк)	221
Геологоструктурные комплексы Воыно-Подоллии и их роль в изучении алмазоносности	223
Алмазоносность и пиропиноносность терригенных отложений Прикарпатья, Молдавии и территории бассейнов Днестра и Южн. Буга	227
О муассаните Днепровско-Донецкой впадины (И. С. Романов, Л. А. Романова)	232
Метасоматические изменения основных пород Припятского вала и западного склона УЩ (Н. А. Савченко)	234
Минеральные комплексы Подольского Приднестровья (В. А. Великанов, Э. Я. Жовинский, С. В. Нечаев, Ю. К. Пийяр, А. М. Ханисенко)	246
Сульфидное оруденение в зоне сочленения северной окраины Донбасса и Воронежского массива (А. Г. Коваленко)	268
Связь метаморфизма глинистых сланцев и роговиков с эффузивными телами юго-западной части Донбасса (Н. А. Овейси)	276
Сульфидная минерализация и электрические свойства минералов в структурах обрамления УЩ (В. К. Куделя)	283
Литература	289

**ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКОВА ДУМКА“ в 1972 году
ВЫПУСТИТ В СВЕТ КНИГИ:**

Белевцев Я. Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Язык русский. 20 л. 2 руб. 35 коп.

Рассматриваются главнейшие проблемы современной теории рудообразования: источники рудных растворов; пути и причины движения рудных растворов; геологические и физико-химические условия мобилизации, миграции и концентрации металлов; закономерности размещения месторождений.

Разработано новое представление о полигенном происхождении рудообразующих растворов — ювенильных, постмагматических, метаморфогенных, вадозных глубинной циркуляции, вулканогенных и смешанных — полигенетических. Рассмотрены возможные источники металлов эндогенных месторождений: ювенильные — вулканогенные и газоводные флюиды, магматогенные, метаморфогенные и инфильтрационные. Большое внимание уделено связи эндогенного оруденения с глубинными подкоровыми процессами, метаморфизмом и ультраметаморфизмом, магматизмом и вулканизмом, а также подземной циркуляцией вадозных вод.

Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Язык русский. 53 л. 5 руб. 60 коп.

В книге представлены материалы Международного симпозиума по железисто-кремнистым и марганцевым формациям докембрия, состоявшегося 20—30 августа 1970 г. в Киеве. Рассмотрены крупнейшие регионы их развития на всех континентах.

Освещаются проблемы геологии и формирования железисто-кремнистых и марганцевых формаций докембрия, проблемы метаморфизма железистых пород и руд, вопросы образования вторичных богатых железных руд, стратиграфии и абсолютной геохронологии, приводится сравнительная характеристика докембрийских и палеозойских железисто-кремнистых формаций и т. д.

**Платформенные структуры обрамления Украинского
щита и их металлогенность**

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редакторы Ю. А. Ковальчук, Т. З. Сардак
Художественный редактор К. Г. Лычаковский
Оформление художника Г. М. Балюна
Технические редакторы И. Е. Немченко, И. П. Савиц-
кая
Корректор Я. Н. Вишневская

БФ00207. Сдано в набор 13.4.1971 г. Подписано к печати
24.2.1972 г. Изд. № 272. Зак. № 275. Тираж 1000. Бумага № 2.
Формат 60×90^{1/16}. Печ. физ. листов 20,68. Усл.-печ. листов 19.
Учетно-изд. листов 20,68. Цена 2 руб. 23 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Решина, 3.

Киевская книжная типография № 5 Комитета по печати при
Совете Министров УССР, Киев, Решина, 4.

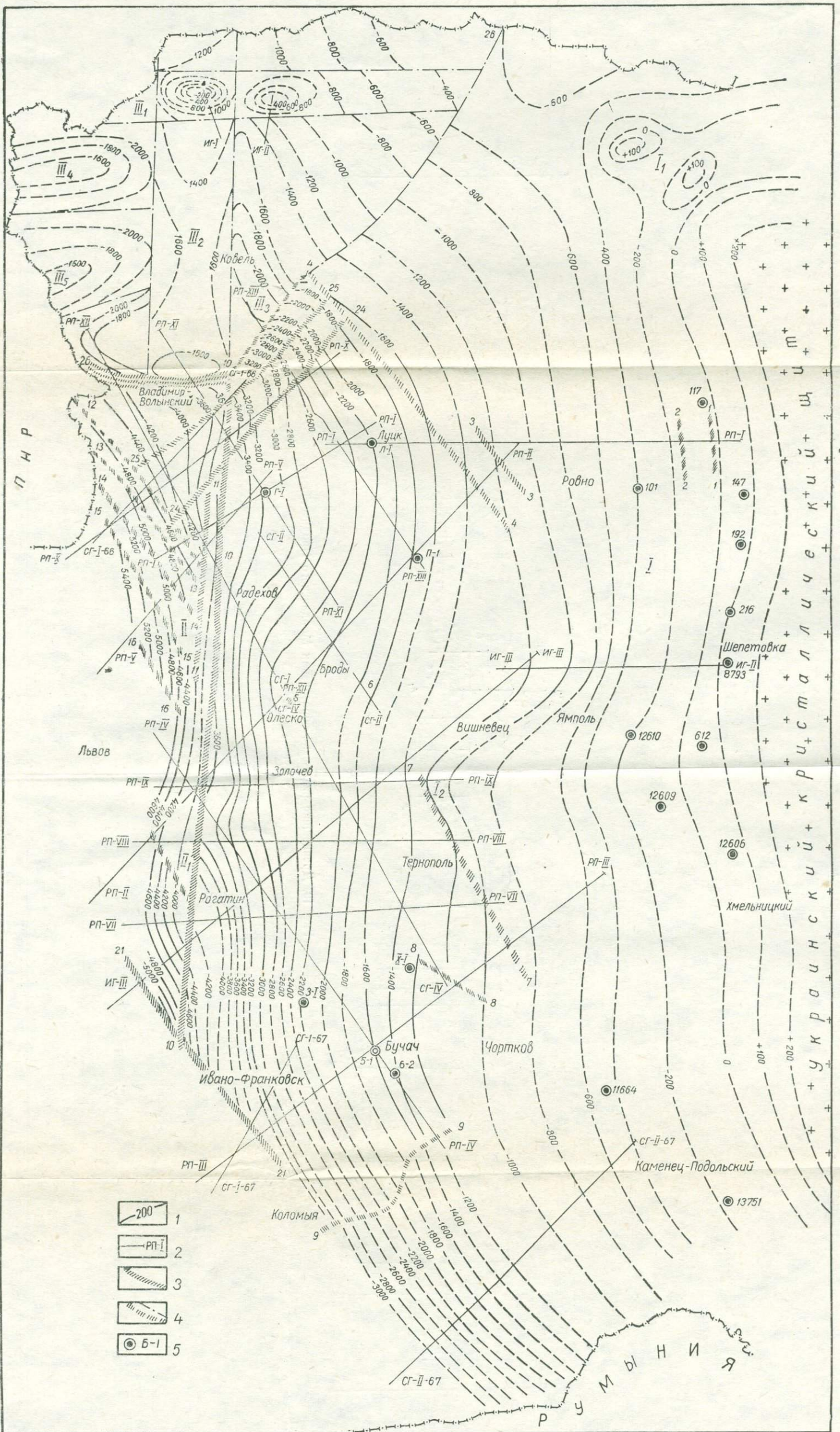


Рис. 5. Схема тектоники докембрия Воляно-Подольского окончания Русской платформы (составили М. С. Ярисы и Х. Б. Заяц):
 1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 2 — сейсмические региональные профили КМПВ; 3 — разломы фундамента, установленные по данным КМПВ и бурения; 4 — предполагаемые тектонические разломы; 5 — скважины, вкрывшие фундамент.

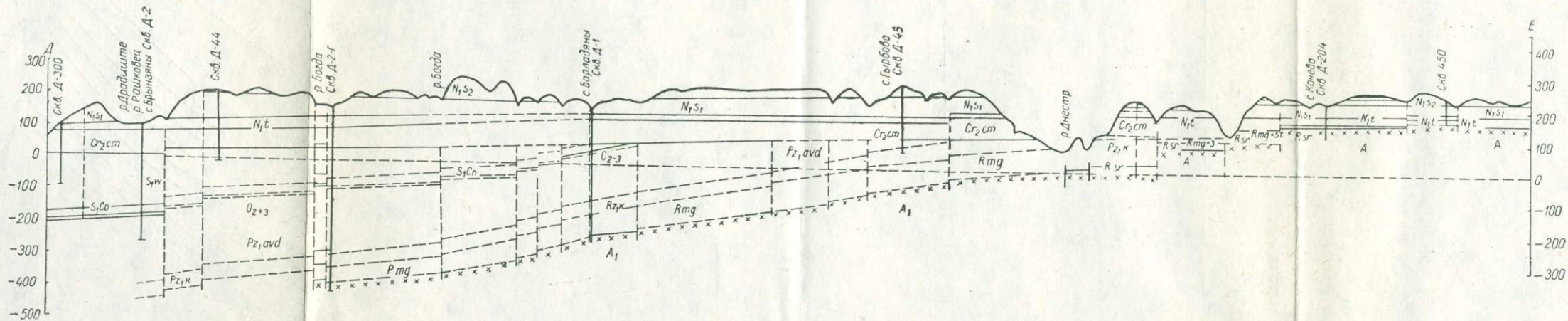


Рис. 18. Древнейшие рифейские образования Молдавского Приднестровья.

139

2 р. 23 кол.