

# СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

C 83



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

# СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1985

Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З. и др. — Киев : Наук. думка, 1985. — 168 с.

Монография обобщает результаты изучения стратиграфии докембрия Украинского щита и знакомит с наиболее представительными разрезами всех выделяемых здесь стратиграфических подразделений. Рассматриваются принципы и критерии стратиграфии докембрия и приводится обоснование принятой УРМСК корреляционной стратиграфической схемы.

Для широкого круга геологов, изучающих состав и строение докембрийских щитов. Ил. 41. Табл. 2. Библиогр. : с. 160—166 (215 назв.).

Авторы

Н.П.Щербак, К.Е.Есипчук, Б.З.Берзенин, Е.Б.Глевасский, А.С.Дранник, Ю.К.Пийяр, Р.М.Полуновский, Т.А.Скаржинская, В.Н.Соловицкий, И.М.Этингф, Я.П.Билинская, В.И.Гапоцкий, Г.Ф.Гузенко, А.С.Киселев, В.М.Клочков, В.В.Решетняк, Н.И.Босая, С.Г.Воронова, В.И.Пилипенко

Ответственный редактор  
К.Е. Есипчук

Рецензенты  
Г.И.Каляев, Л.С.Галецкий

26448 ✓✓



Редакция литературы о Земле

## ВВЕДЕНИЕ

Геологи нескольких поколений, изучавшие докембрий Украинского щита, должным образом оценивали роль стратиграфии в познании его строения и геологической истории, и не случайно в работах В.И. Лучицкого, Н.И. Безбородько, Ю.Ир. Половинкиной, Н.П. Семененко, Я.Н. Белесцева, И.С. Усенко, М.Н. Доброхотова и других на первом месте всегда стояла разработка стратиграфической схемы. Трудами этих исследователей и многих других геологов, которые на протяжении нескольких десятилетий scrupulously собирали и анализировали многочисленные геологические факты, заложены основы современной стратиграфической схемы докембрия этого региона, постоянно уточняемой, детализируемой и дополняемой вплоть до настоящего времени.

Стратиграфия является прежде всего фундаментальной геологической наукой, позволяющей восстановить последовательность важнейших геологических событий, ответственных за формирование земной коры. Практическое значение стратиграфии заключается в том, что без нее нельзя вести геологическое картирование, разрабатывать теоретические основы прогнозирования и производить целенаправленные поиски и разведку полезных ископаемых.

Известна чрезвычайно большая трудность воссоздания последовательности образования слоев горных пород в докембрии и на основе этого выявления последовательности геологических событий. Связано это с многократным проявлением деформаций, метаморфических и ультраметаморфических процессов, изменивших до неузнаваемости первоначальный облик и состав пород, нарушивших их первичные соотношения. Иногда высказываются мнения о невозможности восстановления первичной последовательности образования пластов пород в раннем докембрии, об отсутствии раннедокембрийской стратиграфии. С такими мнениями согласуются представления об отсутствии или подчиненном развитии в раннем докембрии первично-осадочных пород, об исключительной роли в создании наблюдаемой в докембрийских толщах сложной неоднородности процессов метаморфической и ультраметаморфической дифференциации и т.д.

Однако не менее известны и, пожалуй, более успешны построения, основанные на тщательном анализе докембрийских послонных разрезов, выявлении определенных закономерностей в их строении, связанных с первичными условиями накопления. В комплексе с детальными петрологическими и минералого-геохимическими исследованиями, дающими возможность восстанавливать с определенной вероятностью первичный состав метаморфических пород, с изотопно-геохронологическими и биостратиграфическими данными это позволяет смотреть на докембрийскую стратиграфию более оптимистично. По крайней мере, такие модели более понятны и содержат меньше противоречивых моментов, на сегодняшний день они лучше удовлетворяют запросы и нужды геологического производства и представляются более достоверными.

С 1970 г. на Украине действует утвержденная Украинской региональной межведомственной стратиграфической комиссией (УРМСК) корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований. За прошедшие 15 лет эта схема несколько раз пересматривалась и уточнялась. Перед последним уточнением в июне 1984 г. она подробно обсуждалась на I региональном стратиграфическом совещании в г. Днепропетровск (сентябрь 1983 г.).

В 1976–1979 гг. Центральная тематическая экспедиция Мингео УССР при участии Института геохимии и физики минералов (ИГФМ) АН УССР проводила специальные исследования по теме "Изучение опорных разрезов докембрия Украинского щита с целью стратиграфического расчленения и корреляции докембрийских образований и установления их генетических особенностей". Аналогичная работа по Среднеприднепровской и Приазовской частям щита была проведена в трестах Днепрогеология и Артемгеология. Основной задачей этих исследований являлся выбор участков, в пределах которых наиболее полно представлены разновозрастные метаморфические образования, изучение в пределах этих участков детальных послонных разрезов, составление сводных разрезов отдельных стратиграфических подразделений по их фрагментам и последующая их корреляция. В 1980–1982 гг. тем же коллективом исследователей был проанализирован и обобщен весь накопленный фактический материал по стратиграфии докембрия Украинского щита. Полученные результаты использованы при уточнении корреляционной стратиграфической схемы и положены в основу настоящей монографии.

Почти все приведенные в монографии разрезы составлены по результатам изучения керн скважин глубокого профильного бурения, выполненного главным образом в геологических объединениях Севукргеология и Южукргеология. Без большого кропотливого труда огромной армии геологов-производственников создание настоящей работы было бы невозможным. Всем им, представившим для исследования и систематизации первичный материал по стратифицируемому толщам, авторы выражают искреннюю благодарность и надеются, что эта сводка поможет более целенаправленно и эффективно вести дальнейшие геологические исследования недр нашей республики.

## 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ШИТА

Изучение геологического строения Украинского щита (УЩ) и стратиграфии его кристаллического фундамента имеет уже полуторавековую историю. Ее можно разделить на четыре периода, характеризующиеся заметно различными методическими приемами и, естественно, различающиеся уровнем и детальностью получаемой информации, а также подходом к ее интерпретации.

**Первый** наиболее длительный период, охватывающий все дореволюционное время, характеризовался разрозненными геологическими исследованиями отдельных районов с петрографическим описанием развитых здесь пород и начальными попытками интерпретировать их происхождение и возрастные взаимоотношения. Некоторые общие соображения о стратиграфии докембрия Украины были высказаны в это время в работах А.В. Гурова, В.А. Домгера, В.И. Лучицкого и др. Подробный обзор исследований и библиографию первого периода опубликовал В.И. Лучицкий в 1939 г. [109].

**Второй период**, начавшийся после Октябрьской революции и установления советской власти на Украине, характеризовался проведением планомерных более углубленных геологических исследований, которые сопровождались широкими региональными обобщениями. В это время были созданы первые стратиграфические схемы докембрия УЩ, не потерявшие своего значения и до наших дней: это схемы В.И. Лучицкого, Н.И. Безбородько, Д.Н. Соболева, П.П. Пятницкого.

Большинство стратиграфических схем рассматриваемого периода строились на основе теоретических представлений о развитии геосинклинальных систем с выделением тектоно-магматических циклов и соответствующих им этапов осадконакопления. Многие авторы исходили при этом из планетарного единства во времени этапов осадконакопления и следующих за ними эпох диастрофизма и интрузивной деятельности. В соответствии с этим на Украине выделялись комплексы осадочных, метаморфических и магматических пород, синхронные с развитыми на других щитах катархейскими, нижнеархейскими, верхнеархейскими, нижнепротерозойскими и верхнепротерозойскими (или альгонкскими) образованиями. Крупным стратиграфическим подразделениям и тектоно-магматическим циклам присваивались местные географические названия: В.И. Лучицкий выделял днепровский, тетерево-бугский и криворожский комплексы; Н.И. Безбородько — волинскую, тетерево-бугскую, криворожскую и овручскую эпохи; Д.Н. Соболев — тетеревскую и саксаганскую серии. Более подробный обзор стратиграфических исследований и соответствующая библиография этого периода приведены в уже упомянутой монографии В.И. Лучицкого [109] и сводке "Український кристалічний масив (геолого-петрографічний опис)", опубликованной в 1947 г. [111].

Следует особо подчеркнуть, что стратиграфические схемы рассматриваемого периода очень хорошо отражали действительное возрастное соотношение основных стратиграфических подразделений и именно поэтому не потеряли своего значения и до настоящего времени. В основе этих схем лежали прежде всего литолого-стратиграфические и структурно-петрологические критерии: характер реальных геологических разрезов и взаимоотношения пород различного состава и происхождения, характер их преобразования и деформаций. Минералого-геохимические критерии играли весьма незначительную роль, а радиометрический метод только появился и был еще весьма несовершенным.

Прерванные Отечественной войной 1941–1945 гг. геологические исследования докембрия Украины в первую же послевоенную пятилетку развернулись с небывалым размахом. Начинается третий период в изучении геологии УЩ и стратиграфии его докембрийских образований. На Украине чрезвычайно широко развернулись радиологические исследования докембрийских образований, начатые по инициативе Н.П. Семененко. Получение данных о возрасте того или иного геологического объекта посредством радиологического изучения штуфных проб первоначально казалось достаточным для решения всех дискуссионных стратиграфических проблем. Геологические и структурно-петрографические критерии расчленения и корреляции докембрийских образований с развитием радиохронометрии стали отступать на второй план. Многие геологи, опираясь на данные изотопной геохронологии, пересматривали ранее предложенные стратиграфические схемы, уточняя возрастное положение отдельных комплексов, или предлагали новые схемы с выделением

совершенно новых стратиграфических подразделений. В 1950–60-е гг. было опубликовано несколько десятков разных вариантов стратиграфических схем всего щита и отдельных его районов. Среди них следует отметить схемы И.С. Усенко, Л.Г. Ткачука, Ю.Ир. Половинкиной, Я.Н. Белевцева, М.Н. Доброхотова, Г.И. Каляева.

Наиболее широкую известность получили стратиграфические схемы Н.П. Семененко, которые уточнялись по мере поступления новых радиологических данных. Последние наиболее полные варианты были опубликованы в 1965 и 1972 гг. [154, 170]. Вместо ранее выделявшихся большинством геологов трех крупных стратиграфических подразделений (архей, нижний и верхний протерозой) в этих схемах фигурируют пять "мегациклов": докембрий I (соответствует катархею), докембрий II (архею), докембрий III (нижнему протерозою), докембрий IV (верхнему протерозою) и докембрий V (рифею). Все они отделяются друг от друга периодами орогенеза и, за исключением третьего, расчленяются каждый на два меньших по рангу подразделения, соответствующие тектоно-магматическим циклам. Количество последних только в дорифейской части схемы Н.П. Семененко достигает семи, причем каждому циклу отвечают свои супракрустальные образования (серии, иногда разделенные на свиты) и завершающие цикл магматические комплексы. При сравнении этой схемы с предшествующими наиболее резко бросается в глаза дробность стратиграфического расчленения архейских и катархейских образований. Так, толщи гнейсов и амфиболитов, ранее относимых к трем сериям — приднепровской, тетерево-бугской и конкско-верховцевской, Н.П. Семененко расчленяет на 16 серий. При этом некоторые гнейсовые толщи (ингульская, ингулецкая и др.), ранее считавшиеся архейскими, отнесены к нижнему протерозою (докембрий III), включающему железорудную крижоворожскую серию.

Столь дробное стратиграфическое расчленение древнейших осадочно-метаморфических толщ с выделением почти на каждом участке, где они сохранились, отдельной самостоятельной серии и их возрастная грация главным образом на основании радиохронометрических определений вызвали много возражений со стороны ряда украинских геологов. Отмечалось, что противоречия между "геологическим" и "радиологическим" возрастом одних и тех же комплексов пород, по-видимому, возникают вследствие наложения разновозрастных процессов метаморфизма. Следовательно, радиохронометрические даты, по мнению ряда авторов, не могут быть использованы в прямом, абсолютном, значении в стратиграфической схеме без выяснения причин и степени "омоложения" возраста пород. К изотопным данным нужно подходить критически, опираясь на результаты геологических исследований. Наиболее отчетливо суть предлагаемого подхода сформулировали Я.Н. Белевцев и А.К. Прусс [7, 8]. Отмечая крайнюю противоречивость многочисленных стратиграфических схем докембрия Украины, предложенных к середине 1960-х гг., эти авторы подчеркивают недопустимость одностороннего подхода только с геолого-петрографических либо почти исключительно с радиохронологических позиций без выяснения генезиса стратифицируемых образований. В основе возрастного расчленения докембрия, как указывают Я.Н. Белевцев и А.К. Прусс, должны лежать взятые в совокупности следующие предпосылки: реконструкция первичного состава осадочно-вулканогенных толщ и их формационный анализ; строгий геологический контроль геохронологических данных, получаемых разными методами; учет характера метаморфизма пород и явлений ультраметаморфизма; выявление структурного плана коррелируемых толщ и их принадлежности к определенным геосинклинальным зонам; широкое привлечение геофизических, особенно магнитометрических, данных для анализа геологического строения региона.

Я.Н. Белевцев и А.К. Прусс [8] отнесли все осадочно-метаморфические комплексы докембрия УЩ к четырем периодам развития: первый — раннеархейский (3500–2500 млн. лет), второй — позднеархейский (2500–2000 млн. лет), третий — раннепротерозойский (2000–1500 млн. лет) и четвертый — позднепротерозойский (1500–600 млн. лет). Они выделили единую нижнепротерозойскую криворожско-тетерево-бугскую серию, сформированную, по их мнению, в субгеосинклинальных условиях. Гнейсы в составе этой серии считались терригенными отложениями краевых прогибов, возникающими на архейских срединных массивах в прилежащих к геосинклинальным зонам частях; эти толщи претерпели максимальный метаморфизм, затем гранитизацию, мигматизацию и реоморфизм. К нижнему архею этими авторами была отнесена днепровская серия плагиогнейсов, а к верхнему — ингуло-подольская железисто-кремнисто-метабазитовая серия. Авторы отошли от преобладающего мнения о платформенном характере овручской серии и высказали

мысль о вероятном формировании ее в условиях субгеосинклинального прогибания на весьма ограниченной окраинной части УЩ, в то время как большая часть его представляла устойчивую платформу.

В соответствии с новым пониманием стратиграфического положения перечисленных осадочно-метаморфических толщ было пересмотрено и возрастное положение гранитоидных комплексов. Так, к раннему архею в схеме Я.Н. Белевцева и А.К. Прусса отнесены гранодиориты и плагиограниты Приднепровья, к позднему архею — саксаганские плагиограниты, чарнокиты Подолля, чудново-бердичевские и житомирские граниты; к раннему протерозою — чарнокиты Побужья, плагиомикроклиновые граниты и мигматиты (токовские, новоукраинские, коростенские, уманские, приазовские), а к позднему протерозою — осницкие и пержанские граниты.

Представления о раннепротерозойском возрасте тетерево-бугской серии разделял и Г.И. Каляев [69], считавший гнейсы и мигматиты Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской зон глубокометаморфизованными образованиями внешней зоны геосинклинали Большого Кривого Рога, а гнейсы, составлявшие основу Кировоградского и Приазовского блоков, — древнейшими породами УЩ.

Близкую к изложенным позицию занял М.Н. Доброхотов [43, 45]. По его мнению, древнейшей на УЩ супракрустальной толщей является конкско-верховцевская серия (3500—2700 млн. лет), а среди гранитоидов — днепровский мигматит-гранитоидный комплекс (3000—2600 млн. лет). М.Н. Доброхотов в отличие от предшественников принял трехчленное деление протерозойских образований Украины подобно тому, как это было сделано в 1950-х гг. для докембрия Балтийского щита. Главная масса гнейсовых и сланцевых толщ рассматривается им в качестве нижнепротерозойских флишеидных образований, принадлежащих к верхней части криворожской (тетерево-бугской) серии, возраст которой составляет 2600—2100 млн. лет. Одновозрастные толщи в разных тектонических и термодинамических условиях претерпели разный метаморфизм: от зеленосланцевой фации в пределах Криворожско-Кременчугского прогиба до амфиболитовой и гранулитовой в других районах щита (Побужье, Приазовье и пр.). К раннему протерозою М.Н. Доброхотов отнес большинство гранитов УЩ с радиологическим возрастом 2100—1800 млн. лет. Среднепротерозойские осадочные породы, по мнению М.Н. Доброхотова, на Украине отсутствуют, и этот этап развития щита характеризуется лишь интрузивной деятельностью, характер которой свидетельствует о становлении платформы на месте ранее существовавшей раннепротерозойской (Криворожской) геосинклинали. Овручскую серию (1500—1400 млн. лет) он считает позднепротерозойской, причем высказывает сомнение о принадлежности к этой серии озерянской и белокаровичской свит, оставляя открытым вопрос об их стратиграфическом положении.

В 1967 г. на совещании докембрийской секции УРМСК с участием ведущих геологов Мингео УССР и АН УССР была принята единая стратиграфическая схема докембрия Украины; в ее основу положена схема Н.П. Семененко 1965 г. Ряд зафиксированных в этой схеме положений оказались остро дискуссионными. Это, в частности, касалось отнесения криворожской серии к среднему, а тетерево-бугской — к нижнему протерозою, объединения в архейскую возрастную группу сланцево-метабазитовых железорудных толщ Орехово-Павлоградской и Белоцерковско-Одесской зон и др.

В 1972 г. вышел из печати первый том "Стратиграфія УРСР", посвященный докембрию [170]. Можно считать, что эта монография подвела итог третьему периоду изучения стратиграфии докембрия УЩ, подобно тому как монография "Український кристалічний масив (геолого-петрографічний опис)" подводила итог второму периоду. В ней опубликована стратиграфическая схема Н.П. Семененко, которая почти не отличается от его же схемы 1965 г. В новом варианте схемы переименованы некоторые серии и несколько изменено стратиграфическое положение коростенского комплекса, а также екатериновских гранитов и нефелиновых сиенитов Приазовья (докембрий IV<sub>1</sub>), которые ранее размещались выше овручской серии, а теперь стали коррелироваться с более древним осницким комплексом. Автор уже полностью отказывается от применения общепринятых названий геохронологических групп (архей, протерозой), заменяя их термином "докембрий" с соответствующей цифровой индексацией.

Следует заметить, что, хотя в это издание включено много нового материала по стратиграфии украинского докембрия, во многих случаях он не согласован с официально принятой схемой. Бросается в глаза неодинаковая обеспеченность разных районов и стратиграфических подразделений геологическими, петрографическими, минералогическими,

геохимическими и геохронологическими данными, что объясняется не столько разной степенью изученности этих районов, сколько неодинаковым подходом авторов к освещению их стратиграфии. Все это весьма затрудняет достоверную межрайонную корреляцию и в целом значительно снижает ценность упомянутой работы.

Неудовлетворенность многих геологов-съемщиков принятой УРМСК в 1967 г. стратиграфической схемой послужила причиной постановки по инициативе Мингео УССР специальной работы по составлению другого, более приемлемого варианта унифицированной схемы стратиграфии докембрия УЩ. Такая схема вскоре была составлена группой геологов трестов Артемгеология, Днепрогеология, Киевгеология, Кривбассгеология и Киевской экспедиции УкрНИГРИ. В ее создании участвовали Ю.Б. Бабков, Д.С. Булаевский, А.А. Зайцев, Ф.В. Киктенко, А.Н. Козловская, В.А. Колосовская, Г.Г. Коньков, В.А. Куделя, Н.И. Лебедев, В.Г. Пастухов, Р.М. Полуновский [1]. Время создания этой схемы можно считать началом нового четвертого периода в изучении геологии и стратиграфии докембрия УЩ. После утверждения на пленуме УРМСК в марте 1970 г. схема стала основным официальным стратиграфическим документом для составления легенд детальных и обзорных геологических карт кристаллического фундамента Украины. В своих подразделениях она соответствовала принятым для нижнего докембрия стратиграфической и радиогеохронологической шкалам МСК и Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций.

В качестве стратотипов были приняты серии: для архея — конкско-верховцевская; нижнего протерозоя — тетеревская и криворожская; верхнего протерозоя — овручская; стратотип среднепротерозойских отложений не выделен; к ним отнесены останцы вулканитов среди оснических гранитов и ксенолиты кварцито-песчаников в коростенских рапакиви. Разрез докембрия начинается древнейшая аульская серия гнейсов, которая предшествует конкско-верховцевской сланцево-м metabазитовой толще и ее возрастному аналогу — западноприазовской серии. С тетеревской и криворожской сериями сопоставляются ингульская, каратышская и ингулецкая. Особую группу пород неясного стратиграфического положения — "архей — ранний протерозой" — составляют бугская, росинско-тикичская, реевская, орехово-павлоградская и центральноприазовская серии. Ультраметаморфические и интрузивные образования представлены в архее мокромосковским и днепровским комплексами, в нижнем протерозое — кировоградско-житомирскими гранитами, в среднем протерозое — осническим и коростенским комплексами, к нерасчлененному архею — нижнему протерозою отнесены чудново-бердичевские, подольские, ореховские и приазовские гранитоиды.

В этой схеме по сравнению с рассмотренными выше намечены компромиссные решения. Так, в частности, большинство гнейсовых толщ отнесено к протерозою и часть из них коррелируется с криворожской серией (ингулецкая серия), часть предшествует ей (ингульская и тетеревская серии). Криворожская серия отнесена к нижнему протерозою и в ее состав включена подстилающая толща metabазитов (новокриворожская свита). Вместе с тем целый ряд важных вопросов региональной стратиграфии докембрия и в новой схеме УРМСК (1970) остался нерешенным. Главными из них, как отмечают и сами авторы, являются следующие:

- характер взаимоотношений криворожской серии с супракрустальными образованиями, развитыми к востоку от Кременчугско-Криворожской структурной зоны;
- объем, геологический возраст и положение в сводном стратиграфическом разрезе всех серий, отнесенных к "нерасчлененному архею — нижнему протерозою";
- объем, состав и площадное распространение аульской серии, а также ее взаимоотношение с конкско-верховцевской серией;
- состав и генезис кировоградско-житомирского комплекса мигматитов и гранитоидов;
- возрастное положение белокоровичской, озерянской, збраньковской и толкачевской свит, выделенных в составе овручской серии.

После публикации рассмотренной схемы в печати широко развернулась дискуссия, коснувшаяся почти всех ее разделов. Были сделаны существенные замечания и возражения против неверного, с точки зрения разных авторов, подхода к решению ряда вопросов, а также даны конструктивные предложения, направленные на совершенствование и детализацию схемы УРМСК (1970) для отдельных районов, на приведение ее в полное соответствие с фактическим материалом.

С учетом высказанных замечаний стратиграфическая схема УРМСК (1970) была доработана комиссией Главгеологоразведки Мингео СССР в составе М.Н. Доброхотова, Н.П. Щербака, В.А. Великанова и Д.С. Булаевского, а затем утверждена в 1972 г. в качестве основы для легенды новой среднемасштабной Государственной геологической карты докембрия восточной половины УЩ.

Крупнейшими стратиграфическими подразделениями в схеме 1972 г. являются следующие серии: *архей* — конкско-верховцевская (в Приднепровском блоке расчленена на свиты — аульскую, конкскую, белозерскую, тепловскую), ореховская (в Орехово-Павлоградской зоне) и западноприазовская; все они подвержены воздействию днепровского комплекса гранитоидов; нижний *протерозой* — криворожская (включает пять свит — новокриворожскую метабазитовую, скелеватскую гнейсово-сланцевую, саксаганскую железорудную, гданцевскую песчано-сланцево-карбонатную и глееватскую конгломерато-сланцевую); стратиграфическим аналогом ее является ингулецкая гнейсовая серия (Ингуло-Ингулецкий район), павлоградская (Орехово-Павлоградская зона) и центральноприазовская (Приазовский район). Магматические комплексы нижнего протерозоя — доорогенные базиты, кировоградско-житомирские граниты, приазовский комплекс гранитоидов и посторогенные основные дайки. К среднему протерозою отнесен восточноприазовский граносиенитовый комплекс и коростенский комплекс габбро, анортозитов и гранитов рапакви.

Одновременно с разработкой унифицированных схем стратиграфии докембрия Украины многие геологи по собственной инициативе занимались уточнением схем предшественников, поисками новых путей для корреляции пространственно разобщенных супракрустальных комплексов на базе формационного анализа геологических образований, оригинальных представлений о геотектоническом развитии УЩ в раннем докембрии. Итогом этих исследований явились опубликованные в начале 1970-х гг. схемы Г.И. Каляева [71] для УЩ в целом, Я.Н. Белевцева, П.М. Рудницкого, А.Н. Сухинина, Ю.П. Егорова и О.А. Олейника [10], а также Р.Я. Белевцева [4] — для средней части щита, Г.В. Жукова [61], И.С. Усенко, К.Е. Есипчука, В.А. Цуканова [181] для Приазовья, А.С. Дранника [50] и А.Я. Хатунцевой [187] для Северо-Западного района.

Хотя ни одна из названных схем не была официально признана или отвергнута УРМСК и многие из них использовались только самими авторами или руководимыми ими коллективами в районах, для которых они предназначены, тем не менее методическое значение этих новых разработок безусловно имело большое значение для развития стратиграфических исследований докембрия УЩ.

В 1978 г. УРМСК рассмотрела и утвердила уточненную корреляционную стратиграфическую схему докембрийских образований УЩ [92, 46]. Главное отличие этой схемы от предыдущей заключается в упразднении возрастного подразделения "архей — нижний протерозой"; относимые ранее к нему образования расчленены на собственно архейские и нижнепротерозойские. Так, в составе прежней бугской серии были выделены днепровско-бугская серия архейского и бугская серия раннепротерозойского возраста. Днепро-ско-бугская серия коррелировалась с росинско-тикичской, конкско-верховцевской и западноприазовской, а бугская — с тетеревской (включая клесовскую свиту), ингуло-ингулецкой, криворожской и центральноприазовской сериями. С архейским тектоно-магматическим циклом связан доорогенный комплекс основных и ультраосновных пород, синорогенные гранитоидные комплексы (днепровский и звенигородский) и посторогенный дайковый комплекс. К нижнему протерозою отнесены подольский комплекс, включающий чарнокиты и бердичевские граниты, комплекс основных и ультраосновных пород, кировоградско-житомирский, синхронный с ним приазовский и завершающий магматизм этого цикла дайковый комплекс. Коростенский комплекс коррелируется с восточноприазовским граносиенитовым. Их становлению предшествует накопление в северо-западной части щита платформенных вулканогенно-осадочных образований пугачевской серии, включающей белокоровичскую и озерянскую свиты. К верхнему протерозою отнесена овручская серия, состоящая только из двух свит — збраньковской и толкачевской. Завершается платформенный магматизм позднего протерозоя образованием гранитов каменногильского комплекса, пержанских метасоматитов и дайкового комплекса основного состава.

В 1981 г. в "Геологическом журнале" была объявлена вторая дискуссия по стратиграфии докембрия УЩ [6, 46]. Следует сразу отметить, что эта дискуссия оказалась значи-

тельно менее горячей, чем проведенная в 1970—1975 гг. Главную причину мы усматриваем в том, что представленная сейчас на обсуждение стратиграфическая схема оказалась значительно более совершенной, чем схема 1970 г. Большинство опубликованных статей касались частных моментов стратиграфической схемы, необходимости уточнения возраста или положения отдельных стратиграфических подразделений. Исключение составляют лишь публикации львовских геологов, которые предложили принципиально новые варианты стратиграфической схемы для западной [82] и центральной [214] частей УЩ. Е.И. Лазько [100] критически разобрал всю корреляционную стратиграфическую схему. Прежде всего он отметил некоторую искусственность тектонического районирования, при котором пределы районов часто не соответствуют естественным геологическим границам. В Северо-Западном районе считается необоснованным расчленение тетеревской серии; предлагается исключить из ее состава клесовскую свиту, а виленскую переименовать в городскую, которая перекрывается кочеровской свитой. Е.М. Лазько предлагает расчленить днестровско-бугскую серию на березининскую (нижнюю) и тывровскую свиты, а бугскую на александровскую, зеленолевадовскую, кошаро-александровскую и хашевато-завальевскую. Расчленение росинско-тикичской серии на володарскую и белоцерковскую свиты он считает необоснованным. Кстати, Е.М. Лазько отказывается от предложенных ранее его группой наименований "эвенигородский комплекс" и "радомышльская серия", которые лишь "увеличивают и без того перегруженную стратиграфическую номенклатуру Украинского щита". Жаль, что к этому очень разумному выводу не прислушались впоследствии его ученики.

Показательно, что несколько вариантов расчленения одного и того же разреза выдвигаются геологами одной школы и базируются они на данных, полученных при применении одного и того же формационного метода. Безусловно, это заставляет лишний раз усомниться в его непогрешимости и универсальности, на чем дружно настаивают геологи Львовского университета. И вряд ли после этого можно верить, "что формационное расчленение нижнедокембрийских метаморфических образований щитов, сопровождающееся обоснованием стратиграфической последовательности установленных подразделений и выяснением их положения в складчатой структуре, является более эффективным способом разработки стратиграфии этих территорий, чем традиционные методы расчленения" [82, с. 39].

УРМСК были учтены высказанные критические замечания и предложения и в 1980—1982 гг. в корреляционную стратиграфическую схему внесены некоторые изменения. В частности, аульская и клесовская свиты были переведены в ранг серий; в составе ингулецкой серии выделена спасовская свита, расположенная между родионовской и чечелевской. Выделен ряд новых интрузивно-магматических и ультраметаморфических комплексов: букинский, черниговский, днепропетровский, сурско-токовский, немировский, бердичевский, осницкий.

В 1983 г. Центральной тематической экспедицией Мингео УССР совместно с ИГФМ АН УССР был подготовлен уточненный вариант корреляционной стратиграфической схемы докембрийских образований УЩ, который предварительно обсуждался на заседании рабочей группы архей-нижнепротерозойской секции УРМСК, а затем, в сентябре 1983 г., на I региональном совещании по стратиграфии докембрийских образований Украинского щита, в г. Днепропетровск [169].

В совещании приняли участие 85 представителей различных геологических организаций УССР и РСФСР. Было заслушано и обсуждено 27 докладов и сообщений, которые осветили состояние работ по изучению стратиграфии докембрия УЩ. Безусловным успехом можно считать общее признание единой корреляционной стратиграфической схемы, которая продолжает детализироваться и уточняться. На ее основе разработаны легенды и составлены специальные карты различного геологического содержания масштаба 1:200000 и 1:500000, которые отражают современное состояние знаний по стратиграфии, метаморфизму, магматизму, тектонике и металлогении щита и успешно используются при прогнозировании и поисках полезных ископаемых. Достижением последнего десятилетия является детальное изучение опорных стратиграфических разрезов докембрийских образований в разных районах УЩ.

Совещание рекомендовало представить обсужденный вариант корреляционной стратиграфической схемы с незначительными изменениями и дополнениями на утверждение УРМСК; содержание этой схемы приводится в следующей главе.

## 2. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В основу стратиграфической схемы докембрия УЩ положена геохронологическая шкала, разработанная Н.П. Семененко, А. П. Виноградовым, Л.В. Комлевым и А.И. Тугариновым [157], с некоторыми последующими изменениями и дополнениями. По этой шкале в раннем докембрии выделяются четыре мегацикла: два в архее и два в протерозое. Возрастная граница между археем и протерозоем ( $2600 \pm 100$  млн. лет) и верхний возрастной рубеж раннего докембрия ( $1650 \pm 50$  млн. лет) соответствуют официально утвержденной стратиграфической шкале докембрия СССР (г. Уфа, 1977 г.). Граница между двумя архейскими мегациклами ( $3200 \pm 150$  млн. лет) обоснована изотопными данными по позднеархейским вулканитам конкской свиты конкско-верховцевской серии. В раннем протерозое хорошо выделяется граница, соответствующая времени  $1900 \pm 100$  млн. лет. Такой возраст имеют по изотопным данным большинство раннепротерозойских гранитоидов УЩ (житомирский, кировоградский, уманский, осницкий и другие комплексы, сопоставимые со свекофенскими гранитоидами Карелии).

Возрастной рубеж, соответствующий селецкой фазе метаморфизма и гранитизации в Карелии ( $2300 \pm 100$  млн. лет), на УЩ достоверно не установлен. Близкий возраст имеют гранитоиды бердичевского и новоукраинского комплексов ( $2200-2100$  млн. лет).

### 2.1. Принципы и критерии построения региональной стратиграфической схемы

В "Стратиграфическом кодексе СССР" [168] и "Международном стратиграфическом справочнике" [116] закреплено представление о единстве принципов стратиграфической классификации для всех интервалов геологического времени. Это позволяет допускать возможность построения общей стратиграфической шкалы для всей геологической истории Земли. Признается, правда, что такая шкала пока что не реальна из-за недостатка наших знаний и вряд ли будет создана в зримом будущем [93]. Для разных отрезков геологической истории сейчас используются свои, самостоятельные комплексы признаков и критериев, и построенные на их основе стратиграфические шкалы резко различаются как по детальности расчленения, так и по обоснованности стратиграфических границ.

Шкала фанерозоя, наиболее детально разработанная, базируется в первую очередь на биостратиграфических критериях, сочетающихся с литологическими, палеогеографическими, тектоническими, палеомагнитными, изотопно-геохимическими и др. Основу этой шкалы составляют *периоды* — отрезки времени длительностью 25–85 млн. лет, отвечающие определенным этапам эволюции органического мира с характерными для них таксономическими группами животных и растений. Так, кембрийский период характеризуется примитивной фауной археоциат, простейших брахиопод и трилобитов, появлением наземных растений. В ордовике интенсивно развиваются брахиоподы, кораллы, мшанки, граптолиты, появляются наземные животные — многоножки и скорпионы. Для каменноугольного периода характерен расцвет плауновых, членистостебельных и папоротникообразных семенных растений; развивается фауна крупных земноводных, многочисленных весьма характерных брахиопод и четырехлучевых кораллов и т.д. Биостратиграфический критерий лежит в основе объединения периодов в *эры*, а также более дробного деления первых на *эпохи* и *века*. Каждой из этих геохронологических единиц соответствует стратиграфическая единица, или *стратон*, — реально наблюдаемая в каком-то регионе или обобщенная толща пород, накопленная в течение данного отрезка геологического времени (геохрона) и вмещающая соответствующие ему органические остатки (группа, система, отдел, ярус).

Для докембрия, особенно раннего, палеонтологический метод практически неприменим, поэтому при возрастном расчленении и создании стратиграфической шкалы используются уже совсем другие принципы.

Наметились три подхода к созданию стратиграфической шкалы докембрия: тектонический, литологический (или формационный) и хронометрический. Тектонический подход основан на представлении о периодичности, цикличности геологических процессов.

В геологической истории выделяются крупные тектонические события, периоды тектонической активности, чередующиеся с периодами относительного покоя и эпейрогеническими движениями, сопровождающимися накоплением вулканогенного и осадочного материала на более древних складчатых комплексах. Крупные тектонические циклы с характерными для них геологическими формациями завершаются эпохами диастрофизма и гранитизации, время проявления которых довольно надежно определяется изотопными методами.

Диастрофические процессы в пределах разных геотектонических структур и континентов нередко совпадают по времени, что позволяет наметить в докембрии несколько важных возрастных рубежей, пригодных для межрегиональных корреляций. К числу таких практически общепризнанных рубежей относятся прежде всего границы архея и протерозоя (2600 млн. лет), раннего и позднего протерозоя (1650 млн. лет), время проявления свекофенно-карельского (1900 млн. лет) и гренвилевского (1000 млн. лет) диастрофизма.

В настоящее время в геотектонике господствуют представления о прерывисто-непрерывном течении тектонических процессов, разработанные В.Е. Хаиным [186]. Периоды медленных деформаций или относительно слабой тектонической активности сменяются периодами (фазами, эпохами) повышенной активности и качественного изменения структуры. Некоторые из периодов повышенной активности обладают глобальным распространением, хотя эти глобальные пароксизмы не являются такими, какими представлял себе их основоположник Г. Штилле. Форма и интенсивность их проявления существенно меняются от места к месту, определяясь глобальными и региональными факторами: 1) поведением Земли как космического тела; 2) строением коры и верхней мантии на разных уровнях и их эволюцией; 3) глубинными энергетическими ресурсами, мобилизуемыми при тектонических импульсах; 4) характером тектонического режима; 5) расположением данного участка на земном шаре, его положением по отношению к глобальному полю напряжений.

Глобальные тектонические движения являются главной причиной строгой упорядоченности геологической истории. Вместе с тем характер глобальных движений меняется от места к месту: в одних регионах они могут проявляться в виде деформаций сжатия, а в других, смежных, — растяжения. Одна и та же фаза тектонической активности в одном месте приводит к формированию складчатости и поднятию, а в другом — рифтообразованию и погружению.

Региональные движения обуславливают пестроту тектонических режимов, усложняя расшифровку геологической истории. В итоге получается, что глобальные движения как бы создают общий фон, на который накладывается весьма прихотливый и изменчивый региональный узор. Расшифровка, снятие этого узора и выявление глобальных тектонических событий представляют сложную, но весьма важную задачу. Она решается путем исследования особенностей тектонических деформаций и их типов, характера смены геологических формаций, изучения проявлений магматизма и метаморфизма, определения изотопными методами возраста горных пород, маркирующих определенные тектонические этапы (время проявления вулканизма, соответствующего стадии погружения; время проявления гранитоидного магматизма, отвечающего стадии воздымания).

Литологический, или формационный, подход в стратиграфии докембрия базируется в первую очередь на изучении вещественного состава стратифицируемых толщ и получении дополнительной информации для восстановления последовательности складкообразования, палеогеографических и фациальных условий, тектонического режима и пр. Данные о различии состава разновозрастных слоистых толщ докембрия позволили разработать представление об общей эволюции литогенеза в истории Земли. Исследованиями Н.М. Страхова, А.П. Виноградова, А.Б. Ронова, Дж. Педиджона и других выявлены определенные закономерности в распределении по разрезу докембрия железисто-кремнистых и карбонатных пород, вулканических пород разного состава, конгломератов, граувакков и кварцитов, метаморфизованных кор выветривания. На этой основе предложены литологические критерии разграничения архея и протерозоя, протерозоя и палеозоя, признаки литологического различия и сходства докембрийских супракрустальных комплексов на разных шитах.

Суммируя опыт использования литостратиграфических данных для межрегиональных корреляций, Б.М. Келлер [79—81] выделил шесть основных критериев: 1) характер напластования, последовательность пород в разрезе; 2) общая литологическая характери-

стика выделяемых свит, группирующихся в серии; 3) наличие характерных типов пород и их сочетаний; 4) выявление следов или признаков древних оледенений (тиллиты); 5) степень регионального метаморфизма; 6) взаимоотношение с интрузивными комплексами.

Однако и применение литологических критериев в стратиграфии докембрия сопровождается существенными затруднениями. Прежде всего сказывается высокая степень метаморфизма и гранитизации, часто затрудняющая или делающая вообще невозможным восстановление первичного состава пород. В свое время, правда, широкое распространение получило представление о том, что степень метаморфизма прямо зависит от возраста пород. Некоторые геологи и сейчас отстаивают использование степени метаморфизма в качестве прямого стратиграфического критерия. Так, Е.М. Лазько [100—102] относит все гранулиты УЩ к архею, а зеленокаменные толщи Среднего Приднепровья — к протерозою (или зозою). Подобные ошибки допускались и в других регионах. Так, свекофениды Балтийского щита многие геологи относили к архею и считали их древнее карелид, а на самом деле они оказались одновозрастными. Слабо метаморфизованные отложения трансваальской системы в Южной Африке считались всеми исследователями позднедокембрийскими, а оказались раннепротерозойскими. Сейчас почти общепризнан архейский возраст зеленокаменных поясов Африки, Канады, Украинского и Балтийского щитов, хотя совсем недавно такие представления встречали бурные возражения.

Приведенные примеры показывают, что литологический метод для межрегиональных корреляций следует применять только в комплексе с другими, в частности с радиологическим. При этом следует учитывать, что в одно и то же время в различных структурно-фациальных зонах формируются принципиально разные по составу толщи. И в то же время существует определенная и довольно очевидная направленность в развитии процессов седиментогенеза, вулканизма и метаморфизма, формирующих облик супракrustальных толщ, и литологические или формационные признаки безусловно являются весьма важным стратиграфическим критерием.

Принимая во внимание объективные трудности применения тектонических и литологических критериев, ряд исследователей предлагают применять для расчленения докембрия метрическую временную шкалу, не связанную с конкретными геологическими событиями [14]. При таком подходе геологическое время делится на равные отрезки, устанавливаемые условно или по радиометрическим данным. Безусловно, такой подход к построению геохронологической шкалы докембрия нельзя признать конструктивным, ибо он не учитывает в должной мере главных и наиболее объективных факторов геологической истории. Вместе с тем он заслуживает внимания как общетеоретический, касающийся проблемы времени в геологии и создания общей геохронологической шкалы.

Геологи давно обсуждают несоизмеримость подразделений в разных частях общей геохронологической шкалы. Длительность архея и протерозоя (примерно по 2 млрд. лет) намного превышает не только длительность каждой из фанерозойских эр (320—70 млн. лет), но и всего фанерозоя вместе взятого (570 млн. лет). Было предложено выделить в геохронологической (и, соответственно, стратиграфической) шкале более крупные подразделения, чем эры (группы): зонотемы, акротемы и мегатемы [79]. Зонотема соответствует весь фанерозой, а в докембрии — рифей и карелий длительностью примерно по 1 млрд. лет; акротемами являются архей и протерозой (по 2 млрд. лет); весь докембрий объединяется в мегатему. Выделяются также подразделения, промежуточные между группами и зонотемами, — фитемы длительностью 300—400 млн. лет (нижний, средний и верхний рифей, палеозой, мезо-кайнозой). Согласно этой схеме длительность стратиграфических подразделений одного и того же ранга в фанерозое и докембрии практически не различается, только в фанерозое возможно выделение подразделений более высоких рангов (системы, отделы, ярусы, зоны).

Примером крайнего выражения чисто хронометрического построения общей геохронологической шкалы может служить схема тектоно-магматических циклов Л.И. Панкуля [129, 130]. Этот исследователь делит геологическую историю Земли на две стадии: первую послепланетную (6260—1960 млн. лет) и вторую послепланетную (1960 млн. лет — н. вр.).

В первой стадии выделяются пять мегациклов длительностью по 860 млн. лет каждый; последними двумя такими мегациклами являются архей и ранний протерозой.

Во второй стадии выделяются средне-позднепротерозойский, рифей-палеозойский и мезо-кайнозойский мегациклы (последний не завершен, как и вся стадия). В каждом ме-

гайке выделяются по пять больших тектоно-магматических циклов длительностью 172 млн. лет каждый, а последние делятся на малые циклы, которым в фанерозое соответствуют периоды циклов движения планет и звезд. В частности, продолжительность галактического года составляет 175—180 млн. лет, что почти совпадает с продолжительностью больших тектоно-магматических циклов Л.И. Панкуля. Длительность геологических периодов примерно соответствует половине "драконического периода" или четверти галактического года (35—45 млн. лет).

Однако многие геологические данные противоречат такой на первый взгляд логичной и стройной схеме, подкупающей своей простотой и кажущейся последовательностью. Прежде всего, даже в фанерозое длительность периодов (25—85 млн. лет) существенно отличается от четверти галактического года; глобальные диастрофизмы проявлялись в разных тектонических системах далеко не синхронно. Кроме того, интервалы между глобальными диастрофизмами тоже заметно отличаются от длительности галактического года. Что касается докембрия, то здесь такая схема вообще не находит геологических подтверждений, ибо количество фиксируемых тектоно-магматических циклов намного меньше предполагаемого.

Геологические данные показывают, что системам фанерозоя по насыщенности геологическими событиями, мощностям и количеству геологических тел соответствуют примерно фиты докембрия, однако по длительности они различаются почти на порядок [79]. Это позволило высказать предположение о несравнимости возраста в докембрии и фанерозое, о существовании так называемой загадки радиоактивных часов Земли. Скорее же причина не в этом, а в ускорении геологического, тектонического развития Земли, связанном, возможно, с изменением периода ее вращения вокруг оси. Это подтверждается данными об изменении продолжительности года (от 421 в докембрии до 390 суток в перми), определенной по числу суточных линий роста палеозойских кораллов.

Безусловно, следует признать, что и было сделано на последнем крупном совещании в г. Уфа (1977), что главным объектом стратиграфии докембрия, как, впрочем, и стратиграфии вообще, являются реальные геологические тела. В основе расчленения докембрия должно лежать выделение конкретных ассоциаций пород, отражающих последовательность событий в данном районе. Такими ассоциациями являются, по сути дела, геологические формации. Метаморфические формации в каждом конкретном структурно-геологическом районе представлены свитами супракрустальных пород, а магматические — магматическими комплексами. Для каждой свиты должен быть выделен типовой разрез, или стратотип, а для магматического комплекса — петротип, отражающие наиболее характерные особенности их состава и строения.

Нельзя строить стратиграфическую схему на использовании одних лишь радиогеохронологических данных. Последние должны использоваться только для датирования конкретных геологических процессов (седиментации, магматизма, метаморфизма и ультраметаморфизма) и подтверждения возрастных рубежей, установленных другими методами, а также для корреляции пространственно разобщенных свит и комплексов. Особенно важны радиогеохронологические данные при выделении и корреляции крупных стратиграфических подразделений, отвечающих планетарным тектоно-магматическим циклам и характеризующих глобальные этапы формирования континентальной земной коры.

При разработке региональной стратиграфической схемы докембрия УЩ авторы исходили из представлений о полициклическом развитии земной коры этого региона в докембрии. Выделенные тектоно-магматические циклы характеризуются последовательным проявлением серии геологических процессов, начиная от прогибания, накопления вулканогенно-осадочных толщ, инициального основного и ультраосновного магматизма и кончая складчатостью, метаморфизмом и гранитизацией. Завершают такие циклы этапы разрывных тектонических деформаций, сопровождаемых образованием зон катаклаза и милонитизации, внедрением даек основного и ультраосновного состава. В докембрии УЩ зафиксировано проявление не менее четырех таких циклов, соответствующих по времени раннему и позднему архею, раннему и позднему протерозою. Режим проявления геологических процессов существенно менялся, отражая переход от специфических прогеосинклинальных условий к субплатформенным и платформенным. В каждом из отдельно взятых структурно-геологических районов тектоно-магматические циклы фиксируются супракрустальными сериями пород, а также интрузивными и ультраметаморфическими комплексами. Для выделения таких серий и комплексов использованы различные критерии, прежде

Т а б л и ц а 1. Корреляционная стратиграфическая

| Под-<br>группа        | Геохроноло-<br>гический ру-<br>беж, млн. лет | Структурно-геологи                                                    |                                                                                                                                       |                                                                    |
|-----------------------|----------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|
|                       |                                              | Северо-Западный                                                       | Днестровско-Бугский                                                                                                                   | Росинско-Тикичский                                                 |
| Верхний<br>протерозой | 1650±50                                      | <i>Овручская серия</i><br>Толкачевская свита<br>Збраньковская свита   |                                                                                                                                       |                                                                    |
|                       | 1900±100                                     | <i>Пугачевская серия</i><br>Озерянская свита<br>Белокоровичская свита |                                                                                                                                       |                                                                    |
| Нижний протерозой     |                                              | <i>Клесовская серия</i><br>Новоград-волинская толща                   |                                                                                                                                       |                                                                    |
|                       |                                              | <i>Тетеревская серия</i><br>Городская свита                           | <i>Бугская серия</i>                                                                                                                  | <i>Тетеревская и бугская серии</i><br>(нерасчлененные)             |
|                       |                                              | Кочеровская свита                                                     | Хашчевато-завальевская свита                                                                                                          |                                                                    |
|                       |                                              | Виленская свита                                                       | Кошаро-александровская свита                                                                                                          |                                                                    |
| Верхний архей         | 2600±100                                     |                                                                       |                                                                                                                                       | <i>Росинско-тикичская серия</i><br>Володарско-белоцерковская толща |
|                       |                                              | <i>Днестровско-бугская серия</i><br>(нерасчлененная)                  | <i>Днестровско-бугская серия</i><br>Березнинская и зелено-<br>левадовская толщ<br>Гниванская и павловская<br>толщ<br>Тывровская толща | <i>Днестровско-бугская серия</i><br>(нерасчлененная)               |
|                       | 3200±150                                     |                                                                       |                                                                                                                                       |                                                                    |
| Нижний архей          |                                              |                                                                       |                                                                                                                                       |                                                                    |

схема докембрия Украинского щита

| ческие районы                                                                                                                                                                             |                                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                | Магматические комплексы                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Ингуло-Ингулецкий                                                                                                                                                                         | Среднеприднепровский                                                                                                                                                 | Приазовский                                                                                                                                                    |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
| <i>Ингуло-ингулецкая серия</i><br>Чечелевская и рошахов-<br>ская свиты<br>Спасовская и каменно-<br>костоватская свиты<br>Родионовская свита<br>Артемовская свита<br>Зеленореченская свита | <i>Криворожская серия</i><br>Глєватская свита<br><br><br><br><br><br><br>Гданцевская свита<br>Саксаганская свита<br>Скелеватская свита<br><br>Новокриворожская свита | Осипенковская и гу-<br>ляйпольская свиты<br><br><br><br><br><br><br><br><br><br>Центральноприазовская<br>серия<br><br><br>Сачкинская свита<br>Темрюкская свита | Дайковский<br>Проскуровский<br>Каменноугольский и пер-<br>жанский<br><br>Дайковский<br>Коростенский и восточно-<br>приазовский<br><br>Черниговский<br>Осницкий и анадольский<br>Житомирский, кировоград-<br>ский, уманский, салтычан-<br>ский<br>Бердичевский, гайсинский,<br>новоукраинский, обиточнен-<br>ский<br><br>Основных и ультраоснов-<br>ных пород<br><br>Дайковский<br>Токовский<br>Мокромосковский<br>Сурский, звенигородский и<br>шевченковский<br><br>Гайворонский и токмакский<br><br>Основных и ультраоснов-<br>ных пород<br><br>Днепропетровский<br><br>Основных и ультраоснов-<br>ных пород |
| <i>Конкско-верховцев-<br/>ская серия</i><br>(нерасчлененная)                                                                                                                              | <i>Конкско-верховцев-<br/>ская серия</i><br>Тепловская свита<br><br>Белозерская свита<br><br>Конкская свита                                                          | <i>Западноприазовская<br/>серия</i><br><br><br>Кайинкулакская толща<br><br>Верхнетокмакская<br>толща                                                           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
|                                                                                                                                                                                           | <i>Аульская серия</i><br>Базавлукская свита<br>Славгородская свита                                                                                                   |                                                                                                                                                                |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |

всего литолого-стратиграфические, структурно-петрологические, изотопно-геохронологические, биостратиграфические и минералого-геохимические.

Литолого-стратиграфические критерии базируются на изучении реальных геологических разрезов, выявлении характера напластования пород, их последовательности, ритмичности, перерывов и литологических признаков, позволяющих восстанавливать первичный состав послойных толщ. Исследование литолого-стратиграфических признаков позволяет выделять характерные типы пород и их сочетаний (формации), выявлять и изучать характер их природных соотношений, в том числе стратиграфические границы.

Группа структурно-петрологических критериев включает структурно-текстурные особенности геологических тел и их сочетаний, структурные взаимоотношения пород разного состава и генезиса. Эти критерии позволяют восстанавливать очередность образования пород, количество и порядок проявления складчатых и разрывных деформаций, воссоздавать первичную последовательность пород в ненарушенном залегании.

Изотопно-геохронологические критерии основаны на датировании конкретных геологических процессов (магматизма, метаморфизма, гранитизации) и установлении нижних и верхних возрастных границ выделяемых свит и серий. Они позволяют также коррелиро-

вать пространственно разобщенные, часто формационно несходные стратиграфические подразделения.

Биостратиграфические критерии в стратиграфии докембрия используются пока лишь для расчленения и корреляции верхнепротерозойских образований. Это связано не столько с плохой сохранностью органических остатков в древнейших, обычно сильно метаморфизованных, деформированных и гранитизированных породах, сколько с низким уровнем развития органического мира на ранних этапах истории Земли и недостаточной дифференцированностью его форм.

Минералого-геохимические критерии базируются на тонких и закономерных особенностях эволюции минерального и химического состава горных пород в процессе формирования континентальной земной коры. Эти критерии позволяют различать сходные по составу разновозрастные породы, производить расчленение и корреляцию супракрустальных толщ, интрузивных и ультраметаморфических образований. Минералого-геохимические критерии пока недостаточно разработаны, однако есть основания считать, что в недалеком будущем они сыграют в стратиграфии докембрия такую же роль, какую сыграли в свое время биостратиграфические критерии в стратиграфии фанерозоя.

Предложенная в настоящей работе корреляционная стратиграфическая схема докембрия УЩ (табл. 1) составлена благодаря усилиям большого коллектива украинских геологов, неоднократно обсуждалась на разных уровнях, последний раз на республиканском стратиграфическом совещании в г. Днепропетровск (сентябрь 1983 г.). Близкий к публикуемому вариант этой схемы утвержден УРМСК в 1984 г.

Глубинными разломами субмеридионального и субширотного простирания УЩ делится на шесть мегаблоков, которым соответствуют структурно-геологические районы: Северо-Западный, Днестровско-Бугский, Росинско-Тикичский, Ингуло-Ингулецкий, Среднеприднепровский и Приазовский. Каждый из этих районов характеризуется определенным своеобразием геологического строения, свидетельствующим о разных путях их развития (рис. 1). Днестровско-Бугский район отличается наиболее широким распространением архейских метаморфических пород гранулитовой фации, в меньшей степени представленных в Приазовском районе. В пределах Росинско-Тикичского и Среднеприднепровского районов архейские супракрустальные толщи метаморфизованы преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Среднеприднепровский район, кроме того, характеризуется наиболее древним возрастом слагающих его метаморфических серий и гранитоидных комплексов; преимущественно к этому району приурочены железорудные толщи архейского и раннепротерозойского возраста, зеленокаменные вулканогенные толщи. Специфику Приазовского района составляет своеобразный платформенный магматизм, выразившийся в формировании комплекса щелочных и щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. В последние годы подобные породы выявлены и в Днестровско-Бугском районе, чтошний раз подчеркивает сходство их геологической истории. К Ингуло-Ингулецкому и Северо-Западному районам приурочены своеобразные платформенные интрузии коростенского и курсунь-новомиргородского комплексов. Только в Северо-Западном районе развита практически неметаморфизованная вулканогенно-осадочная толща позднепротерозойского возраста (овручская серия).

Общим практически для всех районов УЩ является трехъярусное строение, возможность выделения почти в каждом из них трех разновозрастных структурных этажей, представленных супракрустальными сериями метаморфических пород и магматическими или ультраметаморфическими комплексами. В нижнем этаже каждого района преобладают основные вулканыты, вмещающие обильные интрузии основного и ультраосновного состава; гранитоиды представлены существенно натриевыми разновидностями. Средний структурный этаж характеризуется развитием весьма широко дифференцированных супракрустальных толщ, в составе которых присутствуют железисто-кремнистые, высокоглиноземистые, углеродсодержащие и карбонатные породы. Гранитизация в среднем этаже проявилась наиболее интенсивно, и гранитоиды представлены чрезвычайно широкой гаммой пород, различающихся по содержанию щелочей, соотношению кальция и алюминия и пр. Для верхнего структурного этажа характерны сравнительно маломощные и локально развитые толщи осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения и весьма специфические интрузии габбро-анортозитов, щелочных и щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, щелочных и субщелочных гранитов и гранитов рапакиви.

Для нижнего структурного этажа характерна интенсивная складчатость со сложным сочетанием брахиформных и линейных структур; простирание осевых плоскостей складок разноориентированное с заметным преобладанием северо-западных и северо-восточных направлений. В среднем этаже супракрустальные толщи приурочены к довольно широким субмеридиональным синклинорным зонам, осложненным разноориентированными структурами более высоких порядков, часто имеющими причудливое строение. Породы нижнего структурного этажа регенерированы в процессе их повторной гранитизации с образованием обширных куполообразных структур. И наконец, верхний структурный этаж представлен очень узкими отчетливо линейными троговыми структурами преимущественно субмеридионального и субширотного простирания, а также плитообразными и штокообразными интрузиями с очень четкими границами.

Нижний структурный этаж во всех районах представлен архейскими супракрустальными толщами. Средний структурный этаж, как правило, относится по возрасту к раннему протерозою, и лишь на территории Среднеприднепровского района — к позднему архею. Возраст верхнего структурного этажа в разных районах различный: от раннепротерозойского в Среднеприднепровском районе до позднепротерозойского — в Северо-Западном.

## 2.2. Архей

На УЩ к архею относятся аульская, конкско-верховцевская, днестровско-бугская, западноприазовская и росинско-тикичская серии.

Аульская и конкско-верховцевская серии развиты почти исключительно в Среднеприднепровском районе, представляя здесь нижний и средний структурные этажи. В значительной степени условно к аульской серии относятся гнейсы и амфиболиты Западно-Ингулецкого вала (Ингуло-Ингулецкий район), известные еще под названием реевской толщи.

Аульская серия сложена преимущественно основными (местами пироксеносодержащими) кристаллическими сланцами, амфиболитами и гнейсами, вмещающими интрузии основного и ультраосновного состава и залегающими в виде различных по размерам останцов среди раннеархейских гранитоидов днепропетровского комплекса. Эти гранитоиды с останцами аульской серии приурочены к антиклинорным структурам, которые рассматриваются многими исследователями как гранито-гнейсовые купола или валы: Саксаганский, Пятихатский, Демури́нский, Кри́ничанский, Запоро́жский, Днепропетровский, Новоалександровский, Камышевахский. Аульская серия, общая мощность которой составляет около 5000 м, расчленяется на две свиты: славгородскую и базавлукескую. Для первой характерны пироксеносодержащие кристаллические сланцы, а вторая имеет существенно амфиболито-гнейсовый состав.

Конкско-верховцевская серия представляет на УЩ древнейшую зеленокаменную толщу, развитую локально, в пределах сравнительно небольших (до 50х20 км) синклинальных структур: Верховцевской, Конкской, Чертомлыкско-Соленовской, Сурской и Белозерской. Серия расчленяется на три свиты: конкскую, белозерскую и тепловскую. Конкская свита сложена вулканитами основного, реже среднего и даже кислого состава, с которыми переслаиваются пачки туфогенных и осадочных пород. В белозерской свите преобладают сланцы, метапесчаники, метаконгломераты и железистые кварциты при подчиненной роли вулканогенных пород. В тепловской свите опять преобладают вулканиты. Общая мощность конкско-верховцевской серии достигает 9000 м. Она прорывается гранитоидами сурского комплекса, имеющими возраст 2970–2800 млн. лет. Граниты мокромосковского и токовского комплексов безусловно моложе конкско-верховцевской серии, хотя непосредственные контакты их с породами серии пока не установлены.

Днестровско-бугская серия развита в Днестровско-Бугском районе и спорадически, в виде небольших останцов встречается среди житомирских и коростенских гранитов на юге Северо-Западного района. В Днестровско-Бугском районе эта серия, вмещающая интрузии основного и ультраосновного состава и интенсивно гранитизированная, представляет первый структурный этаж. К этому же структурному этажу относятся эндербиты гайворонского комплекса (3020 млн. лет), замещающие гнейсы и кристаллические сланцы днестровско-бугской серии и вмещающие ее останцы. Они приурочены к положительным структурам, среди которых выделяются Бердичевский антиклинорий, Войтовецкий, Литинский, Летичевский, Липовецкий, Гайворонский, Староушицкий эндербитовые купола и др.

Днестровско-бугская серия расчленяется на пять толщ, взаимное стратиграфическое положение которых пока однозначно не установлено. Тывровская толща (1500 м) сложена преимущественно пироксеновыми гнейсами и пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. В составе гниванской толщи (800 м) чередуются пачки пироксеносодержащих гнейсов, кристаллических сланцев и гранат-биотитовых гнейсов с прослоями и линзами кальцифиров. Павловская толща (500–700 м) сложена магнетит-двупироксеновыми, гиперстеновыми и магнетит-гранат-гиперстеновыми гнейсами, пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами и железистыми кварцитами. В зеленолеводзкой толще (500–600 м) преобладают лейкократовые гиперстен-биотитовые, гранат-биотитовые и биотитовые лептитоподобные гнейсы, а березнинская (3000–4000 м) сложена преимущественно гранат-биотитовыми (местами с кордиеритом) гнейсами с подчиненными прослоями гиперстен-плагиоклазовых кристаллосланцев и кальцифиров. Тывровская толща относится нами к основанию разреза днестровско-бугской серии, а березнинская и зеленолеводзкая, являющиеся разновозрастными, но разнофациальными образованиями, — к верхам разреза. Гниванская и павловская толщи представляют среднюю часть разреза днестровско-бугской серии в разных фациальных зонах.

Западноприазовская серия развита исключительно в Приазовском районе, будучи приуроченной здесь к антиклинорным структурам: Лозоватской, Верхнебердянской, Кальчик-Кальмиусской и др. По составу эта серия подобна днестровско-бугской и аульской, зани-



мая между ними как бы промежуточное положение по степени метаморфизма. Если в составе днестровско-бугской серии преобладают породы гранулитовой фации, а в составе аульской развиты почти исключительно амфиболитовые парагенезисы, то в западноприазовской серии присутствуют те и другие почти в одинаковом количестве. В западноприазовской серии (как и в днестровско-бугской) амфиболитовые парагенезисы явно регрессивные, так как почти постоянно среди них можно наблюдать реликты гранулитовых. В аульской серии подобные соотношения наблюдаются лишь в славгородской свите и то очень редко.

Западноприазовская серия расчленяется пока только на две толщи, в значительной степени условно. В составе верхнетокмакской толщи (4500 м) преобладают амфиболит- и биотит-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, пироксеновые, амфиболовые и биотитовые гнейсы с подчиненными прослоями гранатовых и пироксен-магнетитовых кварцитов. Кайинкулакская толща (4300 м) сложена преимущественно биотит-амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами при подчиненном развитии гранат-биотитовых гнейсов, железистых кварцитов и пироксеносодержащих кристаллических сланцев. Кристалло-сланцы и гнейсы западноприазовской серии вмещают согласные интрузии основного и ультраосновного состава и прорываются эндербитами и плагиогранитами токмакского и шевченковского комплексов, имеющими возраст 2800–2640 млн. лет. Все вместе они составляют нижний структурный этаж Приазовского геоблока.

Росинско-тикичская серия развита исключительно в пределах Росинско-Тикичского района. Состав ее существенно амфиболито-гнейсовый, подобный составу базавлукеской свиты аульской серии. Исключение составляет володарско-белоцерковская толща, развитая на небольших участках, структура которых окончательно не выяснена. Вероятнее всего, это наложенные синклинали, и толща, в составе которой широко развиты карбонатные и железисто-кремнистые породы, должна относиться к вышележащему структурному этажу и коррелироваться с бугской серией (нижний протерозой). Однако в некотором противоречии с этим находится тот факт, что степень метаморфизма володарско-белоцерковской толщи (гранулитовая фация) выше, чем собственно росинско-тикичской серии (амфиболитовая фация). Росинско-тикичская серия прорывается гранитоидами звенигородского комплекса возрастом 2700–2600 млн. лет.

Отнесение всех перечисленных серий к архею ни у кого из украинских геологов в настоящее время не вызывает сомнений. Правда, белозерскую свиту конкско-верховцевской серии (в нашем понимании) некоторые исследователи склонны коррелировать с нижнепротерозойской криворожской серией. Этому, однако, противоречит тот факт, что белозерская свита прорывается архейскими гранитами.

В пользу отнесения перечисленных серий к архею свидетельствуют прежде всего данные о времени образования прорывающих их гранитов, полученные уран-торий-свинцовым методом по цирконам. Архейский изотопный возраст имеют также некоторые гранито-гнейсы западноприазовской и метавулканиты конкско-верховцевской серий. Аульская, днестровско-бугская, западноприазовская и росинско-тикичская серии залегают в основании доступных нам разрезов земной коры всех шести районов УЩ — подстилающие их образования нигде здесь не установлены.

Некоторые затруднения возникают, однако, при корреляции архейских образований разных блоков УЩ между собой. По составу довольно хорошо сопоставляются днестровско-бугская, западноприазовская и аульская серии (славгородская свита); наблюдается определенное сходство росинско-тикичской серии и базавлукеской толщи аульской се-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Украинского щита.  
Верхний протерозой: 1 — овручская серия; нижний протерозой: 2 — гуляйпольская и осипенковская свиты; 3 — криворожская серия; 4 — тетеревская и клесовская серии; 5 — бугская серия; 6 — ингуло-ингулецкая серия; 7 — центральноприазовская серия; архей: 8 — днестровско-бугская серия; 9 — росинско-тикичская серия; 10 — конкско-верховцевская серия; 11 — западноприазовская серия. Архейские гранитоидные комплексы: 12 — днепропетровский с реликтами аульской серии; 13 — сурский, звенигородский, мокромосковский и токовский; 14 — токмакский и шевченковский; 15 — гайворонский. Протерозойские гранитоидные комплексы: 16 — бердичевский; 17 — новоукраинский; 18 — обиточненский; 19 — гайсинский и букинский; 20 — осницкий; 21 — житомирский, кировоградский, уманский, анадольский и каменномогильский. Субплатформенные интрузии: 22 — анортзитов и габбро-норитов; 23 — рапакиви; 24 — граносениитов; 25 — линия разломов; 26 — граница Украинского щита. Структурно-геологические районы (цифры на врезке): I — Северо-Западный; II — Днестровско-Бугский; III — Росинско-Тикичский; IV — Ингуло-Ингулецкий; V — Среднеприднепровский; VI — Приазовский

рии. Это дало основание группе львовских геологов [103] выделить в архее УЩ три последовательных комплекса: наиболее древний побужский, следующий — аульский и еще более молодой — среднеприднепровский (конкская серия). Однако такие построения базируются лишь на сходстве пород по составу и различии в степени метаморфизма, но полностью игнорируют другие критерии, в частности изотопно-геохронологические данные. Архейский возраст вулканитов конкской свиты установлен однозначно. Он подтверждается архейским же возрастом прорывающих их гранитоидов. Зеленокаменные толщи Среднего Приднепровья хорошо коррелируются с архейскими зеленокаменными толщами других щитов. Безусловно, аульская серия и прорывающие ее гранитоиды днепропетровского комплекса относятся к наиболее древним образованиям УЩ. С ними могут быть сопоставлены древнейшие архейские гнейсовые комплексы основания многих других щитов, подстилающие зеленокаменные толщи тоже архейского возраста.

### 2.3. Нижний протерозой

К нижнему протерозою на УЩ отнесены бугская, центральноприазовская, ингуло-ингулецкая, криворожская, тетеревская, клесовская и пугачевская серии, а также гуляйпольская и осипенковская свиты. Большинство из них слагают второй структурный этаж в соответствующих структурно-геологических районах; исключение составляют криворожская и пугачевская серии, а также гуляйпольская и осипенковская свиты, слагающие в Среднеприднепровском, Северо-Западном и Приазовском районах верхний структурный этаж.

Бугская серия представлена весьма пестрой по составу толщей пород, включающей полевошпатовые и железистые кварциты, гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, графитсодержащие и пироксеновые гнейсы, а также пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы и кальцифиры. Эта толща развита локально, в пределах наложенных на архейское основание сравнительно небольших синклиналильных структур субширотного и северо-западного простирания: Кошаро-Александровской, Хашевато-Завальевской, Молдовской, Секретарской, Грушковской, Капитановской, Деренюхской и др.

Общая мощность бугской серии достигает 3000 м. В ее составе выделяются две свиты. Нижняя кошаро-александровская (до 800 м) сложена преимущественно кварцитами, высокоглиноземистыми породами и основными кристаллосланцами. В хашевато-завальевской свите (до 2100 м) довольно широко развиты карбонатные породы, графитсодержащие, биотитовые и пироксеновые гнейсы, а также железистые кварциты, ассоциирующие с пироксенсодержащими гнейсами и кристаллосланцами.

Возраст и стратиграфическое положение бугской серии относятся к наиболее остро дискуссионным вопросам стратиграфии раннего докембрия УЩ. Многие исследователи, учитывая высокую степень метаморфизма слагающих пород (гранулитовая фация), относят ее к архею, хотя и располагают выше днестровско-бугской серии (или частично коррелируют с ней). Некоторые из авторов настоящей монографии (Ю.К.Пийяр, В.М.Ключков, В.Н.Соловицкий) тоже придерживаются такого мнения. В качестве дополнительных аргументов отнесения бугской серии к архею (кроме степени метаморфизма) они приводят следующие: 1) бугская серия по комплексу признаков тождественна володарско-белоцерковской толще Росинско-Тикичского района. Последняя, по данным В.М.Ключкова, залегает в основании росинско-тикичской серии, имеющей архейский возраст; 2) с прогрессивным метаморфизмом росинско-тикичской серии связывается диафторез бугской серии; 3) формационными аналогами бугской серии являются архейские гранулитовые комплексы других щитов.

Однако другие авторы монографии, выражая мнение большинства членов раннедокембрийской секции УРМСК, находят все же больше аргументов в пользу отнесения бугской серии к нижнему протерозою. Состав этой серии и ее структурное положение свидетельствуют о совершенно другом тектоническом режиме, установившемся в этом районе ко времени начала накопления бугской серии. В отличие от типичных для более раннего, архейского этапа, сравнительно однообразных монотонных осадочно-вулканогенных толщ в бугское время накапливаются преимущественно осадочные толщи, характеризующиеся уже высокой степенью дифференциации слагающего их осадочного материала. Хотя степень метаморфизма и не является достаточным основанием для стратиграфических построений, однако наряду с другими, более вескими критериями следует учитывать, что в целом днестровско-бугская серия характеризуется несколько более глубоким метамор-

физмом по сравнению с бугской (в пределах гранулитовой фации). Более существенным является сравнение характера гранитизации этих серий. Днестровско-бугская серия гранитизирована интенсивнее, зачастую повторно, с развитием по ней архейских эндебитов и плагиогранитов, протерозойских чарнокитов и лейкократовых калиевых гранитов. По бугской серии, как правило, развиваются только мигматиты и маломощные тела чарнокитовидов и гранитов, и лишь в периферических участках синклиновых структур она подвергается более интенсивной гранитизации. Одним из наиболее существенных фактов для отнесения бугской серии к протерозою было выявление в кварцитах кошаро-александровской свиты (основание бугской серии) окатанных цирконов, имеющих возраст 2800 млн. лет. Следовательно, при ее формировании уже размывался архейский кристаллический фундамент, время окончательной консолидации которого определяется, очевидно, именно этой цифрой.

Центральноприазовская серия, выделенная и развитая в Приазовском районе, по составу сходна с бугской серией. Она расчленяется на две свиты: темрюкскую и сачкинскую. Некоторые исследователи выделяют еще каратышскую свиту. Нижняя, темрюкская свита (2100 м) аналогична по составу кошаро-александровской свите бугской серии; для нее характерна ассоциация кварцитов с высокоглиноземистыми гнейсами; присутствуют также графитовые гнейсы и в небольшом количестве карбонатные породы. В составе сачкинской свиты (до 2000 м) существенная роль принадлежит железисто-кремнистым породам (железистым кварцитам и железисто-силикатным кристаллосланцам), которые переслаиваются с пироксеносодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами; присутствуют также биотитовые, гранат-биотитовые и графитсодержащие гнейсы, а также карбонатные породы. К каратышской свите относят биотитовые, амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые мигматиты. Центральноприазовская серия развита исключительно в пределах синклиновых структур (Орехово-Павлоградской, Корсакской и Мангушской), максимально полно сохраняясь от процессов гранитизации в сравнительно небольших синклинальных прогибах. По породам центральноприазовской серии имеется много определений возраста калий-аргоновым и уран-торий-свинцовым методами; все они находятся в пределах 2500–1900 млн. лет. Гранитоиды обиточненского, салтычанского и анадольского комплексов, прорывающие и мигматизирующие эту серию, имеют возраст 2100–1900 млн. лет.

Ингуло-ингулецкая серия слагает второй структурный этаж в Ингуло-Ингулецком районе. Для ее состава тоже характерно довольно широкое развитие разнообразных первично-осадочных пород, которые в отличие от бугской и центральноприазовской серий метаморфизованы в значительно более широком температурном диапазоне: от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Эта серия расчленяется на семь свит, хотя выделение некоторых из них представляется в настоящее время недостаточно оправданным. Самая нижняя зеленореченская свита (до 200 м) сложена биотит-амфиболовыми, биотитовыми, силлиманит-биотитовыми гнейсами и безрудными кварцитами с подчиненными прослоями амфиболитов, мраморов и кальцифиров. В артемовской свите (до 300 м) преобладают железисто-кремнистые породы, наряду с которыми могут присутствовать гнейсы и сланцы разного состава. Родионовская свита (до 2000 м) представлена довольно пестрой толщей переслаивающихся биотитовых, графит- и гранат-биотитовых гнейсов и сланцев, метапесчаников, кварцитов и карбонатных пород. Спасовская свита (до 2000 м) сложена пироксеновыми, пироксен-биотитовыми, магнетит-пироксен-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, кварцитами и метапесчаниками; ее возрастным и формационным аналогом в юго-западной части Ингуло-Ингулецкого района (Братский синклиорий) является каменно-костоватская свита. В составе чечелевской и рощаховской свит, которые тоже коррелируют между собой, преобладают биотитовые, гранат- и кордиерит-биотитовые гнейсы с прослоями клинопироксеновых гнейсов; их мощность превышает 2000 м.

Ингуло-ингулецкая серия отличается от бугской и центральноприазовской более широким площадным развитием и в целом меньшей степенью гранитизации. Эта серия покрывает весь Ингуло-Ингулецкий район практически сплошным чехлом, из-под которого нижний структурный этаж выходит на картируемую поверхность лишь в пределах Ингулецкого вала. Гранитоиды, представленные кировоградским и новоукраинским комплексами, образуют здесь довольно отчетливо обособленные массивы, хотя они тоже окружены полями мигматитов и насыщены реликтами пород рамы. Последние нередко наблюдаются в виде полей значительной площади, в пределах которых они очень слабо мигматизированы.

Значительный интерес представляют взаимоотношения ингуло-ингулецкой серии с бугской и криворожской, имеющие принципиально важное значение для построения общей

стратиграфической схемы докембрия УЩ. Непосредственные контакты этих серий нигде не наблюдаются, что может служить лишь косвенным подтверждением их đồngовозрастности и принадлежности к разным структурно-фациальным зонам. Выходы бугской серии на р. Юж. Буг в районе с. Хашеватое — пгт Завалье и ингуло-ингулецкой на реках Каменная Костоватка и Гнилой Еланец разделяются зоной Первомайского разлома и широкой полосой мигматитов и гранитоидов с реликтами пород предположительно днестровско-бугской серии.

Что касается криворожской серии, то здесь характер взаимоотношений не намного более определенный. Участки развития ингуло-ингулецкой и криворожской серий разделяет зона Криворожского глубинного разлома. Этот разлом как бы отсекает от Среднеприднепровского мегаблока часть архейской консолидированной глыбы (Ингулецкий вал). Приразломные трогоподобные прогибы заполнялись вулканогенно-осадочными толщами криворожской серии (восточнее Криворожского разлома), а также зеленореченской, артемовской и родионовской свит (западнее разлома, в пределах Ингулецкого вала).

Криворожская серия слагает верхний структурный этаж в Среднеприднепровском районе. Развита она исключительно в пределах Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоны, представляющей собой трогоподобный прогиб шириной до 7 км, пересекающий в субмеридиональном направлении весь УЩ. В основании разреза криворожской серии залегает осадочно-вулканогенная толща, сложенная диабазовыми апопорфиридами и амфиболитами с прослоями туфосланцев и сланцев разного состава, метапесчаников и метаконгломератов. Эта толща выделяется под названием новокриворожской свиты; мощность ее достигает 1200 м. По данным многих исследователей новокриворожская свита залегает несогласно на архейском фундаменте, покрытом метаморфизованной корой выветривания. Вместе с тем отмечаются факты активного влияния на нее гранитоидов; объясняются они по-разному: одни геологи считают эти гранитоиды архейскими, и поэтому новокриворожскую свиту коррелируют с коньской; другие допускают проявление здесь нескольких этапов гранитизации, последний из которых относится к раннему протерозою. Эта точка зрения представляется нам более достоверной.

На размытой поверхности новокриворожской свиты, местами тоже с метаморфизованной корой выветривания, залегает толща метаконгломератов, метапесчаников, филлитовых и тальковых сланцев с подчиненными пачками серых кварцитов: это скелеватская свита, мощность которой не превышает 300 м. Выше залегает саксаганская свита (до 1300 м), в составе которой широко развиты железистые микрокварциты и джеспилиты, а также богатые железные руды, переслаивающиеся со сланцами различного состава. Гданцевская свита (1600 м) более сложная и пестрая по составу; в ее нижней части наряду с кварц-серицитовыми и хлоритовыми сланцами, кварц-карбонатными породами и метапесчаниками довольно широко развиты железистые кварциты и богатые железные руды; верхняя часть свиты сложена в основном доломитовыми мраморами, кварц-карбонатными породами и кварц-графитовыми сланцами. В составе венчающей разрез криворожской серии глееватской свиты (3500 м) преобладают метаконгломераты, метапесчаники и биотитовые сланцы. Время седиментации криворожской серии по комплексу геологических и изотопно-геохимических данных оценивается в 2400—2200 млн. лет, а время ее метаморфизма — 2000-1900 млн. лет.

Тетеревская серия развита исключительно в пределах Северо-Западного района, слагая здесь совместно с клесовской серией второй структурный этаж. Эти две серии подобно ингуло-ингулецкой, совместно с прорывающими и замещающими их интрузиями занимают большую часть территории района, за исключением сравнительно небольших площадей, где они перекрыты верхнепротерозойскими образованиями. Нижний структурный этаж в Северо-Западном районе вскрывается очень редко.

Тетеревская серия расчленяется на три свиты. Самая нижняя виленская свита (до 2000 м) сложена гнейсами и сланцами биотитовыми и двуслюдяными, местами с гранатом, силлиманитом, амфиболовыми гнейсами и кальцифирами в верхней части разреза. Последние резко преобладают в составе вышележащей кочеровской свиты (до 6000 м); кроме них в разрезе присутствуют диопсидовые и амфибол-диопсидовые гнейсы, а в верхах разреза — кварциты и метапесчаники. Венчающая разрез тетеревской серии гордская свита по составу и мощности тождественна виленской.

Супракрустальные породы тетеревской серии прорываются и замещаются гранитоидами житомирского, бучинского и быстреевского комплексов. Все они, особенно два последних, образуют довольно четко обособленные массивы; массивы житомирских гранитов

обычно окружаются зонами мигматитов. В целом же степень мигматизации тетеревской серии сравнительно невысокая и здесь наблюдаются обширные поля слабо мигматизированных или совсем немигматизированных гнейсов и сланцев.

Возраст тетеревской серии определяется залеганием на архейской днестровско-бугской серии и прорыванием ее гранитами житомирского комплекса, время образования которых 1900 млн. лет.

Клесовская серия выделена и развита только в Северо-Западном районе, в пределах Осницкого и Новоград-Волынского блоков. Эта серия, являющаяся возрастным аналогом тетеревской серии, представлена преимущественно вулканогенными породами (лептитам и лептитовыми гнейсами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами), которые совместно с внедренными в них основными интрузиями наблюдаются в виде останцов (ксенолитов) среди гранитоидов осницкого комплекса. Клесовская серия включает также новоград-волынскую толщу мощностью до 1500 м, в которой наряду с вулканогенными породами, характерными для собственно клесовской серии, широко развиты биотитовые и двуслюдяные гнейсы, а также туфогенные образования. По составу она является одновременно переходной от существенно вулканогенной клесовской к терригенно-хемогенной тетеревской серии: формировались они, скорее всего, в разных структурно-фациальных зонах.

К пугачевской серии относится довольно однообразная толща песчаников и сланцев, наблюдающихся в виде крупных останцов и ксенолитов среди интрузивных пород Коростенского плутона, а также со значительной долей условности, толща преимущественно осадочных пород, выполняющая Белоковоричскую грабен-синклинали. Последняя расчленяется на две свиты: более древнюю белоковоричскую и озерянскую. Белоковоричская свита (400 м) сложена преимущественно серыми и бурыми песчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов, а также маломощными телами диабазов. В составе озерянской свиты (200 м) преобладают серицит-кварцевые сланцы, аргиллиты и алевролиты с редкими пластовыми телами песчаников и покровами диабазов.

Гуляйпольская и осипенковская свиты выделяются в Приазовском районе, где они представляют верхний структурный этаж, будучи приуроченными к наложенным трогоподобным структурам, сформированным в конце раннего протерозоя. В настоящее время известно пять таких структур: Гуляйпольская, Сорокинская, Куйбышевская, Федоровская и Риздвянско-Успеновская. Первая, выполненная отложениями гуляйпольской свиты, представляет собой овальную синклиналичную форму, остальные четыре, сложенные породами осипенковской свиты, являются узкими, сильно удлинненными приразломными моноклиналями (?).

Гуляйпольская свита, мощность которой превышает 1500 м, расчленяется на три подсвиты. В составе нижней (до 250 м) преобладают высокоглиноземистые сланцы, кварциты и кварцито-сланцы. Средняя (до 450 м) представлена главным образом железистыми кварцитами с подчиненными сланцевыми прослоями. Наиболее мощная верхняя подсвита (до 1000 м) сложена преимущественно сланцами и метапесчаниками. Осипенковская свита сложена в основном биотитовыми, гранат- и амфибол-биотитовыми сланцами, нередко ставролит- и турмалинсодержащими, с подчиненными прослоями кальцифиров, кварцитов, метагравелитов и метаконгломератов; мощность осипенковской свиты достигает 2000 м.

Время формирования гуляйпольской и осипенковской свит оценивается в 2000–1800 млн. лет. С одной стороны, оно совпадает со временем образования гранитоидных комплексов, приуроченных к этапу раннепротерозойской стабилизации Приазовского блока. С другой стороны, они синхронны черниговскому комплексу карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород, который безусловно моложе основной массы гранитоидов, хотя общее время его формирования довольно длительное и частично совпадает со временем формирования гранитоидов (2000–1850 млн. лет). Примерно к этому же времени приурочено образование субплатформенного восточноприазовского комплекса.

## 2.4. Верхний протерозой

Верхнепротерозойские образования достоверно известны на УЩ лишь в Северо-Западном районе, где они представлены овручской серией очень слабо дислоцированных и почти неметаморфизованных осадочных пород и вулканитов. Этими породами выполнены Овручская и Вильчанская грабен-синклинали, вытянутые в виде пологой дуги субширотного

направления в зоне северного обрамления Коростенского плутона. Общая длина этих структур, переходящих одна в другую, около 110 км при ширине от 5 до 30 км.

В соответствии со стратиграфической схемой УРМСК [46], овручская серия расчленяется на две свиты: нижнюю — збраньковскую и верхнюю — толкачевскую. Збраньковская свита (550 м) сложена кварцевыми диабазами и трахиандезитовыми порфиритами с очень редкими прослоями кварцевых и полимиктовых песчаников, а также филлитовых сланцев. В толкачевской свите (больше 900 м) развиты преимущественно кварцитовидные песчаники с подчиненными прослоями пиротиллитовых сланцев; в песчаниках встречаются обломки вулканитов збраньковской свиты.

Многие геологи склонны включать в состав овручской серии вулканогенно-осадочную толщу пород, выполняющую Белокоровичскую грабен-синклиналь и отнесенную в схеме УРМСК к нижнепротерозойской путачевской серии. При этом нижняя (белокоровичская) свита коррелируется со збраньковской, а озерянская относится к верхам разреза [214]. На основании палеонтологических находок высказывается мнение о принадлежности последней к палеозою. У авторов настоящей монографии по этому вопросу нет единого мнения. Н.П.Щербак и А.С.Дранник не находят достаточных оснований для пересмотра стратиграфического положения и расчленения этой серии, принятых УРМСК в 1978 г. [46]. Прорывание белокоровичской и озерянской свит гранитами, похожими на коростенские, свидетельствует в пользу их докоростенского, т.е. раннепротерозойского, возраста. Это подтверждается данными рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов. Однако ряд других фактов, в частности присутствие в породах белокоровичской свиты обломочного циркона, характерного для гранитов коростенского комплекса (данные И.П.Буковича), результаты формационного анализа [214], а также палеонтологические находки, свидетельствуют о значительно более молодом возрасте если не всей, то по крайней мере верхней части разреза Белокоровичской структуры.

Возрастные соотношения овручской серии в принятом здесь объеме определяются залеганием збраньковской свиты на размытой поверхности гранитоидов коростенского комплекса и содержанием обломков коростенских пород среди терригенных образований обеих свит овручской серии. Верхняя возрастная граница определяется проявлением в них динамических и метасоматических процессов в связи с формированием Суцано-Пержанской тектонической зоны. Позднепротерозойский возраст овручской серии подтверждается и данными изотопного возраста, определенного калий-аргоновым и изохронным рубидий-стронциевым методами по слюдястым кварцитам и филлитам (1500—1460 млн. лет), кварцито-песчаникам (1370 млн. лет) и пиротиллитовым сланцам (1560 млн. лет).

К верхнему протерозою на УЩ относятся также граниты и метасоматиты пержанского комплекса в Северо-Западном районе, граниты каменномогильского комплекса в Приазовье и повсеместно развитые дайковые образования, представленные диабазами, габбро-диабазами, кварцевыми порфирами и др.

К архею на УЩ относятся супракрустальные метаморфические толщи и прорывающие их интрузивные образования, возраст которых по изотопно-геохимическим данным древнее 2600 млн. лет. Архейские породы выходят на поверхность в наиболее глубоко эродированных блоках кристаллического фундамента. Раньше считалось, что эти породы отличаются более глубоким метаморфизмом и интенсивной гранитизацией. Оказалось, однако, что среди архейских образований обычными являются породы амфиболитовой, а иногда и зеленосланцевой фации, практически не затронутые гранитизацией. В то же время в протерозое нередко встречаются гранулиты; что же касается гранитизации, то именно в протерозое она проявилась наиболее интенсивно с максимальным развитием по площади.

Безусловно, важным критерием для определения возраста супракрустальных образований является их формационный состав. Для архейских образований по сравнению с протерозойскими характерно меньшее разнообразие литологических фаций, обусловленное менее интенсивно проявленной осадочной дифференциацией. В архее шире представлены вулканиты, особенно основного состава.

По площади архейские образования занимают примерно 40 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет около трети всего УЩ. Почти исключительно архейскими образованиями (аульская и конкско-верховцевская серии, прорывающие их интрузии основных и ультраосновных пород, а также гранитоиды днепропетровского, сурского, мокромосковского и токовского комплексов) сложен Среднеприднепровский район. Меньше половины площади занимают архейские породы в Днестровско-Бугском (днестровско-бугская серия с основными и ультраосновными интрузиями и гранитоидами гайворонского комплекса), Росинско-Тикичском (росинско-тикичская серия с основными и ультраосновными интрузиями и гранитоидами звенигородского комплекса) и Приазовском (западноприазовская серия с основными и ультраосновными интрузиями и гранитоидами токмакского и шевченковского комплексов) районах. В свое время эти районы были также полностью сложены архейскими образованиями, которые позже, в наложенных синклинорных структурах перекрывались протерозойскими супракрустальными толщами, а в антиклинориях подвергались протерозойской гранитизации и местами полностью ремобилизованы с частичным или полным переплавлением.

В архее УЩ можно выделить три типа разрезов вулканогенно-осадочных формаций. Первый, представленный днестровско-бугской и западноприазовской сериями, характеризуется существенно вулканогенным составом нижней части с постепенным переходом к вулканогенно-осадочным и хемогенно-терригенным образованиям в верхней части разреза. Интенсивно метаморфизованные (гранулитовая фация) породы этих серий развиты на больших площадях. Второй тип разреза (аульская и росинско-тикичская серии) характеризуется менее интенсивной дифференциацией, с преобладанием вулканогенных образований и среднетемпературным метаморфизмом (преимущественно амфиболитовая фация). Для третьего типа (конкско-верховцевская серия), представляющего архейские зеленокаменные формации, характерны локальное развитие в пределах наложенных структур неправильной формы, очень пестрый, невыдержанный состав с преимущественной приуроченностью основных вулканитов к низам разреза, а также низкая степень метаморфизма.

#### 3.1. Аульская серия

Аульская серия объединяет широко развитые в Среднем Приднепровье сильно гранитизированные и мигматизированные гнейсы, амфиболиты и основные кристаллосланцы, приуроченные к антиформным структурам (куполам или валам): Саксаганской, Пятихатской, Демуриной, Камышевахской, Криничанской, Запорожской, Днепропетровской, Новоалександровской. Эта супракрустальная толща совместно с замещающими ее гранитоидами образует фундамент для конкско-верховцевской серии, приуроченной к наложенным синклинальным структурам (рис. 2).

Аульская серия впервые выделена в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения по предложению Н.П.Семененко в стратиграфической схеме докембрия УЩ, принятой УРМСК в 1970 г. Впоследствии имеющиеся данные были признаны недостаточными для выделения самостоятельной серии и кристаллосланцево-гнейсовая толща

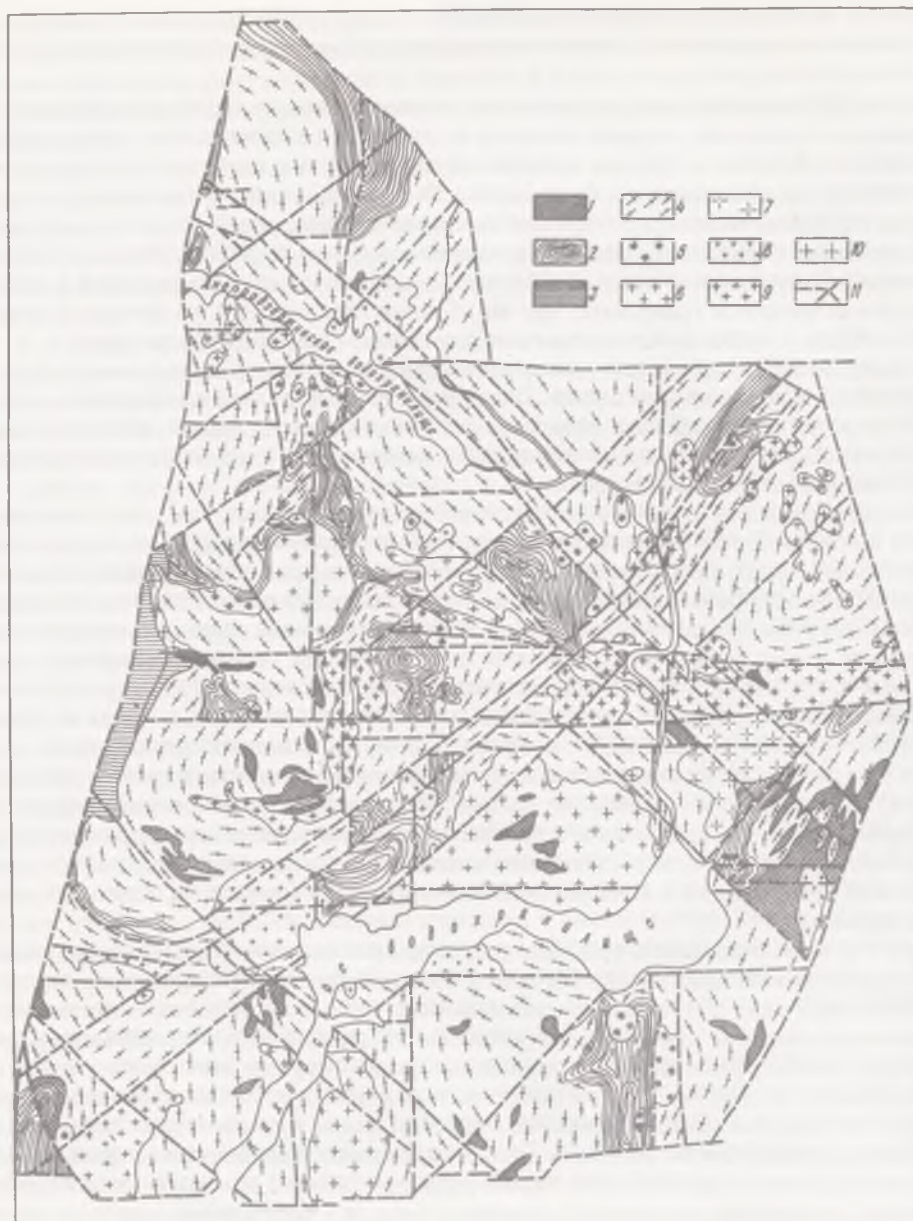


Рис. 2. Геологическое строение Среднеприднепровского района.

Серии: 1 — аульская; 2 — конкско-верховцевская; 3 — криворожская; гранитоидные комплексы: 4 — днепропетровский с реликтами аульской серии; 5 — сурский; 6 — де-муринский; 7 — мокромосковский; 8 — токовский; 9 — граниты аплит-пегматоидные; 10 — саксаганский; 11 — линии разломов

Среднего Приднепровья была переведена в ранг свиты конкско-верховцевской серии. Однако новые материалы подтвердили особую роль этих образований в геологической истории региона, и в 1982 г. рассматриваемая толща вновь была переведена в схему, утвержденной УРМСК, в ранг серии.

Естественно, что гнейсовая толща в Среднем Приднепровье была известна и ранее. Еще в схемах В.И.Лучицкого [108, 109] днепровский гнейсовый комплекс относился к древнейшим образованиям УЩ (древнее тетерево-бугской серии). Н.П.Семененко [150] в 1948 г. изучал разрез гнейсовых образований в районе с. Аулы (рядом с г. Днепродзержинск) и обнаружил сложную складчатость, столь характерную для образований аульской серии. Он впервые в нашей стране ввел понятие о наложенной складчатости.

В конце 1960-х — начале 1970-х гг. В.И.Орса [128] расчленил гнейсово-мigmatитовый

комплекс Среднего Приднепровья на две толщи, различающиеся по составу и стратиграфическому положению: более древнюю днепропетровскую, сложенную в основном роговообманковыми мигматитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами с многочисленными останцами амфиболитов; более молодую вольнянскую, представленную преимущественно серыми биотит-плагноклазовыми гнейсами и гранито-гнейсами, переходящими в розовые мигматиты и граниты.

В 1970-е гг. разрез аульской серии в районе рек Базавлук, Базавлукчк изучали сотрудники Львовского университета А.А.Снворонов, А.М.Лысак и др. [113, 114]. Они расчленили этот разрез на три толщи: нижнюю гнейсово-кристаллосланцевую (мощность более 1500 м); среднюю кристаллосланцево-амфиболитовую (1500—1600 м); верхнюю амфиболитовую (более 1400 м). Нижняя сложена главным образом биотит-роговообманковыми плагногнейсами и кварцито-гнейсами, которые переходят в биотит-роговообманко-плагноклазовые кристаллические сланцы. Встречаются прослои амфиболитов, суммарное количество которых по разрезу не превышает 13 %. В составе средней толщи роль амфиболитов заметно возрастает (до 38 %), а гнейсы занимают уже подчиненное положение. Верхняя толща почти целиком состоит из амфиболитов с редкими маломощными (до 10 см) прослоями роговообманковых, часто гранатсодержащих гнейсов. Устанавливается ритмичное строение всех трех толщ, что наряду с особенностями химического состава свидетельствует в пользу осадочного происхождения большинства пород, слагающих эти толщи.

Позже эти исследователи остановились на двучленном делении аульской серии [103]: гнейсово-кристаллосланцевую формацию выделили под названием петровской свиты, а кристаллосланцево-амфиболитовую — под названием славянской свиты. Такое стратиграфическое расчленение представляется нам недостаточно обоснованным. На всех других участках развития аульской серии эти свиты не выделяются.

Многочисленные данные о вещественном составе и структурном положении образований аульской серии на различных участках Среднего Приднепровья получены в процессе геологической съемки и глубинного картирования, произведенного за последние 15 лет (А.А.Зайцев, Б.З.Берзенин, В.Ф.Киктенко, В.Н.Киньшаков, Ю.В.Коваленко и др.). Ряд данных имеется в публикациях сотрудников ИГФМ АН УССР В.И.Орсы, В.Л.Бойко и др.

Наиболее характерными для аульской серии являются следующие разновидности пород: основные кристаллосланцы (пироксеновые, амфибол-пироксеновые), амфиболиты и гнейсы (биотитовые, биотит-роговообманковые, реже гранат-биотитовые); спорадически встречаются кальцифиты, магнетит-амфиболовые кварциты, карбонатсодержащие эпидот-роговообманковые гнейсы, диопсидиты. Эти породы залегают в виде различных по размеру пластообразных и линзовидных тел среди обширных полей гранитоидов и лишь на отдельных, весьма редких участках можно наблюдать фрагменты послойного разреза серии.

В составе аульской серии предлагается выделить две свиты: славгородскую (более древнюю) и базавлукчкскую. Славгородская свита сложена главным образом основными кристаллосланцами (гиперстен-диопсид-плагноклазовыми, диопсид-плагноклазовыми, пироксен-амфиболовыми, амфиболовыми) и амфиболитами; изредка встречаются магнетитовые кварциты. Распространены они преимущественно к юго-востоку от долины р. Нижняя Терса до широт пгт Славгород, в пределах Славгородского тектонического блока [11, 12]. К этой же свите относятся также амфиболиты, спорадически встречающиеся в обнажениях долины р. Днепр и его притоков, часто пироксенсодержащие (с диопсидом, реже гиперстеном). В районе с. Звонецкое они слагают крылья антиклинали (размах крыльев до 6 км), которой соответствует эллипсовидная магнитная аномалия. Пироксеновые амфиболиты отмечены Н.В.Кушиновым [96] северо-западнее Белозерской структуры. К славгородской свите следует также, очевидно, отнести кальцифиты с форстеритом, встреченные в виде линзовидных тел в плагногранитах Таромского карьера вблизи г. Днепропетровск [208]. В этом же карьере отмечены останцы диопсидитов. Мощность свиты оценивается ориентировочно в 2 км.

Базавлукчкская свита представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, амфиболитами и редко встречающимися малорудными кварцитами. Переход между славгородской и базавлукчкскими свитами постепенный, граница между ними проводится по исчезновению в разрезе основных кристаллосланцев. Верхняя граница базавлукчкской свиты наиболее четко установлена в западном борту Чертомлыкского синклинория на р. Базавлук и на юго-востоке Конкского синклинория, где контактовая

зона изучена с помощью структурных скважин по Веселянскому профилю. В первом случае биотитовые гнейсы базавлукеской свиты без видимого несогласия сменяются амфиболитами конкской свиты; во втором на контакте В.Ф.Киктенко обнаружил породу серицит-кварц-полевошпатового состава, трактуемую им как древняя метаморфизованная кора выветривания.

Базавлукеская свита развита в виде различных по размеру, обычно небольших (десятки сантиметров — первые метры) останцов среди гранитоидов практически во всех антиформных структурах, разделяющих синклиории, сложенные породами конкско-верховцевской серии. Наиболее представительный разрез ее наблюдается на р. Базавлук северо-западнее Чертомлыкской структуры. Мощность базавлукеской свиты оценивается в 2,8 км.

В породах аульской серии установлено шесть этапов деформаций, причем четвертая деформация совпадает с первой для конкско-верховцевской серии. Это самая сильная деформация, обусловившая хорошо картируемый плоскостной элемент, совпадающий по ориентировке со сланцеватостью в конкских породах и гнейсовидностью в аульских, который преимущественно и измеряется в обнажениях и керне скважин при геологосъемочных работах. На этом совпадении основано и мнение о якобы согласном залегании пород конкской свиты на аульских образованиях, так как именно в контактовой зоне мы наблюдаем согласную ориентировку этих структурных элементов. При удалении от контактов к центральным частям антиформ появляются элементы сложной многоэтапно наложенной складчатости. Необходимо отметить, что эта складчатость и интенсивно проявленные процессы ультраметаморфизма не позволяют в настоящее время точно определить мощность аульских образований.

Более древний возраст аульской серии по сравнению с конкско-верховцевской определяется их структурным положением, характером метаморфизма и данными радиометрических исследований. Первая приурочена к антиклинорным, а вторая — к синклинорным структурам. Породы конкско-верховцевской серии метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а аульские — в условиях гранулитовой и амфиболитовой, причем парагенезисы амфиболитовой фации в Славгородском блоке выступают как диафориты по отношению к парагенезисам гранулитовой фации. Большинство определений изотопного возраста пород аульской и конкско-верховцевской серий близки (~ 3 млрд. лет), что связано, очевидно, с омоложением первых. Однако имеются данные, свидетельствующие о более древнем возрасте аульской серии. Так, возраст циркона из дайки гранит-порфиров Рыбальского карьера, секущих плагиограниты с останцами аульских амфиболитов, 3,2 млрд лет (данные В.Л.Бойко). Несколько определений калий-аргоновым методом по амфиболу дают значения в 3,3 млрд. лет [78].

В последние годы на границе Среднеприднепровского и Приазовского районов выявлена толща гнейсов и кварцитов, перемежающихся с пластовыми интрузиями основного и ультраосновного состава и прорванных плагиогранитами и тоналитами возрастом 3650 млн. лет; еще более древний возраст (до 3700 млн. лет) установлен уран-свинцовым изохронным методом по циркону из пироксенитов этой толщи.

### 3.1.1. СЛАВГОРОДСКАЯ СВИТА

Послойный разрез славгородской свиты пока отсутствует. Наиболее полная информация о составе слагающих ее пород получена по профилю картировочных скважин на восточном крыле Новоалександровской структуры. Около десятка скважин, среднее расстояние между которыми составляет 500 м, вскрывают здесь теньевые биотит-амфиболовые мигматиты, близкие по составу кварцевым диоритам, с останцами супракрустальных пород. Останцы эти, мощность которых не превышает нескольких метров, сложены преимущественно диопсид-плагиоклазовыми, гиперстен-диопсид-плагиоклазовыми, двупироксен-амфибол-плагиоклазовыми, часто с биотитом, кристаллическими сланцами, амфиболитами и биотит-амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами с редкими прослоями биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и магнетит-куммингтонитовых кварцитов. Последние приурочены к верхней части разреза славгородской свиты. Эта же часть разреза насыщена многочисленными телами ультрабазитов.

Петрохимические и геохимические данные свидетельствуют о том, что подавляющее большинство пород славгородской свиты представляют собой метаморфизованные вулканиты (преимущественно толеитовые базальты).

### 3.1.2. БАЗАВЛУЧЕКСКАЯ СВИТА

Наиболее полный разрез базавлучекской свиты наблюдается в районе рек Базавлучек, Базавлук. К сожалению, здесь отсутствуют самые нижние слои свиты, развитые в Славгородском районе, где толща основных кристаллосланцев славгородской свиты без видимого структурного несогласия сменяется гнейсово-кристаллосланцевой толщей базавлучекской свиты. Вероятно, между отложением свит был значительный стратиграфический перерыв, так как верхи разреза славгородской свиты весьма насыщены телами интрузивных пород (габбро и ультрабазитов), что свидетельствует о смене тектонического режима перед накоплением осадочно-вулканогенных пород базавлучекской свиты.

Контакт с вышележащей конкской свитой конкско-верховцевской серии вскрыт многочисленными скважинами. Проводится он по последнему горизонту биотитовых гнейсов, на которых без видимого несогласия залегают амфиболиты и основные сланцы конкской свиты. Совпадение сланцеватости и гнейсовидности этих двух контактирующих толщ не свидетельствует об их согласном залегании, а является следствием образования плоскостных текстур при последней крупной деформации, захватившей, естественно, как породы конкской свиты, так и прилегающие части аульской серии. Удаляясь от контакта к низам разреза аульской серии, мы наблюдаем уже совершенно другой структурный план. Опорный разрез находится на восточном крыле Саксаганской антиформы (рис. 3), в ядре крупной антиклинальной структуры, получившей название Петровской. От ядра антиклинали до Чертомлыкского синклинория, сложенного породами конкско-верховцевской серии, на протяжении 17,5 км наблюдаются выходы пород базавлучекской свиты. Антиклиналь осложнена складками различных порядков, анализ строения которых позволил составить почти полный послойный разрез базавлучекской свиты. Конечно, сложная многоступенчатая складчатость не позволяет с абсолютной точностью восстановить полный разрез свиты, но нам кажется, что, найдя ассоциацию маркирующих слоев (гранатовый амфиболит — малорудный кварцит), нам удалось приблизиться к наиболее объективному построению разреза.

Опорный разрез базавлучекской свиты от ядра Петровской антиклинали до ядра синклинальной структуры, в которой начинается, по нашему мнению, повторение разреза, протягивается на 3,5 км (снизу вверх):

1. Гранит серый аплит-пегматоидный, с останцами амфиболитов и биотитовых гнейсов — 245 м.
2. Гнейс роговообманковый, послойно мигматизированный аплит-пегматоидным плагиогранитом; встречаются реликты амфиболита — 150 м.
3. Гранит аплит-пегматоидный, с теньевыми реликтами гнейсов и амфиболитов — 60 м.
4. Переслаивание гнейсов биотитовых и биотит-роговообманковых, мигматизированных — 40 м.
5. Гнейс роговообманковый — 5 м.
6. Переслаивание гнейсов биотитовых и биотит-роговообманковых — 50 м.
7. Гнейс роговообманковый — 5 м.
8. Переслаивание гнейсов биотитовых и биотит-роговообманковых, мигматизированных — 90 м.
9. Гнейс роговообманковый — 10 м.
10. Гнейс роговообманковый, мигматизированный с маломощными прослоями гнейса биотитового — 40 м.
11. Плагиогранит с теньевыми реликтами гнейсов — 40 м.
12. Гнейс биотитовый, мигматизированный — 25 м.
13. Гнейс роговообманковый, мигматизированный — 15 м.
14. Гнейс биотитовый, мигматизированный — 15 м.
15. Плагиогранит пегматоидный, с теньевыми реликтами гнейсов — 25 м.
16. Переслаивание гнейсов биотитовых и роговообманковых — 20 м.
17. Кварцит магнетит-гранат-роговообманковый — 5 м.
18. Переслаивание амфиболитов и биотитовых гнейсов — 15 м.
19. Гнейс биотитовый — 15 м.
20. Гранит аплит-пегматоидный, с теньевыми реликтами гнейсов — 45 м.
21. Тонкое переслаивание гнейсов биотитовых и роговообманковых — 20 м.
22. Плагиогранит аплит-пегматоидный, с теньевыми реликтами гнейсов — 72 м.
23. Переслаивание амфиболитов и гнейсов роговообманковых, мигматизированных — 80 м.
24. Переслаивание гнейсов биотитовых и роговообманковых, мигматизированных — 23 м.
25. Плагиогранит аплит-пегматоидный, с теньевыми реликтами гнейсов и амфиболитов — 70 м.
26. Переслаивание амфиболитов и биотитовых гнейсов, мигматизированных — 85 м.



Рис. 3. Разрез базавлукеской свиты, вскрытый долиной р. Базавлук. Породы: 1 — кварцит гранат-роговообманковый и магнетит-гранат-роговообманковый; 2 — гнейс биотитовый; 3 — гнейс роговообманковый; 4 — амфиболит; 5 — амфиболит с гранатом; 6 — амфиболит конкской свиты (в Шолоховской синклинали); 7 — сланцы хлорит-тремолитовые, хлорит-актинолитовые и актинолитовые; 8 — плагиогранит и плагиомигматит днепропетровского комплекса; 9 — плагиогранит аплит-пегматоидный днепропетровского комплекса; 10 — гранит биотитовый порфировидный токовского комплекса; 11 — разломы

27. Амфиболит крупнозернистый, меланократовый — 8 м.
  28. Гнейс роговообманковый, мелкозернистый, эпидотизированный — 17 м.
  29. Переслаивание амфиболитов и гнейсов роговообманковых — 15 м.
  30. Гнейсы роговообманковые и биотит-роговообманковые, мигматизированные — 43 м.
  31. Переслаивание гнейсов биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-роговообманковых — 32 м.
  32. Плагиогранит пегматоидный с реликтами гнейсов и амфиболитов — 25 м.
  33. Амфиболит крупнозернистый, массивный, с редкими порфиро-бластами плагиоклаза — 75 м.
  34. Гнейс роговообманковый, мигматизированный — 10 м.
  35. Плагиогранит аплитоидный — 8 м.
  36. Гнейс биотитовый — 12 м.
  37. Амфиболит мигматизированный — 8 м.
  38. Гнейс биотит-роговообманковый — 45 м.
  39. Амфиболит среднезернистый, мигматизированный, в основании горизонта с гранатом — 42 м.
  40. Гнейс биотитовый — 5 м.
  41. Амфиболит среднезернистый — 12 м.
  42. Гнейс роговообманковый — 23 м.
  43. Плагиогранит пегматоидный — 20 м.
  44. Переслаивание амфиболитов и гнейсов роговообманковых — 30 м.
  45. Переслаивание амфиболитов и гнейсов биотитовых — 25 м.
  46. Плагиогранит пегматоидный, с реликтами биотитовых гнейсов — 45 м.
  47. Гнейс биотитовый — 5 м.
  48. Плагиогранит пегматоидный с реликтами гнейсов — 25 м.
- Суммарная мощность этой части разреза — 1750 м. Далее разрез базавлукеской свиты наращивается в северном крыле Шолоховской синклинали:
49. Плагиограниты биотитовые и биотит-роговообманковые с останцами амфиболитов — 255 м.
  50. Амфиболит среднезернистый — 20 м.
  51. Плагиомигматит — 18 м.
  52. Амфиболит среднезернистый — 22 м.
  53. Плагиомигматит — 15 м.
  54. Гнейс биотит-роговообманковый — 5 м.
  55. Плагиомигматит — 15 м.
  56. Амфиболит среднезернистый — 20 м.
  57. Плагиомигматит с останцами амфиболитов — 55 м.
  58. Гнейс биотит-роговообманковый — 5 м.
  59. Плагиомигматит биотитовый и биотит-роговообманковый — 10 м.
  60. Амфиболит среднезернистый — 30 м.
  61. Сланец хлорит-тремолитовый — 5 м.
  62. Гнейс роговообманковый — 19 м.
  63. Амфиболит — 16 м.
  64. Плагиомигматит роговообманковый — 15 м.
  65. Амфиболит среднезернистый — 20 м.
  66. Плагиомигматит биотитовый и биотит-роговообманковый — 15 м.
  67. Амфиболит — 15 м.
  68. Гнейс роговообманковый — 15 м.
  69. Амфиболит — 17 м.
  70. Сланец хлорит-тремолитовый — 8 м.
  71. Амфиболит среднезернистый — 40 м.
  72. Тремолитит — 32 м.
  73. Амфиболит — 43 м.

74. Плаггиомигматит биотитовый и биотит-роговообманковый — 40 м.
75. Амфиболит — 30 м.
76. Плаггиомигматит биотитовый и биотит-роговообманковый с останцами амфиболитов — 27 м.
77. Амфиболит — 5 м.
78. Плаггиомигматит биотитовый и биотит-роговообманковый с останцами амфиболитов — 43 м.
79. Амфиболит среднезернистый, пятнистый — 35 м.
80. Переслаивание амфиболитов и роговообманковых гнейсов с редкими зернами граната — 50 м.
81. Плаггиомигматит роговообманковый — 20 м.
82. Амфиболит среднезернистый, пятнистый, мигматизированный, с прослойками биотитовых гнейсов — 70 м.

Общая мощность базавлукеской свиты — 2800 м. В целом для свиты характерно ритмичное строение; ритмы двухкомпонентные (гнейс — амфиболит), реже трехкомпонентные (кварцит — гнейс биотитовый — амфиболит). Общей тенденцией является повышение роли амфиболитов от подошвы к кровле свиты.

Амфиболиты базавлукеской свиты представлены как первично-осадочными, так и магматическими разностями, причем осадочные породы тяготеют к низам свиты. Гнейсы и кварциты, судя по их химическому составу и содержанию элементов-примесей, являются вероятнее всего, парапородами.

### 3.2. Конкско-верховцевская серия

К конкско-верховцевской серии относятся сравнительно слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования, подобные древнейшим зеленокаменным толщам других щитов. На УЩ они развиты только в пределах Среднеприднепровского района, где ими сложен ряд синклинирных структур: Конкская, Белозерская, Чертомлыкская, Верховцевская, Сурская, Томаковская и Дерезоватская.

Зеленокаменные породы Среднего Приднепровья известны с дореволюционных времен [89]. Исследователи, работавшие в этом районе в первые послереволюционные годы, в общем правильно определили их положение в разрезе. Так, в стратиграфической схеме А.В.Фааса и Э.Н.Фукса зеленокаменные породы с "большим несогласием" перекрывали древние гнейсы; то же самое показано в схеме Ю.Г.Гершойга 1933—1935 гг.

Впервые название "конкско-верховцевская серия" предложил В.Н.Гладкий, проводивший здесь в 1952-1954 гг. геологическую съемку м-ба 1:200000 [30]. Гнейсы Среднего Приднепровья им были в то время отнесены к древнейшей тетерево-бугской серии. Конкско-верховцевскую серию выделяла и А.Н.Козловская при составлении геолого-петрографической карты Украинского кристаллического массива м-ба 1:500000 (1959 г.).

Несколько десятилетий в Среднем Приднепровье работает большой коллектив исследователей под руководством Н.П.Семененко (В.Л.Бойко, И.Н.Бордунов, В.Д.Ладиева, А.А.Макухина, О.М.Струева, В.А.Стульчиков). На протяжении 1950—70-х гг. ими опубликованы многочисленные статьи и монографии, в которых изложены данные о стратиграфии, вещественном составе, метаморфизме и металлоносности зеленокаменных образований Среднего Приднепровья [25, 27, 59, 117 и др.]. Для отдельных синклинирных структур они предложили свои местные стратиграфические схемы, в которых выделялись серии нижняя и верхняя базавлукские, нижняя верховцевская (грановская) и верхняя верховцевская (тепловская), нижняя и верхняя белозерские, нижняя и верхняя конкские (табл. 2).

В сводной схеме докембрия Украинского щита, составленной Н.П.Семененко [154], были выделены разновозрастные серии конкская, белозерская, базавлукская и верховцевская, причем первые две отнесены к докембрию  $I_1$ , а последующие — к докембрию  $II_1$ . Их разделяют два этапа орогенеза и гранитообразования: конкский (3100 млн. лет) и аульский (2700 млн. лет). Несколько позже [156] конкская и белозерская серии были объединены в единую белозерскую, а базавлукская и верховцевская — в верховцевскую. Предполагалось, что архейские осадочно-вулканогенные формации в этом районе приурочены к Конкско-Белозерскому и Базавлукскому поясам, время формирования которых относилось к разным эпохам, но, по последним данным, — практически совпадает. Таким образом, все перечисленные выше стратиграфические подразделения не соответствуют рангу серий, а представляют лишь фациальные разновидности, в некоторых случаях свиты и подсвиты единой конкско-верховцевской серии.

Большую работу по унификации стратиграфической схемы докембрия Среднего Приднепровья проделали М.Н.Доброхотов [42, 43, 44] и Г.Ф.Гузенко [37, 38]. Представлен-

Т а б л и ц а 2. Сопоставление разрезов

| Схема УРМСК (1983)    |             |           | Сводный разрез [37]                                                                                                                                                                                              | Верховцевский                                                                            |         |           |
|-----------------------|-------------|-----------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|---------|-----------|
| Серия                 | Свита       | Под-свита | Породы (мощность)                                                                                                                                                                                                | Серия                                                                                    | Свита   | Под-свита |
| Конкско-верховцевская | Тепловская  |           | Зеленые сланцы, амфиболиты, апоспилиты, апопорфиры андезитовые и диабазовые, апокератофиры (300-1000 м)                                                                                                          | Верхняя верховцевская<br>Верховцево-тепловская<br>Верхняя базальтукская<br>Верховцевская | Верхняя | Верхняя   |
|                       | Белозерская | Верхняя   | Кварциты магнетитовые, карбонат-магнетитовые, магнетит-карбонатные и др.; сланцы кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-биотитовые, с подчиненными пластинами зеленых сланцев и порфироидов (200-500 м)                  |                                                                                          | Верхняя | Нижняя    |
|                       |             | Нижняя    | Сланцы кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-биотитовые; метапесчаники кварцевые и аркозовые, иногда туфогенные с подчиненными пластинами зеленых сланцев, амфиболитов и порфироидов (около 2000 м) |                                                                                          | Средняя |           |
|                       | Конкская    |           |                                                                                                                                                                                                                  |                                                                                          | Нижняя  |           |
|                       |             | Верхняя   | Зеленые сланцы, апокератофиры, апоспилиты, метадиабазы, амфиболиты, апопорфиры андезитовые и диабазовые, актинолититы, редкие слои железисто-силикатных кварцитов (более 1000 м)                                 |                                                                                          | Верхняя |           |
|                       |             | Средняя   | Кварциты амфибол-магнетитовые, магнетит-амфибол-карбонатные и др.; сланцы плагиоклаз-биотит-кварцевые, кварц-магнетит-амфиболовые, слюдяные и др.; метадиабазы, амфиболиты, апоспилиты (500-700 м)               |                                                                                          | Средняя |           |
|                       |             | Нижняя    | Амфиболиты; метадиабазы, апоспилиты, зеленые сланцы, актинолититы, с мало-мощными пачками кварцитов магнетит-амфиболовых и сланцев (500-3000 м)                                                                  |                                                                                          | Нижняя  |           |

ная здесь схема расчленения конкско-верховцевской серии составлена ими по материалам геологосъемочных работ еще в начале 1970-х гг. и с тех пор существенно не менялась.

В 1970-80-е гг. в Среднеприднепровском районе проводила исследования группа львовских геологов под руководством Е.М.Лазько [102, 103, 154-156]. Они предложили принципиально новую схему стратиграфического расчленения докембрия этого района, основанную исключительно на формационном анализе. К верхнему архею эти исследователи относят только существенно вулканогенную часть разреза, выделяемую ими под названием конкской серии. Она расчленяется на три свиты: магдалиновскую (метадацит-андезит-толеитовая формация), западносурскую (коматит-толеитовая и джеспилит-толеитовая формации) и алферовскую (метаандезит-дацит-толеитовая и коматитовая формации). Верхнюю часть разреза (белозерская серия) они относят к нижнему протерозою, коррелируя его с криворожской серией. Кстати, этой точки зрения придерживаются и ряд других исследователей [6, 97, 98]. Однако такие стратиграфические построения игнорируют данные изотопного возраста и не согласуются с рядом геологических фактов. Мы придерживаемся мнения М.Н.Доброхотова и Г.Ф.Гузенко [38], предложивших расчленять конкско-верховцевскую серию на конкскую, белозерскую и тепловскую свиты.

конкско-верховцевской серии

| район [25, 170]                                                                                                                                                                       | Сурский район [170]                                             |                             |                                                                                                                                                                                           |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-----------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Породы (мощность)                                                                                                                                                                     | Серия                                                           | Свита                       | Породы (мощность)                                                                                                                                                                         |
| Зеленые сланцы, апоспилиты актинолитовые, актинолититы, сланцы карбонат-талыковые (290-380 м)                                                                                         | Верхняя верховцевская<br>Верхняя базальтукская<br>Верховцевская | Диабаз-порфит-кератофировая | Микропорфиры андезитовые и диабазовые, зеленые сланцы с подчиненными прослоями апокератофиров, сланцев кварц-альбит-серицитовых, тальковых тальк-хлоритовых и серпентинитов (2000-4000 м) |
| Роговики карбонатно-железистые и железисто-силикатные, филлитовидные; песчаники и сланцы биотит-хлорит-кварцевые, серицит-альбит-кварцевые и др.; сланцы очковые и порфироиды (560 м) |                                                                 | Спилит-кератофировая        | Апоспилиты и апокератофиры (1200-4800 м)                                                                                                                                                  |
| Сланцы кварц-серицитовые, кварц-альбит-хлорит-серицитовые и др.; песчаники филлитовидные, зеленые сланцы, апоспилиты, апокератофиры (720-1890 м)                                      |                                                                 | Туфо-железисто-кремнистая   | Метатуфопесчаники, железистые кварциты, сланцы зеленые и карбонат-талык-хлоритовые, серпентиниты (1500-2000 м)                                                                            |
| Тальк-карбонатные породы с участками серпентинитов, линзами филлитовидных сланцев и песчаников, апокератофиры кварцевые, сланцы альбит-кварц-хлоритовые (750-1170 м)                  |                                                                 | Верхняя                     | Серпентиниты, талько-магнезиты, актинолититы, амфиболиты; сланцы карбонат-талыковые, тальк-хлоритовые, хлорит-актинолитовые, амфиболовые; кварциты гранат-роговообманковые (до 2000 м)    |
| Апоспилиты, зеленые сланцы, туфы основного состава с мало-мощными прослоями кварцитов силикатно-железистых (820-1040 м)                                                               | Нижняя верховцевская<br>Нижняя базальтукская<br>Базальтукская   | Нижняя                      | Амфиболиты и апоспилиты с редкими прослоями сланцев серицит-альбитовых и железистых кварцитов (до 1000 м ?)                                                                               |
| Амфиболиты, апоспилиты, зеленые сланцы с пачками роговиков и сланцев железисто-силикатно-кремнистых (380-750 м)                                                                       |                                                                 |                             |                                                                                                                                                                                           |
| Аподиабазы, апоспилиты, зеленые сланцы (220-275 м)                                                                                                                                    |                                                                 |                             |                                                                                                                                                                                           |

В составе конкско-верховцевской серии преобладают метаморфизованные основные эффузивы, в меньшей степени развиты вулканы среднего и кислого состава. Представлены они амфиболитами, андезитовыми и диабазовыми апопорфиритами, апокератофитами, апокератофирами, актинолитовыми, хлоритовыми и другими сланцами. В верхней части разреза серии увеличивается количество метаморфизованных осадочных пород: сланцев различного состава, гранат-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, а также магнетит-куммингтонитовых и магнетит-хлоритовых кварцитов; местами они преобладают. Мощность серии составляет 5-8 км.

Конкско-верховцевская серия расчленяется на три свиты (снизу вверх): конкскую, белозерскую и тепловскую.

Конкская свита сложена преимущественно вулканогенными породами основного, в меньшей степени среднего и кислого состава. В средней части разреза отмечаются горизонты метаморфизованных железисто-кремнистых и глиноземистых пород первично-осадочного происхождения. Вулканогенный состав свиты и характер разреза сохраняются во всех синклиналих Среднего Приднпровья; меняются лишь количественные соотношения различных пород. Если в Конкской и Верховцевской структурах вул-

| Схема УРМСК (1983)    |             | Белозерский район [27, 170]        |                               |                                                                                                         |                                                                                                                                                                                                                                                                          | Конкский                        |                         |                               |
|-----------------------|-------------|------------------------------------|-------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|-------------------------|-------------------------------|
| Серия                 | Синта       | Серия                              | Синта                         | Под-синта                                                                                               | Породы (мощность)                                                                                                                                                                                                                                                        | Серия                           | Синта                   | Под-синта                     |
| Конкско-верховцевская | Белозерская | Белозерская<br>Верхняя белозерская | Железисто-кремнисто-сланцевая | Зелено-сланцево-метабазитовая                                                                           | Амфиболиты, аподиабазы, апокератофиры, апокератоспилиты, зеленые сланцы (200–250 м)                                                                                                                                                                                      | Белозерская<br>Верхняя конкская | Веселянско-журоптигская | Железисто-кремнисто-сланцевая |
|                       |             |                                    |                               | Верхняя роговиково-сланцевая                                                                            | Сланцы кварц-хлоритовые, кварц-магнетит-хлоритовые с пачками роговиков магнетит-силикатных и стилиномелановых, кварцевые кератофиры (20–150 м)                                                                                                                           |                                 |                         |                               |
|                       |             |                                    |                               | Железисто-кремнистая                                                                                    | Роговики рудные магнетитовые, рудные и малорудные хлорит- и биотит-магнетитовые, карбонат-хлорит-магнетитовые (200–300 м)                                                                                                                                                |                                 |                         |                               |
|                       |             |                                    |                               | Нижняя роговиково-сланцевая                                                                             | Роговики нерудные карбонат-хлоритовые, сланцы кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые с прослоями туфосланцев того же состава и кератофилов (80–150 м)                                                                                                                       |                                 |                         |                               |
|                       |             |                                    | Вулканогенно-сланцевая        | Туфопесчано-сланцевая                                                                                   | Сланцы кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварцевые кератофиры, кератоспилиты, туфопесчаники, метапесчаники (550–1000 м)                                                                                                                                       |                                 | Сланцевая               |                               |
|                       |             |                                    |                               | Туфопесчано-кератофировая                                                                               | Туфопесчаники, метапесчаники, туффы, кварцевые кератофиры, туфы, сланцы кварц-серицитовые (1000–3000 м и более)                                                                                                                                                          |                                 |                         |                               |
|                       | Конкская    | Конкская<br>Нижняя белозерская     | Зелено-сланцево-порфировая    | Железисто-кремнисто-метабазитовая                                                                       | Сланцы очковые альбит-кварц-хлорит-серицитовые, альбит-кварц-хлоритовые, метаморфизованные андезит-порфиры, спилит-порфиры, железистые роговики, эпидиабазы (1500–2000 м)                                                                                                | Конкская<br>Нижняя конкская     | Верхняя                 |                               |
|                       |             |                                    |                               |                                                                                                         | Роговики рудные магнетит-куммингтонит-биотит-кварцевые, магнетит-гранат-кварц-роговообманковые, малорудные и нерудные магнетит-хлорит-куммингтонит-кварцевые, магнетит-роговообманко-куммингтонитовые и др.; сланцы того же состава, амфиболиты и другие породы (2000 м) |                                 |                         |                               |
|                       |             |                                    | Метабазитовая                 | Амфиболиты, апоспилиты, амфиболиты биотитизированные, альбитизированные и хлоритизированные (300–500 м) |                                                                                                                                                                                                                                                                          |                                 |                         |                               |

| район [25, 170]                                                                                                                                                                            |                                                | Чертотмыкско-Соленовский район [27, 170] |                                                                                                                                |                                                                                               |                                                           |  |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|--|
| Породы (мощность)                                                                                                                                                                          | Серия                                          | Счита                                    | Подсви-та                                                                                                                      | Породы (мощность)                                                                             |                                                           |  |
| Роговики магнетит-тюрингит-карбонатные, магнетит-карбонатные и магнетит-амфиболовые; подстилаются сланцами кварц-тюрингитовыми, слюдяно-тюрингитовыми и тюрингит-биотит-кварцевыми (250 м) | Верхняя базальтукская<br>Верховцевская         | Верхняя                                  | Сили-то-вая                                                                                                                    | Амфиболиты, апоспилиты, сланцы кварц-хлоритовые (700–1500 м)                                  |                                                           |  |
|                                                                                                                                                                                            |                                                |                                          | Вто-рая кератофи-ровая                                                                                                         | Апокератофиры (200–500 м)                                                                     |                                                           |  |
|                                                                                                                                                                                            |                                                | Вторая сланце-вая                        | Сланцы кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые (250–700 м)                                                                        |                                                                                               |                                                           |  |
|                                                                                                                                                                                            |                                                |                                          | Первая керато-фировая                                                                                                          | Апокератофиры, апоспилиты и апотуф-фиты (300–3500 (?) м)                                      |                                                           |  |
| Сланцы хлорит- и биотит-кварцевые, альбит-хлорит-кварц-биотитовые, аспидные кварц-хлорит-серицитовые, с подчиненными пачками порфиров и кварцевых кератофилов (800–1200 м)                 |                                                | Средняя                                  | Первая слан-цевая                                                                                                              | Сланцы кварц-хлоритовые и кварц-сери-цитовые (300–700 м)                                      |                                                           |  |
|                                                                                                                                                                                            |                                                |                                          | Вул-кано-ген-ная                                                                                                               | Апокератофиры, апотуффиты, апоспи-литы, актинолититы и карбонат-тальковые породы (570–1000 м) |                                                           |  |
| Сланцы кварц-хлоритовые и хлорит-кварцевые, тальк-маг-незитовые и тальк-серпентин-магнетитовые породы, актино-лититы, хлорит-актинолитовые породы (150–300 м)                              |                                                | Нижняя                                   | Соленовская сланцевая                                                                                                          | Чертотмыкская                                                                                 | Сланцы кварц-хлоритовые и кварц-серицито-вые (500-2000 м) |  |
|                                                                                                                                                                                            |                                                |                                          |                                                                                                                                |                                                                                               | Железистые роговики, сланцы и апотуффиты (150–700 м)      |  |
| Зеленые сланцы кварц-хлори-товые, роговообманко-хлори-товые; кварц-слюдяно-хлори-товые, турмалин-кварц-дву-слюдяные и др. (2500 м)                                                         |                                                | Нижняя базальтукская<br>Базальтукская    | Верхняя                                                                                                                        | Спи-ли-то-вая                                                                                 | Апоспилиты (400–2500 (?) м)                               |  |
|                                                                                                                                                                                            | Кера-тофи-ровая                                |                                          |                                                                                                                                | Апокератофиры (400–700 м)                                                                     |                                                           |  |
| Соленовская нерасчлененная                                                                                                                                                                 | Чертотмыкская сланцево-рогови-ко-амфиболитовая |                                          | Амфиболиты, ро-говики желези-стые и силикат-но-железистые, сланцы кварц-хлоритовые и кварц-серицито-вые (500–5000 м)           |                                                                                               |                                                           |  |
|                                                                                                                                                                                            | Чертотмыкская амфиболитовая                    |                                          | Роговики железистые и силикатно-желези-стые, апотуффиты, ам-фиболиты, сланцы кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые (400–1000 м) |                                                                                               |                                                           |  |
| Амфиболиты, сланцы амфибо-ловые, апоспилиты, зеленые сланцы с пачкой белых слюдя-ных кварцитов и микрогней-сов (400–500 м)                                                                 |                                                |                                          | Амфиболиты, мета-диабазы (400–500 м)                                                                                           |                                                                                               |                                                           |  |

каногенные образования кислого состава довольно редки, то в Белозерской и Сурской их роль резко возрастает и конкская свита представляет здесь типичную спилит-кератофировую формацию, в то время как в перечисленных выше районах она отвечает скорее спилит-диабазовой. Меняется в разрезах и объем метасадочных образований, но в средней части неизменно присутствуют горизонты железистых кварцитов, которые вместе с разделяющими их сланцами образуют железисто-кремнистую подформацию. Мощность конкской свиты меняется от 1,5 до 3,5 км; в Сурском районе — до 6 км.

Породы конкской свиты развиты в Конкской, Сурской, Верховцевской, Чертомлыкской, Дерезоватской и Томаковской синклиниальных структурах, слагая последние почти полностью. По-видимому, к конкской свите относятся и породы кулисообразных полос, протягивающихся от Красноярско-Алферовского участка Верховцевской структуры до замыкания Желтореченской синклинали, разделяющих Пятихатский вал и Демури́нский купол, а также Высокопольский участок, начинающийся от южного замыкания Лихмановской синклинали до Токовского гранитного массива. Останцы основных пород в гранитоидах днепропетровского комплекса к западу от Криворожско-Кременчугского разлома относятся не к конкской свите, а к аульской серии.

Породы конкской свиты залегают на образованиях аульской серии несогласно. Выше мы проанализировали утверждение ряда исследователей о якобы их согласном залегании, основанное на факте параллельной ориентировки плоскостных структурных элементов в аульских и конкских породах; подобные явления отмечаются в контактовых зонах при уверенно картируемых двух структурных этапах на Урале и Балтийском щите. Главным фактом, свидетельствующим о несогласии, является различный характер складчатости в этих образованиях. К сожалению, конгломераты в низах конкской свиты не обнаружены. Во всем мире известны лишь единичные случаи обнаружения конгломератов в низах зеленокаменных толщ.

Верхняя граница свиты проводится по появлению метаморфизованных осадочных пород — метагравелитов, метапесчаников, кварц-серицитовых сланцев белозерской свиты. Эта граница также несогласная, что определяется составом базальных горизонтов, залеганием пород белозерской свиты на различных горизонтах конкской свиты, детальными исследованиями микроструктурных элементов. На основании микроструктурного анализа (по ориентировке оптических осей кварца) А.И.Никонов и В.И.Ганоцкий [126] предлагают относить конкскую и белозерскую свиты к разным структурным этапам.

Чаще всего породы конкской свиты контактируют с гранитоидами раннеархейского и позднеархейского возраста. Характер взаимоотношений гранитоидов и пород конкской свиты изучен хорошо. С биотитовыми плагиомигматитами обычно наблюдается резкая граница при параллельной ориентировке сланцеватости и гнейсовидности. Граниты нередко имеют активные контакты с породами конкской свиты с проявлением мигматизации и метасоматической гранитизации. Однако большинство имеющихся наблюдений свидетельствуют о тектоническом контакте.

Анализируя все имеющиеся факты, можно сделать следующие выводы: 1) плагиограниты днепропетровского комплекса, участвующие в аульской складчатости, древнее пород конкско-верховцевской серии, поскольку они встречаются в виде галек в белозерской свите; 2) плагиограниты сурского и токовского комплексов секут образования конкской свиты (граниты Вольногорской структуры, массив на западе с. Сурско-Литовское и др.); 3) выделяются граниты (например, макромосковские), в контактовых зонах которых фиксируются процессы интенсивной метасоматической гранитизации, типичные контактовые роговики, зоны грейзенизации.

Анализ складчатых форм образований конкской свиты позволяет считать, что они возникли в результате деформаций трех этапов. На первом этапе сформировались изоклинальные складки с четкой сланцеватостью, параллельной осевым плоскостям. На втором этапе образованы небольшие складки с крутыми шарнирами, изгибающие эту сланцеватость (северо-восточная часть Сурской структуры). С третьим этапом связаны поперечные складки; не исключено, что в это время создавались и более крупные структуры, осложняющие синклинии (к ним, возможно, относится Алферовская синклиналь в Верховцевской структуре). Цикл закончился жесткими деформациями с разрывами, часть которых фиксируется древними дайками диабазов.

Белозерская свита сложена преимущественно породами осадочного происхождения: метапесчаниками, метаконгломератами, сланцами различного состава, железистыми квар-

цитами; наряду с ними известны вулканогенные породы, представленные в основном апокератофирами и апоспилитами, довольно широко распространены здесь туфогенные метапесчаники и сланцы.

Породы белозерской свиты слагают центральные части Белозерской, Конкской, Верховцевской, Сурской и Чертомлыкской синклинорных структур. Состав свиты в каждой из этих структур заметно различается. Так, в низах разреза Белозерской структуры преобладают грубообломочные терригенные породы с подчиненными эффузивами преимущественно среднего состава и прослоями туфогенных пород. В других структурах резко возрастает роль метавулканитов, на долю которых приходится до 90 % разреза и больше.

Тепловская свита представляет верхнюю часть разреза конкско-верховцевской серии в Верховцевском, Чертомлыкском и Белозерском синклинариях. Это существенно вулканогенная толща, сложенная апоспилитами, апокератоспилитами и зелеными сланцами с подчиненными прослоями и пачками карбонат-хлорит-талковых, хлорит-актинолитовых, кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев, а также туфогенных пород. Залегают они согласно, с постепенными переходами, на породах белозерской свиты, выполняя ядра синклинорных структур. Мощность тепловской свиты обычно не больше 500 м и лишь в Чертомлыкской структуре предположительно достигает 1500 м.

В последнее время ряд геологов возражают против выделения в разрезе конкско-верховцевской серии самостоятельной тепловской свиты, объединяя слагающие ее породы с белозерской свитой. В пользу этого свидетельствуют, вроде бы, сходство их состава и постепенные переходы.

Своеобразной особенностью конкско-верховцевской серии является низкий метаморфизм слагающих ее пород. В приосевых частях синклинорных структур он соответствует зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. Лишь в периферических частях, вблизи более древнего гранито-гнейсового основания, метаморфизм, как правило, отвечает амфиболитовой фации.

Архейский возраст конкско-верховцевской серии установлен по данным многочисленных изотопных определений [78]. Наиболее надежные значения в 3150 млн. лет получены уран-торий-свинцовым методом по цирконам из метадицитов конкской свиты. Возраст кератофинов белозерской свиты, тоже определенный по циркону, — 3000 млн. лет. Архейский возраст пород серии наряду с протерозойским дают и многочисленные определения калий-аргоновым методом. Возраст различных гранитоидов, имеющих активные контакты с породами конкско-верховцевской серии, находится в пределах 2950–2600 млн. лет.

### 3.2.1. КОНКСКАЯ СВИТА

Анализ разрезов конкской свиты в разных структурах позволил расчленить ее на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена в основном амфиболитами с подчиненными прослоями апоспилитов и зеленых сланцев, встречаются также единичные прослои и пачки безрудных и амфибол-магнетитовых кварцитов. В средней подсвите значительно больше первично-осадочных пород, местами они преобладают над вулканогенными. Верхняя подсвита сложена почти исключительно вулканогенными породами; в одних структурах они имеют средний и кислый состав, а в других — преимущественно основной (рис. 4).

Наиболее полные и представительные разрезы нижней подсвиты установлены в Конкском синклинории. Приводим разрез, описанный В.Д.Ладиевой на Юльевском участке (снизу вверх):

1. Амфиболиты, местами рассланцованные, эпидотизированные, хлоритизированные, окварцованные, с прослоями кварц-амфиболовых и хлорит-роговообманковых сланцев и апоспилитов; видимая мощность 90 м.
2. Кварциты белые слюдяные, которые по простиранию сменяются микрогнейсами и роговиками — 80 м.
3. Сланец биотит-хлорит-альбит-кварцевый — 40 м.
4. Сланец амфиболовый — 2 м.
5. Сланец роговообманко-биотит-эпидот-хлорит-кварц-альбитовый — 4 м.
6. Сланец эпидот-карбонат-хлорит-кварцевый — 28 м.
7. Сланец эпидот-кварц-роговообманко-биотитовый — 9 м.
8. Сланец карбонат-альбит-эпидот-биотит-кварцевый — 25 м.
9. Апоспилит альбит-эпидот-роговообманковый — до 30 м.
10. Амфиболит кварцевый и сланец кварц-амфиболовый — до 10 м.
11. Чередование амфиболитов и альбит-эпидот-роговообманковых апоспилитов — до 250 м.

На Веселянском профиле в этой же структуре В.Ф.Киктенко наблюдал следующее че-

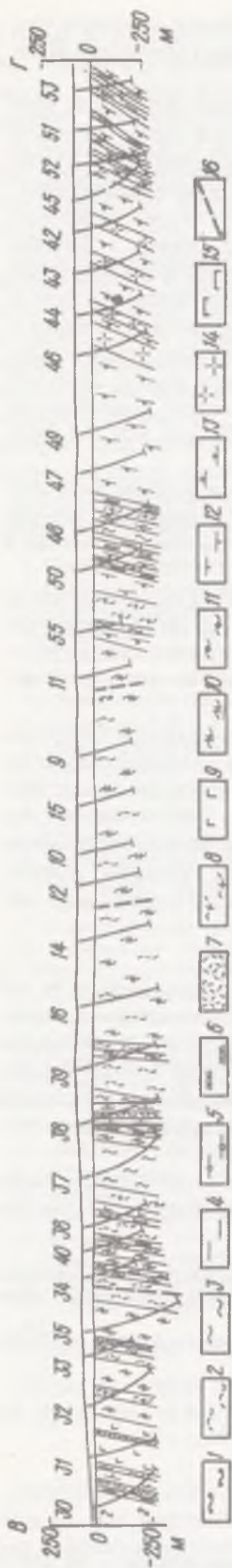


Рис. 4. Разрез конкской свиты по Веселянскому профилю.

**Породы:** 1 — сланцы филлитовидный кварц-серицитовый и кварц-биотит-серицитовый; 2 — сланцы кварц-хлоритовый и кварц-хлорит-серицитовый; 3 — сланцы кварц-биотитовый, кварц-мусковитовый, кварц-биотит-хлоритовый и кварц-хлорит-биотит-мусковитовый, иногда с карбонатом; 4 — гнейс биотитовый; 5 — гнейс мусковит-биотитовый, местами гранат-содержащий; 6 — кварцито-сланцы роговообманко-магнетит-куммингтонитовый и карбонат-магнетит-куммингтонитовый; 7 — апокератофир и апоальбитофир; 8 — сланцы кварц-плагноклаз-серицитовый и кварц-плагноклаз-хлорит-серицитовый; 9 — аподиабаз и апоспилит; 10 — сланцы кварц-плагноклаз-эпидот-актинолит-хлоритовый, кварц-плагноклаз-хлорит-роговообманковый, эпидот-кварц-роговообманко-плагноклазовый, кварц-плагноклаз-эпидот-хлоритовый, кварц-эпидот-карбонат-хлоритовый, кварц-плагноклаз-биотит-амфиболовый; 11 — сланцы кварц-биотит-амфиболовый, кварц-хлорит-амфиболовый и кварц-амфиболовый; 12 — сланец тальк-хлоритовый и тальк-карбонатная порода; 13 — амфиболит; 14 — плагногранит и плагномигматит; 15 — тремолитит и актинолитит; 16 — разломы

редование пород в составе нижней подсвиты, залегающей на метаморфизованной коре выветривания по породам аульской серии:

1. Амфиболит среднезернистый, инъецированный плагногранитом — 15 м.
2. Гнейс двуслюдяной — 3–5 м.
3. Амфиболит мелко- и среднезернистый, инъецированный плагногранитом, участками гранитизированный — 100 м.
4. Гранито-гнейс биотитовый — 10 м.
5. Амфиболит мелкозернистый — 5 м.
6. Гнейс биотит-амфиболовый — 5 м.
7. Амфиболит мелко- и среднезернистый, инъецированный плагногранитом, участками гранитизированный — 955 м.
8. Амфиболит мелкозернистый, массивный, участками гранитизированный — 655 м.

Общая мощность нижней подсвиты по этому разрезу составляет 1760 м. В других синклиальных структурах кварциты и парасланцы встречаются в виде пачек мощностью 5–20 м в нижней и верхней частях разреза подсвиты. В общем на долю первично-осадочных пород здесь приходится не более 5–10 %. Мощность нижней подсвиты меняется от 250 до 1760 м.

Наиболее представительные разрезы средней подсвиты установлены в Конкском и Белозерском районах. В Конкском районе железистые кварциты, чередующиеся с зелеными сланцами, амфиболитами и кварцевыми кератофирами, образуют две пачки мощностью по 40–45 м, которые разделяются пачками пород существенно вулканогенного состава (амфиболиты, апоспилиты, зеленые сланцы). На некоторых участках железистые кварциты чередуются с пластами сланцев гранат-биотит-кварцевых, биотит-кварцевых со ставролитом и кордиеритом, а также гранат-кварц-амфиболовых и биотитовых микрогнейсов. Только в верхах разреза возрастает роль вулканогенных пород и появляются пластовые тела актинолититов.

На Юльевском участке Конкского района перебурен следующий разрез средней подсвиты (снизу вверх):

1. Кварцит амфибол-магнетитовый — 1,5 м.
2. Сланец эпидот-альбит-роговообманковый — 2,0 м.
3. Кварцит амфибол-магнетитовый — 1,0 м.
4. Сланец биотит-альбит-роговообманковый — 0,8 м.
5. Кварцит хлорит-магнетитовый — 0,5 м.
6. Кератофир кварцевый — 0,2 м.
7. Кварцит магнетитовый — 0,8 м.
8. Сланец эпидот-альбит-роговообманковый — 6,0 м.
9. Кварцит биотит-магнетит-роговообманковый, с прослоями (0,5–0,8 м) кварцевых кератофиров — 4,0 м.
10. Амфиболиты и апоспилиты, с прослоями альбитизированных и эпидотизированных кварцевых кератофиров — 5,0 м.
11. Кварцит магнетит-биотит-хлоритовый — 2,0 м.

12. Сланец хлорит-биотит-альбитовый — 2,0 м.
13. Сланец альбит-роговообманковый — 1,5 м.
14. Кератофир кварцевый — 0,7 м.
15. Сланец кварц-роговообманковый — 1,5 м.
16. Сланец магнетит-альбит-эпидот-биотитовый — 6,9 м.
17. Кварцит магнетит-актинолит-хлоритовый — 2,0 м.
18. Сланец кварц-хлорит-биотит-роговообманковый — 5,0 м.
19. Сланец роговообманко-хлоритовый, с альбитом и кварцем — 1,0 м.
20. Сланец роговообманковый — 1,7 м.
21. Кальцит-актинолитовая порода — 0,1 м.
22. Эпидот-роговообманко-хлоритовая порода — 1,8 м.
23. Кератофир кварцевый — 1,0 м.
24. Чередование рассланцованных апоспилитов и альбит-кварц-роговообманковых сланцев — 9,5 м.
25. Кератофир кварцевый, с прослоями туфа — 1,8 м.
26. Апоспилит альбит-эпидот-роговообманковый — 15,5 м.
27. Кварцит роговообманко-магнетитовый — 3,0 м.
28. Апоспилит — 1,5 м.
29. Кварцит роговообманко-магнетитовый — 1,7 м.
30. Апоспилит альбит-эпидот-роговообманковый — 9,0 м.
31. Кератофир кварцевый — 0,7 м.
32. Кварцит роговообманко-магнетитовый — 1,0 м.
33. Амфиболиты с редкими прослоями (до 1 м) кварцитов роговообманковых — 28,0 м.
34. Апоспилит альбит-эпидот-роговообманковый — 4,0 м.
35. Амфиболит с прослоями сланцев роговообманковых с эпидотом и хлоритом — 12,0 м.
36. Сланец роговообманко-кварц-эпидот-альбит-хлоритовый — 13,0 м.
37. Переслаивание амфиболитов и апоспилитов — до 20,0 м.

Суммарная мощность по разрезу — 170,0 м. На Веселянском профиле описано следующее чередование пород:

1. Кварцито-сланец роговообманко-магнетит-куммингтонитовый — 5 м.
2. Амфиболит мелкозернистый — 25 м.
3. Кварцито-сланец роговообманко-магнетит-куммингтонитовый — 5 м.
4. Сланец кварц-плагиоклаз-амфибол-биотитовый — 7 м.
5. Сланец кварц-плагиоклаз-серицитовый, участками микроклинизированный — 30 м.
6. Амфиболит мелкозернистый, окварцованный — 3 м.
7. Сланец кварц-плагиоклаз-серицитовый, участками микроклинизированный — 10 м.
8. Амфиболит мелкозернистый — 10 м.
9. Сланец кварц-плагиоклаз-серицитовый — 3 м.
10. Сланец карбонат-кварц-биотитовый — 2 м.
11. Гнейс двуслюдяной — 25 м.
12. Амфиболит мелкозернистый — 13 м.
13. Сланец кварц-биотит-серицитовый — 10 м.
14. Сланец карбонат-кварц-биотитовый — 5 м.
15. Сланец кварц-плагиоклаз-биотит-мусковитовый — 7 м.
16. Амфиболит мелкозернистый — 10 м.
17. Сланец кварц-плагиоклаз-серицитовый — 35 м.
18. Амфиболит мелкозернистый, массивный, участками окварцованный — 40 м.
19. Переслаивание кварцито-сланцев магнетит-куммингтонитовых и сланцев амфибол-кварц-хлоритовых — 7 м.
20. Амфиболит мелкозернистый, массивный — 5 м.
21. Переслаивание кварцито-сланцев магнетит-куммингтонитовых и амфиболитов — 5 м.
22. Амфиболит мелкозернистый — 18 м.
23. Кварцито-сланец карбонат-магнетит-куммингтонитовый — 3 м.
24. Амфиболит мелкозернистый, массивный — 42 м.
25. Сланец хлорит-серицит-кварц-плагиоклазовый — 20 м.
26. Кварцито-сланец магнетит-карбонат-куммингтонитовый — 5 м.
27. Амфиболит среднезернистый, массивный — 135 м.
28. Сланец серицит-кварц-плагиоклазовый — 130 м.
29. Амфиболит мелкозернистый, массивный — 2 м.
30. Сланец хлорит-кварц-серицитовый — 3 м.
31. Амфиболит мелкозернистый, с нечетко выраженной сланцеватостью — 5 м.
32. Сланцы кварц-плагиоклаз-серицитовые и хлорит-кварц-биотитовые — 5 м.
33. Амфиболит мелкозернистый, массивный — 5 м.
34. Сланцы хлорит-плагиоклаз-кварц-серицитовые и кварц-биотитовые — 10 м.
35. Амфиболит мелкозернистый — 15 м.
36. Сланцы кварц-карбонат-хлоритовые и кварц-хлоритовые — 90 м.
37. Сланец биотит-хлорит-кварцевый, карбонатизированный — 10 м.
38. Сланец кварц-хлоритовый — 25 м.

Общая мощность подсвиты на Веселянском профиле составляет 790 м. В Белозерском районе в составе средней подсвиты выделяются четыре пачки мощностью от 40 до

300 м, две из которых содержат прослои железистых кварцитов, а две другие целиком сложены зелеными сланцами, апопорфиритами, апоспилидами и микрогнейсами. Пласты железистых кварцитов характеризуются незначительной мощностью и невыдержаны по простиранию; содержание магнетита в них невысокое, преобладают силикаты и карбонаты.

В Верховцевском районе в разрезе средней подсвиты преобладают вулканогенные породы, представленные амфиболитами и зелеными сланцами. Среди них выделяются четыре пачки железистых пород. Суммарная мощность средней подсвиты конкской свиты составляет 500–800 м.

Верхняя подсвита наиболее полно изучена в Белозерской, Чертомлыкской, Конкской и Верховцевской структурах. В первых двух в разрезе подсвиты преобладают средние и кислые вулканы, представленные андезитовыми апопорфиритами, апокератофитами при подчиненном развитии амфиболитов, апоспилитов и диабазовых апопорфиритов. Развитые спорадически паропороды представлены маломощными пластами магнетит-амфиболовых, малорудных и безрудных кварцитов, биотит-хлорит-кварцевых, кварц-альбит-биотит-хлоритовых, кварц-карбонат-серицит-хлоритовых и очковых альбит-кварц-серицитовых филлитовых сланцев. В Верховцевском и Сурском районах в верхней подсвите конкской свиты преобладают основные вулканы.

Ниже приведен разрез верхней подсвиты, описанный В.Ф.Киктенко по Веселянскому профилю в Конкском синклинории:

1. Сланцы кварц-эпидот-хлоритовые и кварц-плагиоклаз-хлоритовые – 118 м.
2. Сланец кварц-амфиболовый – 12 м.
3. Сланцы кварц-плагиоклаз-эпидотовые и хлорит-кварц-альбит-биотитовые – 30 м.
4. Аподиабаз – 15 м.
5. Сланцы биотит-эпидот-кварцевые и кварц-соссюрит-амфиболовые – 107 м.
6. Сланец кварц-плагиоклаз-эпидот-мусковитовый – 8 м.
7. Сланец биотит-кварцевый, карбонатизированный – 10 м.
8. Апокератофир – 2 м.
9. Сланцы кварц-хлоритовые и мусковит-кварц-хлоритовые – 13 м.
10. Апокератофир – 2 м.
11. Сланец кварц-хлоритовый – 8 м.
12. Аспосилит – 5 м.
13. Сланец мусковит-кварц-хлоритовый, карбонатизированный – 5 м.
14. Сланец мусковит-кварц-хлорит-соссюритовый – 7 м.
15. Сланец магнетит-кварц-хлоритовый – 11 м.
16. Апокератофир – 2 м.
17. Сланец кварц-хлоритовый – 40 м.
18. Чередование сланцев эпидот-кварц-хлорит-роговообманковых, эпидот-карбонат-кварц-хлоритовых и кварц-хлорит-биотит-плагиоклазовых – 150 м.
19. Сланец плагиоклаз-кварц-биотитовый – 5 м.
20. Сланец кварц-хлорит-эпидот-карбонатный – 10 м.
21. Сланец плагиоклаз-кварц-биотитовый – 5 м.
22. Сланцы кварц-плагиоклаз-хлоритовые и кварц-биотит-эпидот-хлоритовые – 20 м.
23. Сланец кварц-плагиоклаз-биотитовый – 12 м.
24. Гнейс двуслюдяной – 8 м.
25. Сланцы биотит-плагиоклаз-кварц-хлоритовые и плагиоклаз-соссюрит-хлоритовые – 100 м.
26. Аспосилит – 70 м.
27. Апокератофир – 10 м.
28. Аспосилит – 75 м.
29. Сланец хлорит-биотит-плагиоклаз-эпидотовый – 30 м.
30. Аспосилит – 40 м.
31. Сланец кварц-карбонат-хлоритовый – 7 м.
32. Сланцы кварц-биотит-плагиоклазовые и кварц-плагиоклаз-хлоритовые – 18 м.
33. Сланец биотит-кварц-плагиоклаз-хлоритовый с прослоями тальк-хлорит-карбонатной породы – 50 м.
34. Апокератофир – 30 м.

Общая мощность верхней подсвиты по этому разрезу составляет 1035 м. В Белозерской структуре она достигает 1500–2000 м.

### 3.2.2. БЕЛОЗЕРСКАЯ СВИТА

Белозерская свита, наиболее полно представленная в Белозерской структуре, расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена преимущественно метаморфизованными песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, сланцами разного состава, среди которых преобладают кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и кварц-биотит-серицитовые, апокератофитами, аподиабазами и слюдястыми кварцитами. Состав

подсвиты по латерали не выдержан, что, очевидно, определяется частой сменой в пространстве и во времени условий накопления вулканогенно-осадочного материала. Верхняя подсвита сложена преимущественно сланцами и железистыми кварцитами с подчиненными прослоями апокератофиров и апоспилитов. К этой части разреза конкско-верховцевской серии приурочены залежи богатых железных руд Южно-Белозерского, Переверзевского и Северо-Белозерского месторождений.

Наиболее полный разрез подсвиты описан по керну скважин разведочного профиля XLII и квершлагу "Южный", расположенному в 750 м севернее этого профиля (рис. 5). На метавулканитах конкской свиты здесь несогласно залегают (снизу вверх):

1. Толща переслаивающихся метапесчаников и кварц-серицитовых сланцев — 200 м.
2. Сланец кварц-серицитовый — 15 м.
3. Метапесчаник среднезернистый — 15 м.
4. Переслаивание метапесчаников и кварц-серицитовых сланцев — 145 м.
5. Сланец кварц-серицитовый — 25 м.
6. Переслаивание метапесчаников и кварц-серицитовых сланцев — 265 м.
7. Сланец кварц-серицитовый — 45 м.
8. Переслаивание метапесчаников и кварц-серицитовых сланцев — 360 м.
9. Сланец кварц-серицитовый — 5 м.
10. Переслаивание метапесчаников и кварц-серицитовых сланцев — 15 м.
11. Метапесчаник — 15 м.
12. Сланец кварц-серицитовый — 10 м.
13. Переслаивание метапесчаников и кварц-серицитовых сланцев — 15 м.
14. Метапесчаник — 15 м.
15. Сланец кварц-серицитовый — 15 м.
16. Метапесчаник — 35 м.
17. Сланец кварц-серицитовый — 20 м.
18. Метапесчаник — 5 м.
19. Сланец кварц-серицитовый — 10 м.
20. Переслаивание метапесчаников и кварц-серицитовых сланцев — 15 м.
21. Сланец кварц-серицитовый — 75 м.
22. Апорекатофир — 5 м.
23. Сланец кварц-серицитовый — 20 м.
24. Апокератофир — 10 м.
25. Сланец кварц-серицитовый — 95 м.
26. Метапесчаник — 25 м.
27. Сланец кварц-серицитовый — 35 м.
28. Метапесчаник — 5 м.
29. Сланец кварц-серицитовый — 15 м.
30. Метапесчаник — 5 м.
31. Сланец кварц-серицитовый — 25 м.
32. Метапесчаник — 25 м.
33. Сланец кварц-серицитовый — 20 м.
34. Апокератофир — 5 м.
35. Сланец кварц-серицитовый — 65 м.
36. Метапесчаник — 15 м.
37. Сланец кварц-серицитовый — 30 м.
38. Переслаивание метапесчаников и кварц-серицитовых сланцев — 35 м.
39. Сланец кварц-серицитовый — 40 м.
40. Метапесчаник — 20 м.
41. Переслаивание метапесчаников и кварц-серицитовых сланцев — 35 м.
42. Метапесчаник — 10 м.
43. Кварцит безрудный — 10 м.
44. Метапесчаник — 10 м.
45. Сланец кварц-серицитовый — 20 м.
46. Метапесчаник — 7 м.
47. Сланец кварц-серицитовый — 8 м.
48. Метапесчаник — 20 м.
49. Сланец кварц-серицитовый — 15 м.
50. Метапесчаник — 5 м.
51. Сланец кварц-серицитовый — 30 м.
52. Метапесчаник — 5 м.
53. Сланец кварц-серицитовый — 10 м.
54. Метапесчаник — 10 м.
55. Сланец кварц-серицитовый — 10 м.
56. Сланец кварц-хлоритовый — 5 м.
57. Сланец кварц-серицитовый — 8 м.
58. Сланец кварц-хлоритовый — 12 м.

Общая мощность приведенного разреза 2025 м. По всему разрезу нижней подсвиты в виде прослоев и линз распространены метаконгломераты. Они выделялись ранее как текто-

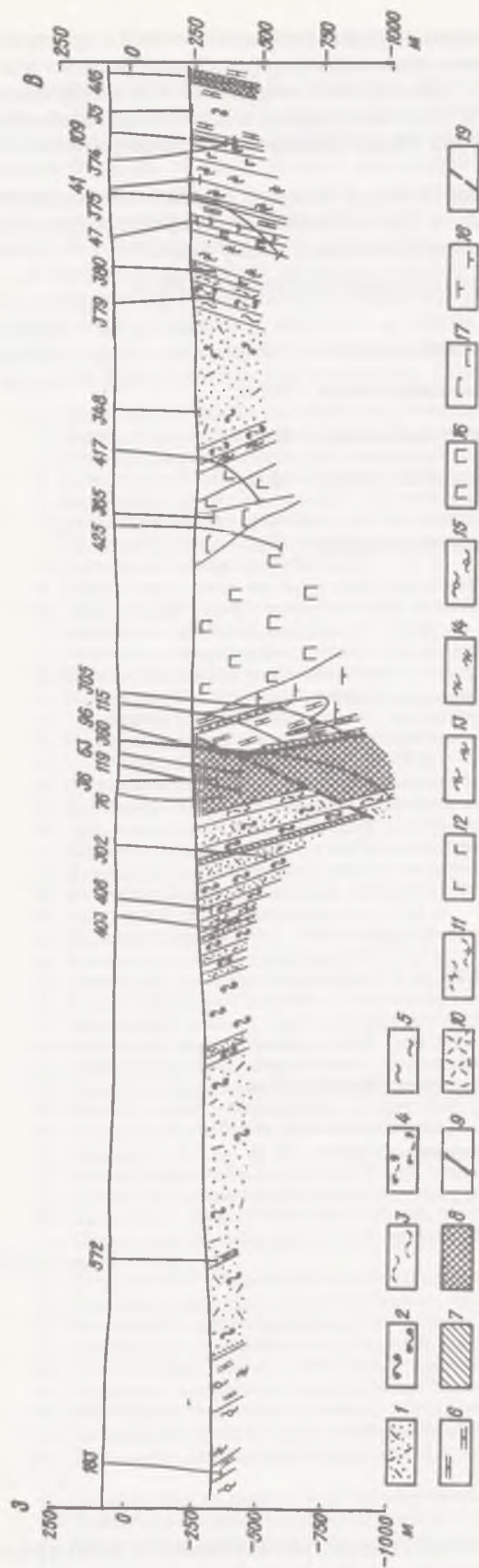


Рис. 5. Разрез белозерской свиты по профилю XLII.

**Породы:** 1 — метапесчаник; 2 — сланцы филлитовидные кварц-серицитовый и кварц-биотит-серицитовый; 3 — сланец кварц-хлоритовый; 4 — сланец кварц-хлорит-серицитовый; 5 — сланцы кварц-биотитовый, кварц-мусковитовый, кварц-хлорит-биотит-мусковитовый, кварц-биотит-хлоритовый; 6 — кварцит и кварцито-сланец биотит-магнетит-карбонат-хлоритовый, магнетит-карбонатный и магнетит-хлоритовый; 7 — кварцит безрудный; 8 — кварцит железистый; 9 — руда гематитовая и маритовая; 10 — апокератофир и апоальбитофир; 11 — сланцы кварц-плагиоклаз-серицитовый и кварц-плагиоклаз-хлорит-серицитовый; 12 — аподиабаз; 13 — сланцы кварц-альбит-хлоритовый, кварц-плагиоклаз-биотит-амфиболовый, биотит-плагиоклаз-амфиболовый; 14 — сланцы хлорит-плагиоклазовый и биотит-хлорит-плагиоклазовый; 15 — сланцы кварц-биотит-амфиболовый, кварц-хлорит-амфиболовый и кварц-амфиболовый; 16 — серпентинит; 17 — тремолитит и актинолитит; 18 — сланцы тальк-хлоритовый и тальк-карбонатный; 19 — разломы

нические или седиментационные брекчии. В составе обломков, по данным Н.В.Кушинова, присутствуют кварц, железистые кварциты, ультрабазиты и граниты. Обломки плохо окатаны, угловатые, от нескольких до десятков сантиметров в диаметре. Ритмичное залегание свидетельствует в пользу их терригенного, а не тектонического образования. Источником терригенного материала могли служить древние гранитоиды и породы конкской свиты. Окончательное решение этого вопроса весьма важно, ибо если удастся доказать, что материал галек представлен образованиями верхней подсвиты, то возникнет необходимость пересмотреть стратиграфическую последовательность пород и структуру Белозерского района. Кстати, в свое время М.Н.Доброхотов [42, 47] определял эту структуру как антиклинальную.

В Чертомлыкской структуре проведение границы между конкской и белозерской свитами вызывает определенные затруднения. В.Л.Бойко [27] относит чертомлыкскую железисто-роговиково-сланцевую толщу мощностью 150–700 м уже к верхней базавлукской или верховцевской серии, которые по принятой нами схеме соответствуют белозерской свите. Г.Ф.Гузенко [37] коррелирует эту толщу со средней подсвитой базавлукской (в нашей схеме — конкской) свиты, а вышележащую ультрабазит-спилит-кера-

тофировую толщу — с верхней подсвитой конкской свиты. Мы склоняемся к точке зрения В.Л.Бойко. Верхняя подсвита конкской свиты, как уже отмечалось, повсеместно имеет существенно вулканогенный состав. Для этой свиты не характерно развитие туфогенных пород, которые в вышележащей белозерской приобретают весьма существенное распространение.

Дальнейшие затруднения вызывает расчленение белозерской свиты Чертомлыкской структуры на подсвиты. Очевидно, для этого района следует принять не двучленное, а трехчленное ее деление: нижней подсвите соответствуют две уже названные толщи, первая сланцевая и первая кераатофировая, а верхней подсвите — вторая сланцевая и вторая кераатофировая толщи. В.Л.Бойко выделяет их в ранге подсвит.

В Верховцевском и Сурском районах нижняя подсвита белозерской свиты сложена толщей серпентинитов, тальк-магнезитовых и актинолитовых сланцев, переслаивающихся с кислыми и основными вулканитами, преобразованными в кварц-серицитовые сланцы и апокератофиры. Не исключено, однако, что развитые здесь ультраосновные породы не участвуют в стратиграфическом разрезе, а являются межпластовыми интрузивными залежами. Резко подчиненную роль играют первично-осадочные породы, представленные филлитовидными песчаниками и железистыми кварцитами; в Сурском районе они приурочены к нижней, а в Верховцевском — к верхней части разреза. Суммарная мощность нижней подсвиты превышает 2000 м.

Наиболее полный разрез верхней подсвиты описан на Белозерском участке (профиль XLII и кварцшлаг "Южный") (снизу вверх):

1. Кварцито-сланец магнетит-карбонат-хлоритовый — 15 м.
2. Кварциты магнетитовые, мартитовые и мартит-гематитовые, с маломощными пластами тонкодисперсной гематит-мартитовой руды — 75 м.
3. Кварцито-сланец магнетит-карбонат-хлоритовый — 20 м.
4. Кварциты магнетитовые и мартит-гематитовые, с маломощными редкими пластами тонкодисперсной гематит-мартитовой руды — 130 м.
5. Руда тонкодисперсная гематит-мартитовая — 10 м.
6. Кварцит магнетит-мартит-гематитовый — 10 м.
7. Кварцито-сланец карбонат-магнетит-хлоритовый — 60 м.
8. Сланец кварц-хлоритовый — 10 м.
9. Кварцито-сланец магнетит-карбонат-хлоритовый — 55 м.
10. Апокератофир кварцевый — 10 м.
11. Кварцито-сланец магнетит-карбонат-хлоритовый — 38 м.
12. Сланец кварц-биотит-хлоритовый — 17 м.
13. Кварцито-сланец магнетит-карбонат-хлоритовый, переслаивающийся с кварц-биотит-хлоритовыми и кварц-хлоритовыми сланцами — 120 м.
14. Кварцит гематит-мартитовый — 15 м.
15. Кварцито-сланец магнетит-карбонат-хлоритовый — 7 м.
16. Кварциты магнетитовые и магнетит-гематит-мартитовые — 23 м.
17. Кварцито-сланец магнетит-карбонат-хлоритовый с горизонтами кварц-серицитовых и кварц-карбонат-серицитовых сланцев — 185 м.

Общая мощность разреза — 800 м. В Конкском районе роль железисто-кремнистых пород в составе верхней подсвиты заметно ниже, представлены они малорудными и безрудными разностями, пласты их имеют сравнительно небольшую мощность. На Кирпотинском участке установлен следующий разрез верхней подсвиты (снизу вверх):

1. Кварциты магнетит-куммингтонитовые, гранат-магнетит-амфиболовые и гранат-биотит-куммингтонитовые — 80–150 м.
2. Сланцы хлорит-рогообманковые, биотит-хлорит-кварцевые, хлорит-биотит-актинолитовые, с редкими прослоями гранат-биотитовых микрогнейсов — 70 м.
3. Кварциты магнетит-амфиболовые, местами с карбонатом, гранат-куммингтонитовые, биотит-хлорит-амфибол-гранатовые, переслаивающиеся с гранат-амфиболовыми сланцами, микрогнейсами и актинолититами — 60–110 м.
4. Сланцы гранат-хлорит-биотит-кварцевые, гранат-куммингтонит-биотит-хлоритовые, гранат-амфиболовые, биотит-актинолитовые, с прослоями микрогнейсов — 30–45 м.
5. Кварциты магнетит-гранат-куммингтонитовые и магнетит-карбонат-куммингтонитовые — 26–70 м.
6. Сланец хлорит-кварцевый — 6 м.

Общая мощность верхней подсвиты — до 450 м. В Чертомлыкской, Верховцевской и Сурской структурах верхняя подсвита имеет существенно вулканогенный состав, будучи сложенной амфиболитами, апосилитами, апокератофирами и зелеными сланцами с подчиненными прослоями туфогенных и первично-осадочных пород.

На Тепловском участке Верховцевского района вулканогенные породы переслаиваются с пластами железистых кварцитов. Максимальная мощность верхней подсвиты достигает здесь 900 м.

### 3.2.3. ТЕПЛОВСКАЯ СВИТА

По представлениям В.И.Ганоцкого тепловская свита достоверно может выделяться лишь в Белозерском и Верховцевском районах, где слагающие ее метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования отделены от аналогичных по составу образований конкской свиты мощной толщей метатерригенных пород белозерской свиты. В Чертомлыкском же районе, где нельзя достоверно выделить белозерскую свиту, отнесение части метавулканитов к тепловской свите в почти сплошном вулканогенном разрезе конкской свиты является необоснованным.

В Белозерском районе наиболее полный разрез тепловской свиты мощностью около 300 м сохранился в ядре Южно-Белозерской структуры, а также частично на Северо-Белозерском месторождении и, вероятно, в районе скв. 188. В качестве эталонного может быть принят непрерывный разрез тепловской свиты мощностью около 230 м, вскрытый скв. 417 в пределах Южно-Белозерской структуры. Строение его следующее (снизу вверх):

1. Метадолерит альбит-амфиболовый, меланократовый, массивный, мелкозернистый — 2 м.
2. Метадолерит альбит-амфиболовый, такситовый, мелкозернистый — 30 м.
3. Метатуф базальт-долеритовый, массивный, псефитовый — 31 м.
4. Метадолерит альбит-амфиболовый, среднезернистый — 8,7 м.
5. Метабазальт альбит-хлоритовый, расланцованный — 3,8 м.
6. Ортосланец хлорит-тремолитовый (метапикрит) — 4,6 м.
7. Ортосланец кварц-альбит-амфибол-хлоритовый — 7 м.
8. Метабазальт альбит-амфиболовый — 2,4 м.
9. Метадолерит эпидот-альбит-амфиболовый, катаклазированный — 8 м.
10. Метадолерит альбит-амфиболовый, меланократовый, массивный, мелкозернистый — 2 м.
11. Метабазальт альбит-амфиболовый с кварцем — 0,5 м.
12. Ортосланец хлорит-тремолитовый (метапикрит) — 1,7 м.
13. Метатуф андезит-долерит-базальтовый, массивный, псаммит-псефитовый — 9 м.
14. Порода альбит-хлоритовая — 2,8 м.
15. Ортосланец хлорит-тремолитовый (метапикрит) — 13 м.
16. Ортосланец кварц-хлорит-альбит-амфиболовый — 0,2 м.
17. Метатуф альбит-амфиболовый, слоистый — 6,4 м.
18. Ортосланец хлорит-тремолитовый (метапикрит) — 1 м.
19. Метабазальт альбит-амфиболовый, массивный — 3 м.
20. Ортосланец хлорит-тремолитовый (метапикрит) — 0,4 м.
21. Переслаивание метабазальта альбит-хлоритового и метатуфа того же состава — 1,7 м.
22. Метапикрит хлорит-тремолитовый, сланцеватый — 4 м.
23. Метатуф долерит-базальтовый, массивный, псефитовый — 18 м.
24. Метабазальт альбит-амфиболовый — 1,2 м.
25. Парасланец кремнистый (актинолит-хлорит-кварцевый), микрозернистый — 0,5 м.
26. Метабазальт альбит-амфиболовый — 1,8 м.
27. Метапикрит тремолит-хлоритовый, массивный — 0,3 м.
28. Парасланец хлорит-кварцевый, слоистый, тонкозернистый — 0,6 м.
29. Метадолерит альбит-амфиболовый, мелкозернистый, массивный — 3,8 м.
30. Ортосланец хлорит-тремолитовый (метапикрит) — 0,3 м.
31. Метабазальт альбит-амфиболовый, расланцованный — 3 м.
32. Ортосланец хлорит-тремолитовый (метапикрит) — 0,2 м.
33. Метатуф андезит-базальтовый, псефитовый, расланцованный — 4,5 м.
34. Метадолерит альбит-амфиболовый, массивный, мелкозернистый — 2,2 м.
35. Эпидозит — 4,6 м.
36. Метатуф андезит-базальт-долеритовый, массивный, псефитовый — 5,8 м.
37. Метабазальт хлорит-альбит-амфиболовый расланцованный — 7 м.
38. Метабазальт альбит-биотит-хлоритовый, расланцованный — 2,3 м.
39. Переслаивание метаандезитов и метаандезит-базальтов хлорит-альбитового состава, карбонатизированных — 4 м.
40. Метаандезит хлорит-биотит-альбитовый, расланцованный, карбонатизированный — 0,6 м.
41. Парасланец карбонат-кварц-хлоритовый, тонкозернистый, слоистый — 0,6 м.
42. Метаандезит хлорит-альбитовый, массивный — 1,8 м.
43. Метаандезит хлорит-биотит-альбитовый, расланцованный — 1,7 м.
44. Метатуф андезитовый, массивный, псефитовый — 1 м.
45. Парасланец кварц-хлоритовый, тонкозернистый — 0,8 м.
46. Метатуф андезитовый, массивный, псефитовый — 1,3 м.
47. Метаандезит биотит-хлорит-альбитовый, сильно расланцованный и карбонатизированный — 5 м.
48. Парасланец кварц-серицит-хлоритовый с прослоями сланца биотит-карбонат-кварц-хлоритового — 5 м.
49. Метапесчаник кварцевый с кварц-хлоритовым цементом, мелкозернистый — 1,3 м.
50. Сланец кварц-серицит-альбит-хлоритовый, мелкозернистый — 3,2 м.
51. Метапесчаник кварцевый с кварц-хлоритовым цементом, мелкозернистый — 1,5 м.

Из приведенного описания видно, что тепловская свита в Белозерском районе пред-

ставляет собой сложнослоистую осадочно-вулканогенную толщу с закономерным внутренним строением: нижняя, большая по объему часть является пикрит-базальтовой, а верхняя — существенно андезитовой. Обращают на себя внимание насыщенность свиты туфогенным материалом основного и среднего состава и отсутствие в ее разрезе кислых эффузивов (кератофиров), что не согласуется с существующими представлениями. Стратиграфическое положение парасланцев и метапесчаников, залегающих в верхах рассмотренного разреза, следует считать пока неопределенным.

В Верховцевском районе образования тепловской свиты занимают ту же геологическую позицию, что и в Белозерском: прослеживаются в ядре синклинальной складки Тепловского участка. Бурением здесь вскрыта (скв. 19, 70, 71) только самая нижняя часть отложений свиты мощностью 40–60 м, также сложенная метабазитами (метадолериты, зеленые сланцы). Истинная мощность разреза свиты, петрографический состав и строение, очевидно, большей его части остаются пока невыясненными.

### 3.3. Днестровско-бугская серия

К днестровско-бугской серии относятся биотит-пироксеновые, амфибол-пироксеновые, магнетит-пироксеновые, биотит-гранатовые и кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы, пироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы и кальцифиры, залегающие обычно в виде останцов разных размеров среди энтербитов, чарнокитов, бердичевских гранитов и мигматитов в Днестровско-Бугском районе (рис. 6).

Еще в первых стратиграфических схемах предлагалось двучленное деление метаморфических образований рассматриваемого района, правда, не всегда четко сформулированное и обоснованное. Так, В.И.Лучицкий [109] и П.П.Пятницкий [145] кроме тетерево-бугской выделяли катархейскую группу или серию, Д.Н.Соболев [165] — древнейшую гнейсовую и тетеревскую серии, Н.И.Безбородько [3] — волинскую и тетерево-бугскую эпохи осадконакопления, Н.П.Семененко [153] — побугский и хашчевато-завальевский комплексы. Перечисленные исследователи, кроме П.П.Пятницкого, относили весь разрез Днестровско-Бугского района к архею.

В 1960 г. Ю.Ир.Половинкина [137] выделила в составе древней гнейсовой серии Побужья и Приднестровья две свиты архейского возраста: более древнюю побужскую и днестровско-бугскую. Побужская свита, обнаженная на р. Юж. Буг между г. Первомайск и с. Кошаро-Александровка, сложена гиперстенсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами и представляет собой древнюю спилит-кератофировую формацию. К днестровско-бугской свите Ю.Ир.Половинкина отнесла пироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы и гнейсы с прослоями мрамора и биотитовых гнейсов, развитые по р. Юж. Буг выше г. Гайворон (метаморфизованная спилитовая формация). В схеме Ю.Ир.Половинкиной выше днестровско-бугской залегают тикичская свита биотит- и амфибол-плаггиоклазовых гнейсов, а затем, с резким перерывом и угловым несогласием — тетерево-бугская свита (тоже архейского возраста).

Несколько позже М.Н.Доброхотов [43, 45] предложил среди супракrustальных образований Днестровско-Бугского района выделять две серии: днестровско-бугскую (архей) и бугскую (протерозой). Подобная точка зрения еще раньше высказывалась Ю.Ю.Юрком [207], который волино-днестровскую серию метаморфических пород относил к архею, а побужскую или бугскую — к протерозою.

В схеме 1972 г. Н.П.Семененко [170] предложил уже трехчленное деление метаморфических образований этой части УЩ, отнесенных им к докембрию  $P_2$  или нижнему протерозою. Кроме ранее выделенных серий бугской (пироксеновых гнейсов и чарнокитов) и хашчевато-завальевской он выделяет более древнюю кордиерит-гранатовую гнейсо-мигматитовую серию р. Гнилопять. А.Я.Древин [53] относил все метаморфические породы Среднего Побужья к единой архейской серии (побужской), расчленяя ее на три свиты, постепенно сменяющие друг друга в разрезе. Идею о принадлежности всех супракrustальных образований Побужья к единому архейскому комплексу развивает группа геологов Львовского университета под руководством Е.М.Лазько [101]. Основываясь на формационных исследованиях, они первоначально предложили расчленить этот комплекс на две серии: винницкую и гайворон-первомайскую. Первая сложена кинцитовой (березнинская свита) и кальцифир-кристаллосланцевой (тыгровская свита) формациями. В составе гайворон-первомайской серии выделены формации гиперстеновых гнейсов и кристаллосланцев (александровская свита), биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов (зеленолевадовская

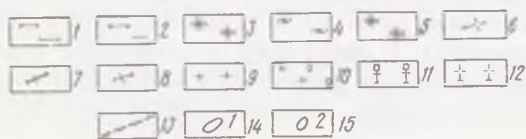


Рис. 6. Фрагмент геологической карты Днестровско-Бугского района (Среднее Побужье). *Породы:* 1 – кристаллосланцы и гнейсы днестровско-бугской серии; 2 – гнейсы биотитовые и биотит-графитовые бугской серии; 3 – эндербит; 4 – плагиомигматиты гранодиоритового и диоритового состава; 5 – чарнокит; 6 – собит (мigmatит переменного состава); 7 – винницит (мigmatит гранат-биотитовый с гиперстеном); 8 – гранит гранат-биотитовый (бердичевский); 9 – гранит лейкократовый с голубым кварцем; 10 – граниты аплитоидные и аплит-пегматоидные; 11 – гранит и мigmatит порфиробластические; 12 – плагиограниты биотитовые и роговообманко-биотитовые; 13 – линии разломов; 14 – Гниванский карьер, вскрывающий разрез гниванской толщи; 15 – опорное обнажение тывровской толщи на левом берегу р. Юж. Буг в районе г. Тывров. *Опорные профили:* I–I – Будовский, вскрывающий разрез тывровской толщи; II–II – вскрывающий разрез павловской толщи

свита), кварцитов и высокоглиноземных пород (кошаро-александровская свита), железорудно-гнейсовая (сальковская свита), кондалитовая и мрамор-кальцифировая (завальевская свита). Позже выделенные серии были переименованы в днестровско-бугскую и бугскую и несколько изменен порядок свит в последней. Эти серии представляют разрезы различных структурно-фациальных зон; при этом тывровская свита, венчающая разрез днестровско-бугской серии, является возрастным и формационным аналогом александровской свиты, начинающей разрез бугской серии.

В стратиграфической схеме УРМСК 1967 г. пироксеновые и гранат-биотитовые гнейсы и пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы Побужья и Приднестровья были отнесены к нижнепротерозойской тетерево-бугской серии, а в схеме

1970 г. – к нерасчлененной бугской серии архей-раннепротерозойского возраста. В 1978 г. УРМСК утвердила предложение о выделении самостоятельной днестровско-бугской серии архейского возраста, в то время как бугская серия, расчленяемая на пять свит (см. дальше), была оставлена в протерозое.

В последние годы в процессе геологосъемочных и тематических работ получены новые данные, позволяющие произвести более детальное стратиграфическое расчленение днестровско-бугской серии. Данные формационных исследований, проведенных в западной части УЩ львовскими геологами под руководством Е.М.Лазько [101, 103], результаты глубинного геологического картирования (В.В.Зюльцле, В.Д.Гейко и др.), а также тематических работ (И.М.Этингоф и др.) позволили выделить в составе днестровско-бугской серии и закартировать пять толщ, различных по литологическому составу, имеющих не вполне ясные стратиграфические взаимоотношения: тывровскую, гниванскую, павловскую, березнинскую и зеленолевадовскую.

Тывровская толща, выделенная под названием одноименной свиты Е.М.Лазько с соавторами [101], сложена пироксеновыми гнейсами и пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, широко развитыми в районе Среднего и Верхнего Побужья и в Приднестровье. Эти породы обнажаются на р. Юж. Буг в окрестностях пгт Тывров, выше устья р. Волк, ниже с. Сутиски, между с. Красненькое и г. Первомайск, в районе г. Гайворон, по

р. Згар выше с. Балын, а в Приднестровье по р. Мурафа в районе сел Саинка, Черневцы и др.

Е.М.Лазько, В.П.Кирилук и другие [101, 82] считают, что выделяемая ими тывровская свита (кальцифир-кристаллосланцевая формация) залегает на кинцигитовой формации (березнинская свита) или замещающих ее чудново-бердичевских гранитоидах. Действительно, в некоторых случаях толща высокоглиноземистых пород падает под пироксеновые гнейсы и кристаллосланцы и вроде бы перекрывается ими. В других местах наблюдаются обратные соотношения (пгт Браилов, с. Комаров и др.). Можно вполне предположить, что в первом случае имеем дело с опрокинутыми залеганиями, явлением весьма обычным в интенсивно деформированных докембрийских толщах. В пользу более древнего возраста тывровской толщи свидетельствуют наиболее высокий метаморфизм слагающих ее пород и убывание его интенсивности по мере перехода через гниванскую и павловскую к березнинской толще. Расшифровка структур с помощью геофизических методов показывает, что тывровская толща слагает, как правило, ядра антиклинальных складок. Перекрывается она без видимого структурного несогласия гниванской или павловской, а в некоторых случаях — непосредственно березнинской толщей. Ориентировочная видимая мощность тывровской толщи достигает 2000 м.

Гниванская толща [132] (В.В.Зюльцле предлагает называть ее винницкой) является как бы переходной между тывровской и березнинской. Сложена она чередующимися мощными (до 80–100 м) пачками пироксеносодержащих гнейсов, кристаллических сланцев и гранат-биотитовых гнейсов с прослоями и линзами кальцифиров. Если при гранитизации тывровской толщи образуются в основном эндробиты, по березнинской развиваются гранат-биотитовые граниты бердичевского комплекса, то при гранитизации пород гниванской толщи образуются своеобразные чарнокитоиды с гранатом, названные Н.И.Безбородько винницитами [2]. Гниванская толща широко развита северо-западнее Немировского разлома, слагая обычно крылья изометричных антиклинальных структур. Обнажается она на реках Юж. Буг и Ров возле пгт Гнивань, Браилов и сел Сабаров, Комаров, Селище и др. Мощность гниванской толщи до 800 м.

Павловская толща, выделенная В.В.Зюльцле [64, 112] в процессе геологосъемочных работ, сложена магнетит-двупироксеновыми, гиперстеновыми и магнетит-гранат-гиперстеновыми гнейсами, местами кордиеритсодержащими, двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами, тоже иногда с повышенным содержанием магнетита, и железистыми кварцитами. Эта толща развита только юго-восточнее Немировского разлома, являясь здесь как бы стратиграфическим аналогом гниванской толщи. Залегает она без видимого перерыва на тывровской толще (В.В.Зюльцле предлагает называть ее здесь будовской, но, учитывая полную тождественность состава, вводить это название вряд ли целесообразно) и перекрывается лейкократовыми гнейсами зеленолевадовской толщи. Мощность павловской толщи 500–700 м.

Зеленолевадовская толща впервые выделена Е.М.Лазько с соавторами [101] как свита, сложенная формацией биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов. Это своеобразная толща переслаивающихся лейкократовых гиперстен-биотитовых плаггиогнейсов и лейкократовых двуполевошпатовых, лептитоподобных, гранат- или гиперстенсодержащих гнейсов мощностью больше 500 м. Представляя верхи разреза днестровско-бугской серии в юго-восточной части Днестровско-Бугского района, эта толща является, очевидно, стратиграфическим аналогом березнинской толщи, развитой в западной части этого района.

Березнинская толща, выделенная Е.М.Лазько с соавторами [101] как кинцигитовая формация или березнинская свита, сложена гранат-биотитовыми (местами с кордиеритом) гнейсами с подчиненными прослоями гиперстен-плаггиоклазовых кристаллосланцев и кальцифиров. Наиболее широко эти породы развиты в Верхнем Побужье и Приднестровье (р. Юж. Буг между устьями рек Волк и Згар, селами Сабаров и Сутински, в верховьях рек Случь и Тетерев, по р. Мурафа между селами Вила-Ярузские и Скалополь, вблизи с. Саинка). Обычно они образуют останцы среди гранитоидов бердичевского комплекса. Стратиграфическое положение этой толщи окончательно не выяснено. Как уже отмечалось, львовские геологи помещают ее в основании днестровско-бугской серии. Однако с этим не согласуется ряд геологических фактов. Не исключено, что эта толща вообще имеет раннепротерозойский возраст, как и считал в свое время Н.П.Щербак [196], выделивший ее под названием подольской серии. По данным Р.Н.Довганя (устное сообщение), она перекрывается без видимого структурного несогласия гнейсами тетеревской серии. Скорее

всего, это следствие приконтактной тектонической переориентировки пород более древнего фундамента при дислокации тетеревской серии, однако сам факт налегания ее на березнинскую, а не тывровскую толщу свидетельствует о более нижнем стратиграфическом положении последней.

Вопрос о первичном характере вещества, послужившего субстратом для метаморфических образований днестровско-бугской серии, дискуссионный и далек от окончательного решения. Большинство исследователей рассматривают двупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы как метаморфизованные вулканиты и изверженные породы основного состава, гиперстеновые гнейсы и гранат-биотит-двупироксеновые гнейсы как метаморфизованные средние и кислые эффузивы (андезит-дациты, липариты и их туфы), железистые кварциты — как хемогенные осадки, образовавшиеся в глубоководных условиях, а гранат-биотитовые гнейсы и кальцифиры — как парапороды (глинистые и карбонатные осадки).

Если исходить из этих концепций и характера разреза днестровско-бугской серии, то становится очевидным, что на начальных этапах развития Днестровско-Бугского района происходило повсеместное формирование мощной толщи вулканитов преимущественно основного состава. Позже намечается тенденция к увеличению роли более кислых продуктов вулканизма и появлению осадков, которые в итоге становятся даже преобладающими в разрезе.

Породы днестровско-бугской серии зонально метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Зональность метаморфизма этих пород отчетливо проявляется в направлении с юга на север района, хотя характер распределения зон довольно сложный и обусловлен глубиной эрозионного среза. Данные о снижении глубинности метаморфизма пород в направлении с юга на север хотя и косвенно, но весьма убедительно указывают на более низкое стратиграфическое положение пород тывровской толщи по отношению к березнинской.

В северной части района (Бердичевский блок), где особенно широко развиты бердичевские граниты и мигматиты с останцами гранат-биотитовых, гранат-кордиерит-биотитовых и биотитовых гнейсов (березнинская толща), метаморфизм достигал условий высокотемпературной амфиболитовой субфации при относительно широком интервале  $PT$ -параметров (температура 810–940 К; давление  $(4,5–6,5) \cdot 10^8$  Па). В геологическом строении Хмельницкого и Винницкого блоков наряду с ультраметаморфическими эндробитами, винницитами и бердичевскими гранитами принимают участие образования тывровской, гниванской и березнинской толщ, метаморфизованные в условиях низкой гранулитовой субфации ( $T = 940–980$  К;  $P = (7–8) \cdot 10^8$  Па). В южной части названных блоков интенсивность метаморфизма приближается к высокотемпературной гранулитовой субфации ( $T = 970–980$  К).

Имеются все основания рассматривать супракrustальные породы южной части Днестровско-Бугского района (Приднестровье, Среднее Побужье) как полифациальные образования. А.А.Маракушев [115], сравнивая железистость граната в дивариантных парагенезисах, пришел к выводу, что породы района сел Котюжанка, Санька, Скалополь (тывровская толща) относятся к алданской субфации глубинности, а породы района сел Мур-Куриловцы и Подлесный Ялтушков (березнинская толща) — к ханкайской и намдеченской субфациям.

Редко встречаемый в Приднестровье минеральный парагенезис гиперстена, кордиерита и калиевого полевого шпата (зеленолевадовская толща) надежно фиксирует высокотемпературную гранулитовую субфацию, породы которой сохранились только в отдельных реликтовых блоках. В основном для Приднестровья характерны минеральные ассоциации, отвечающие низкой гранулитовой и высокой амфиболитовой субфациям. Резко приподнятое положение фундамента в районе Среднего Побужья [118] обусловило выход на дневную поверхность в Гайворонском блоке наиболее глубокометаморфизованных пород днестровско-бугской серии, практически лишенных признаков более низкотемпературного метаморфизма, чем высокая гранулитовая субфация.

Процессы эклогитизации пород Голованевского блока завершают гранулитовый метаморфизм, понижение интенсивности которого меняется по направлению от Гайворонского к Ятранскому блоку. Диафторез пород днестровско-бугской серии отчетливо фиксируется только в пределах Верхнего Побужья и Приднестровья, а на Среднем Побужье он практически отсутствует. Процессы диафтореза проходили неравномерно и при различных  $PT$ -условиях (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации).

Архейский возраст днестровско-бугской серии в настоящее время практически ни у кого не вызывает сомнения. Доказывается он как общегеологическими соображениями (приуроченность к наиболее приподнятым блокам и антиклинальным структурам, наиболее высокая степень метаморфизма и др.), так и изотопно-геохронологическими данными. По циркону эндритов гайворонского комплекса, замещающим породы днестровско-бугской серии, уран-торий-свинцовым методом получены значения возраста от 3020 до 2600 млн. лет [105].

### 3.3.1. ТЫВРОВСКАЯ ТОЛЩА

Породы тывровской толщи наиболее широко распространены юго-западнее с. Буды, а также в районе сел Кошаринцы и Сумовка. Опорным может рассматриваться перекрытый профиль структурных скважин 214–219, пробуренных юго-западнее с. Буды (рис. 7).

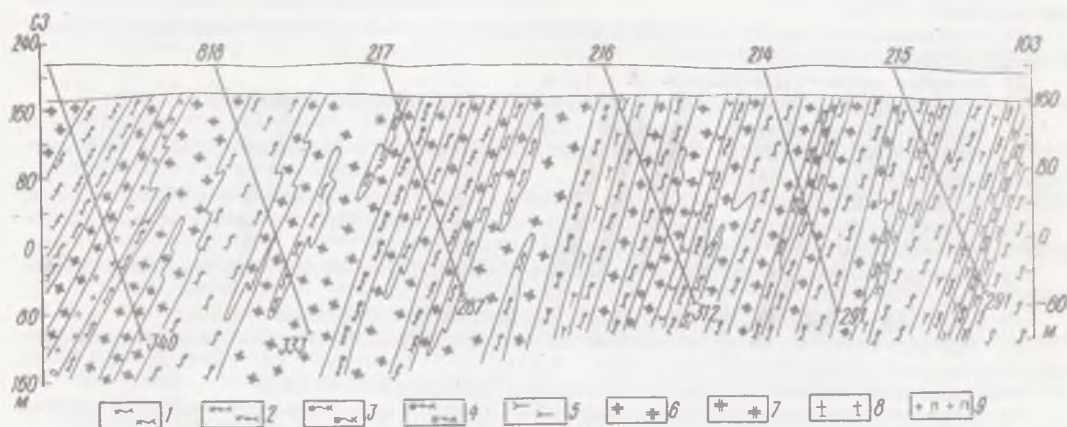


Рис. 7. Геологический разрез тывровской толщи по Будовскому профилю.

Породы: 1 – кристаллосланец биотит-двупироксен-плагноклазовый; 2 – кристаллосланец амфибол-биотит-двупироксен-плагноклазовый; 3 – кристаллосланец магнетит-пироксен-плагноклазовый; 4 – кристаллосланец магнетит-амфибол-пироксен-плагноклазовый; 5 – гнейс биотит-ортопироксеновый; 6 – эндрбит; 7 – чарнокит; 8 – мигматит; 9 – гранит аплит-пегматоидный

В этом разрезе устанавливается следующая последовательность пород (снизу вверх):

1. Кристаллосланец двупироксен-плагноклазовый, мелкозернистый – 1,5 м.
2. Пегматит крупнозернистый, неяснополосчатый – 1,5 м.
3. Гнейс гиперстеновый, интенсивно мигматизированный – 11,5 м.
4. Кристаллосланец двупироксен-плагноклазовый, магнетитсодержащий – 1,0 м.
5. Гнейс гиперстеновый, лейкократовый, эндрбитизированный – 7,5 м.
6. Кристаллосланец двупироксен-плагноклазовый, с переменным содержанием амфибола, мелкозернистый, полосчатый – 7,8 м.
7. Гнейс гиперстеновый, лейкократовый, мелкозернистый, полосчатый – 18,2 м.
8. Кристаллосланец амфибол-двупироксен-плагноклазовый, мелкозернистый – 3,0 м.
9. Гнейс гиперстеновый, лейкократовый, мелкозернистый, мигматизированный – 7,9 м.
10. Кристаллосланец двупироксен-плагноклазовый, часто с амфиболом и биотитом, мелкозернистый, эндрбитизированный, неяснополосчатый – 13,0 м.
11. Гнейс гиперстеновый, мелкозернистый, участками интенсивно гранитизированный – 26,7 м.
12. Пегматит розовый, крупнозернистый – 1,0 м.
13. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плагноклазовый, с прослоями биотит-гиперстен-плагноклазового – 16,1 м.
14. Гнейс биотит-гиперстеновый, мелкозернистый, яснополосчатый – 5,0 м.
15. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плагноклазовый, мелкозернистый, участками эндрбитизированный – 12,0 м.
16. Эндрбит двупироксеновый, диоритового состава, мелко- и среднезернистый – 17,5 м.
17. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плагноклазовый, гранитизированный – 39,7 м.
18. Гранит мезопертитовый, лейкократовый, с редкими зернами граната – 10,0 м.
19. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плагноклазовый, неравномерно эндрбитизированный – 15,7 м.
20. Эндрбит-мигматит мелко- и среднезернистый, большей частью массивный – 5,3 м.
21. Кристаллосланец двупироксен-плагноклазовый, мелкозернистый, участками окварцованный и калишпатизированный – 22,9 м.
22. Гранит мезопертитовый, лейкократовый, среднезернистый, массивный – 0,4 м.
23. Чарнокит среднезернистый, массивный – 1,0 м.

24. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, средне- и мелкозернистый, гранитизированный — 29,7 м.
25. Пегматит розовый, массивный — 2,7 м.
26. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, эндробитизированный — 1,8 м.
27. Пегматит средне- и крупнозернистый, массивный — 1,6 м.
28. Эндробит-мigmatит мелко- и среднезернистый, массивный с останцами двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 10,2 м.
29. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, биотитизированный — 12,0 м.
30. Эндробит двупироксеновый, мелкозернистый, с останцами двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 4,0 м.
31. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый и биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, эндробитизированный — 12,0 м.
32. Гранит пегматоидный, крупнозернистый, с редкими зернами гиперстена — 0,7 м.
33. Эндробит-мigmatит двупироксеновый, средне- и мелкозернистый, массивный, местами биотитизированный — 27,3 м.
34. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, амфиболитизированный и эндробитизированный — 12,3 м.
35. Эндробит-мigmatит мелкозернистый — 1,0 м.
36. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, эндробитизированный — 3,0 м.
37. Чарнокит среднезернистый, массивный — 3,5 м.
38. Эндробит-мigmatит мелко- и среднезернистый, массивный, с останцами двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 8,2 м.
39. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный — 1,3 м.
40. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, амфиболитизированный, биотитизированный и эндробитизированный — 18,1 м.
41. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, эндробитизированный — 1,9 м.
42. Гранит пегматоидный, розовый, крупно- и среднезернистый, массивный — 1,0 м.
43. Эндробит-мigmatит мелко- и среднезернистый, массивный, с останцами биотитизированного двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 6,5 м.
44. Гранит пегматоидный, с останцами среднезернистого эндробита — 16,6 м.
45. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелко- и среднезернистый, участками эндробитизированный — 4,4 м.
46. Чарнокит двупироксеновый, крупнозернистый, массивный — 3,3 м.
47. Скарноподобная гранат-кварцевая порода, гиперстенсодержащая, мелкозернистая, массивная — 1,0 м.
48. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, средне- и мелкозернистый, эндробитизированный, с прожилками кварц-полевошпатового состава — 20,5 м.
49. Гранит пегматоидный, средне- и крупнозернистый, массивный, с редкими крупными зернами пироксена — 1,4 м.
50. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, неравномерно эндробитизированный, местами до эндробит-мigmatита, с прожилками пироксенсодержащего калиевого гранита — 29,6 м.
51. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, неравномерно эндробитизированный — 34,0 м.
52. Чарнокит розовато-серый, среднезернистый, с останцами среднезернистого эндробита — 21,0 м.
53. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, средне- и мелкозернистый, эндробитизированный и чарнокитизированный — 7,2 м.
54. Гранит пегматоидный, крупнозернистый, с редкими зернами хлоритизированного пироксена — 1,3 м.
55. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, местами амфиболсодержащий, мелкозернистый, массивный — 28,0 м.
56. Гранит аплит-пегматоидный, массивный, с редкими крупными зернами пироксена — 2,0 м.
57. Кристаллосланец гиперстен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, эндробитизированный — 7,0 м.
58. Чарнокит среднезернистый, переходящий в лейкократовый гранит с реликтами гиперстена — 44,6 м.
59. Кристаллосланец гиперстен-биотит-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, эндробитизированный и калишпатизированный — 9,5 м.
60. Чарнокит среднезернистый с останцами биотитизированного двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 9,0 м.
61. Мigmatит пироксеновый, тонкополосчатый — 2,0 м.
62. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелко- и среднезернистый, участками биотитизированный и эндробитизированный — 33,0 м.
63. Эндробит двупироксеновый, среднезернистый, массивный, местами переходящий в чарнокит — 8,4 м.
64. Кристаллосланец биотит-амфибол-двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, местами слабо эндробитизированный — 4,1 м.
65. Эндробит двупироксеновый, местами с амфиболом, среднезернистый, массивный — 3 м.
66. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, мелко- и среднезернистый, массивный, местами эндробитизированный — 24,5 м.
67. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, местами довольно интенсивно гранитизированный — 16,5 м.

68. Эндербит-мigmatит двупироксеновый, местами амфиболсодержащий, мелко- и среднезернистый, с останцами двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 6,5 м.
69. Кристаллосланец гиперстеновый, мелкозернистый, массивный, слабо эндербитизированный — 1,0 м.
70. Кристаллосланец гиперстеновый, мелко- и среднезернистый, в различной степени эндербитизированный — 14,5 м.
71. Эндербит-мigmatит среднезернистый, массивный, местами с повышенным содержанием кварца — 0,9 м.
72. Чарнокит-мigmatит мелко- и среднезернистый, массивный, с останцами мелкозернистого массивного двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 6,9 м.
73. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, магнетитсодержащий мелкозернистый, местами интенсивно чарнокитизированный — 3,7 м.
74. Эндербит-мigmatит мелко- и среднезернистый, с останцами двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 85,0 м.
75. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, местами слабо биотитизированный и чарнокитизированный — 27,2 м.
76. Эндербит среднезернистый, массивный, двупироксеновый — 7,7 м.
77. Чарнокит крупно- и среднезернистый, массивный, с останцами окварцованного кристаллосланца — 8,3 м.
78. Кристаллосланец амфибол-биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, местами переходящий в пироксенсодержащий амфиболит — 35,0 м.
79. Эндербит-мigmatит мелко- и среднезернистый, массивный, с мелкими останцами двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 9,3 м.
80. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, местами биотитизированный, с прожилками темно-серого кварца — 5,5 м.
81. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плаггиоклазовый, пересланяющийся со среднезернистым пироксеновым гнейсом; обе породы неравномерно эндербитизированы — 32,0 м.
82. Эндербит-мigmatит двупироксеновый, мелко- и среднезернистый, массивный, с реликтами двупироксен-плаггиоклазового, мелкозернистого, окварцованного кристаллосланца — 23,3 м.
83. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, местами интенсивно биотитизированный — 3,1 м.
84. Эндербит-мigmatит двупироксеновый с останцами двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 3,5 м.
85. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, на отдельных участках биотитизированный — 3,1 м.
86. Эндербит среднезернистый, с останцами биотитизированного двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 3,6 м.
87. Кристаллосланец магнетит-амфибол-двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, с жилами пегматита — 29,0 м.
88. Эндербит среднезернистый, массивный, с жилами розовато-серого пегматоидного гранита и останцами амфибол-магнетит-двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 22,5 м.
89. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, местами эндербитизированный — 4,4 м.
90. Эндербит мелко- и среднезернистый, обогащенный кварцем, с маломощными останцами двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев — 19,9 м.
91. Эндербит-мigmatит двупироксеновый диоритового состава, среднезернистый, массивный, с единичными зернами граната — 64,3 м.
92. Эндербит двупироксеновый, среднезернистый, грубополосчатый — 8,5 м.
93. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, неравномерно биотитизированный и эндербитизированный — 12,0 м.
94. Эндербит среднезернистый, обогащенный кварцем, массивный, с останцами слабо эндербитизированного двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 34,0 м.
95. Кристаллосланец диопсид-плаггиоклазовый, сфенсодержащий, мелкозернистый, участками биотитизированный и гранитизированный — 11,0 м.
96. Чарнокит среднезернистый, массивный, с жилами пегматоидного гранита с гиперстеном — 14,0 м.
97. Кристаллосланец двупироксен-плаггиоклазовый, средне- и мелкозернистый, массивный, местами интенсивно эндербитизированный — 118,5 м.
98. Эндербит-мigmatит мелко- и среднезернистый, массивный, с останцами двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 10,0 м.
99. Чарнокит среднезернистый, массивный, с неравномерным содержанием калиевого полевого шпата — 2,0 м.
100. Эндербит-мigmatит мелко- и среднезернистый, массивный, с полосовидными обособлениями двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 11,0 м.
101. Гранит среднезернистый, массивный, гиперстенсодержащий, переходящий в эндербит — 2,0 м.
102. Эндербит двупироксеновый, разнозернистый, массивный, местами чарнокитизированный, содержащий останцы двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 35,2 м.
103. Кристаллосланец биотит-пироксен-плаггиоклазовый, мелкозернистый, массивный, местами слабо чарнокитизированный — 7,8 м.
104. Эндербит двупироксеновый, среднезернистый, с участками эндербитизированного двупироксен-плаггиоклазового кристаллосланца — 8,9 м.

105. Чарнокит среднезернистый, массивный, постепенно переходящий в эндербит — 1,9 м.
106. Гранит пегматоидный, средне- и крупнозернистый, массивный, постепенно переходящий в чарнокит — 27,6 м.
107. Эндербит среднезернистый, массивный, с останцами двупироксен-плагноклазового кристаллосланца; обе породы слабо калишпатизированы — 23,0 м.
108. Чарнокит крупно- и среднезернистый, с останцами биотит-двупироксен-плагноклазового кристаллосланца — 21,6 м.
109. Кристаллосланец двупироксен-плагноклазовый, мелкозернистый, биотитизированный — 9,4 м.
110. Эндербит двупироксеновый, крупно- и среднезернистый, массивный, с останцами двупироксен-плагноклазового кристаллосланца — 7,6 м.
111. Кристаллосланец амфибол-биотит-двупироксен-плагноклазовый, средне- и мелкозернистый, массивный, в различной степени эндербитизированный — 60,5 м.
112. Чарнокит средне- и крупнозернистый, массивный — 32,6 м.

Мощность вскрытого разреза тывровской толщи днестровско-бугской серии, представляющего, очевидно, только верхнюю часть толщи, составляет 1187 м. В разрезе отчетливо выделяется 16 двух- и трехкомпонентных ритмов мощностью от 6 до 242 м. Большинство ритмов начинается двупироксен-плагноклазовыми кристаллосланцами и заканчивается биотит-гиперстеновыми гнейсами.

В трехкомпонентных ритмах кроме названных выше разновидностей пород появляются магнетит-двупироксеновые или магнетит-амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы. Крайне редко в разрезе толщи встречаются маломощные прослои или линзы кальцифилов. Выделение ритмов в данной толще весьма затруднено из-за интенсивно проявленных процессов эндербитизации и чарнокитизации.

### 3.3.2. ПАВЛОВСКАЯ ТОЛЩА

Нижняя часть разреза павловской толщи перебурена и детально изучена по профилю структурных скважин в районе с. Павловка. От нижележащей тывровской толщи она отличается появлением в разрезе кордиерит- и гранатсодержащих гнейсов и мигматитов, железистых кварцитов и магнетитсодержащих кристаллосланцев. Верхняя часть разреза павловской толщи обнажается по р. Юж. Буг между городами Первомайск и Гайворон и изучена менее детально. Переход ее к вышележащей зеленолевадовской толще лейкократовых гнейсов постепенный.

Приводим разрез павловской толщи в районе с. Павловка (снизу вверх) (рис. 8):

1. Кристаллосланец двупироксен-плагноклазовый, участками с амфиболом, мелкозернистый, иногда эндербитизированный — 16,2 м.
2. Эндербит-мигматит среднезернистый, со слабо выраженной гнейсовидностью, участками калишпатизированный — 45,3 м.
3. Мигматит биотит-гиперстеновый кордиеритсодержащий, среднезернистый, слабо полосчатый — 3,8 м.
4. Гранит лейкократовый биотит- и гиперстенсодержащий, с останцами лейкократовых гиперстеновых гнейсов — 9,6 м.
5. Эндербит-мигматит мелко- и среднезернистый, лейкократовый, грубополосчатый, местами гранатсодержащий — 3,0 м.
6. Метасоматическая существенно кордиеритовая порода, среднезернистая, гнейсовидная, с прослоями эндербитизированного гиперстенового гнейса — 3,6 м.
7. Гранит мезопертитовый аплитоидный, мелко- и среднезернистый, гнейсовидный, с гранатом, гиперстеном и биотитом — 5,5 м.
8. Кристаллосланец гиперстен-плагноклазовый, магнетитсодержащий, мелкозернистый, участками переходящий в амфибол-двупироксен-плагноклазовый в различной степени эндербитизированный — 21,6 м.
9. Гранит пегматоидный, среднезернистый, с голубым кварцем и редкими зернами пироксена — 0,9 м.
10. Эндербит среднезернистый, массивный, с участками пегматоидного среднезернистого гранита — 5,4 м.
11. Кристаллосланец магнетит-двупироксен-плагноклазовый, мелкозернистый, массивный, участками эндербитизированный, с грубополосчатой текстурой — 9,2 м.
12. Метасоматическая кордиеритсодержащая порода; в начале и конце слоя отмечена сапфиринсодержащая калишпат-биотит-гиперстен-кордиеритовая порода; встречаются прослои мелкозернистого эндербитизированного лейкократового пироксенового гнейса — 7,5 м.
13. Гранит мелкозернистый, пегматоидный, массивный, с мелкими зернами пироксена; местами прослои биотит-кордиеритового гнейса — 27,5 м.
14. Эндербит лейкократовый, среднезернистый, переходящий в лейкократовый чарнокит — 3,5 м.
15. Кварцит магнетит-гиперстеновый, тонкополосчатый, на отдельных участках приближающийся по составу к кристаллосланцу — 4,8 м.
16. Эндербит гранатсодержащий, среднезернистый, массивный, на отдельных участках калишпатизированный — 4,8 м.

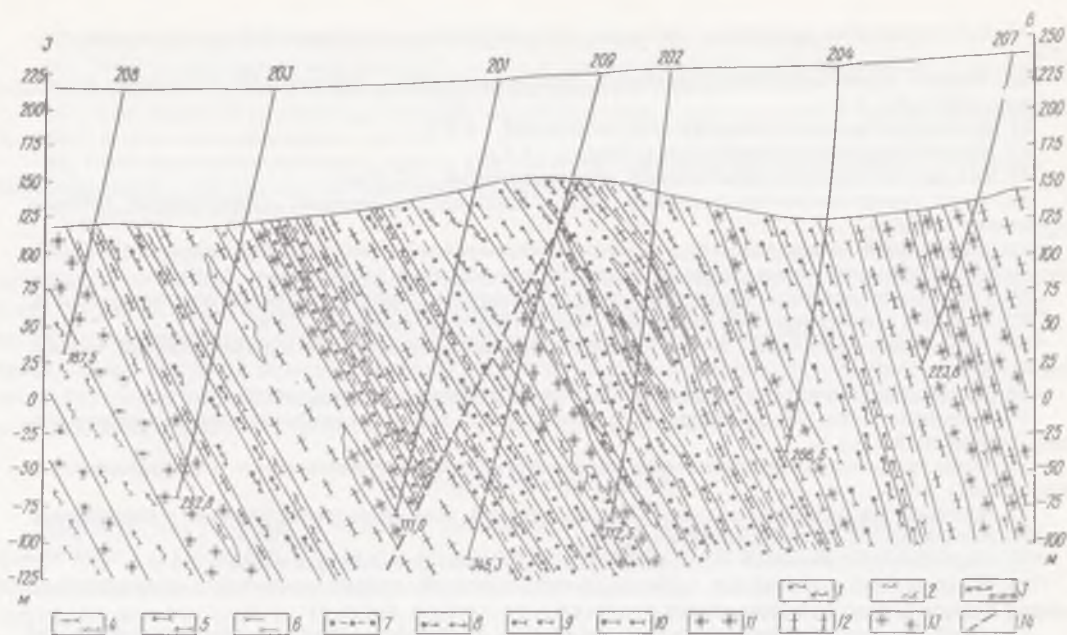


Рис. 8. Геологический разрез павловской толщи по Павловскому профилю.

**Породы:** 1 — кристаллосланец биотит-двупироксен-плагноклазовый, местами гранатосодержащий; 2 — кристаллосланец биотит-ортопироксен-плагноклазовый, местами с гранатом; 3 — кристаллосланец амфибол-биотит-двупироксен-плагноклазовый; 4 — гнейс биотит-кордиерит-пироксеновый; 5 — гнейс биотит-гранат-пироксеновый; 6 — гнейс биотит-гиперстеновый; 7 — кварцит железистый; 8 — кристаллосланец магнетит-двупироксен-плагноклазовый; 9 — скарноподобная порода с магнетитом; 10 — гнейс магнетит-пироксеновый; 11 — эндербит; 12 — граниты лейкократовые биотитовые и пироксен-биотитовые; 13 — чарнокит; 14 — разломы

17. Кристаллосланец амфибол-двупироксен-плагноклазовый, неяснополосчатый, местами переходящий в двупироксеновый гнейс с единичными зернами граната — 4,8 м.

18. Гранит лейкократовый, биотит-гранат-гиперстеносодержащий, среднезернистый — 7,6 м.

19. Кварцит двупироксен-магнетитовый, тонкополосчатый, местами перекристаллизованный — 1,8 м.

20. Кристаллосланец биотит-магнетит-двупироксен-плагноклазовый, неяснополосчатый, с неравномерным содержанием магнетита — 4,8 м.

21. Гранит лейкократовый, среднезернистый, с биотитом и гиперстеном, со струйчатым расположением темноцветных минералов — 14,0 м.

22. Переслаивание биотит-гиперстеновых и биотит-кордиерит-гиперстеновых гнейсов, в различной степени гранитизированных — 9,9 м.

23. Гранит лейкократовый, биотитовый, иногда гиперстеносодержащий, с полосовидными останцами лейкократовых биотит-гиперстеновых гнейсов — 35,0 м.

24. Кристаллосланец амфибол-двупироксен-плагноклазовый, магнетитсодержащий, мелкозернистый, с тонкой сланцеватостью — 3,4 м.

25. Кристаллосланец магнетит-гиперстен-плагноклазовый, грубополосчатый, послойно гранитизированный — 3,5 м.

26. Гранит аплитовидный, среднезернистый, биотит и гиперстеносодержащий — 2,5 м.

27. Кристаллосланец магнетит-гиперстен-плагноклазовый, неяснополосчатый, неравномерно окварцованный и гранитизированный — 4,8 м.

28. Гнейс биотитовый, рутилсодержащий, мелкозернистый, грубополосчатый за счет неравномерной гранитизации — 4,7 м.

29. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плагноклазовый, магнетитсодержащий, мелкозернистый, неравномерно эндербитизированный — 4,5 м.

30. Кварцит двупироксен-магнетитовый, амфиболсодержащий, тонкополосчатый — 6,5 м.

31. Кварцит амфибол-двупироксен-магнетитовый, среднезернистый, полосчатый — 15,0 м.

32. Кварцит магнетит-двупироксеновый, тонкополосчатый, с линзовидными обособлениями диопсида, граната и гиперстена — 12,0 м.

33. Кристаллосланец двупироксен-амфибол-плагноклазовый, средне- и мелкозернистый, массивный, местами слабо полосчатый — 45,0 м.

34. Кристаллосланец гранат-пироксен-плагноклазовый, грубополосчатый — 7,8 м.

35. Гранит лейкократовый биотит-, реже гиперстеносодержащий с полосами гранитизированного гиперстен-плагноклазового мелкозернистого кристаллосланца — 38,7 м.

36. Кварцит клинопироксен-магнетитовый, с "рябчиковой" текстурой, мелко- и среднезернистый, слабо полосчатый — 9,1 м.

37. Кварцит двупироксен-магнетитовый, грубополосчатый — 6,5 м.

38. Кристаллосланец амфибол-двупироксен-плагноклазовый, среднезернистый, полосчатый, с единичными зернами граната — 9,2 м.

39. Кристаллосланец магнетит-двупироксен-плагноклазовый, среднезернистый, тонкополосчатый — 4,7 м.
40. Кварцит клинопироксен-магнетитовый, преимущественно с "рябчиковой" текстурой, мелко- и среднезернистый — 8,1 м.
41. Кварцит двупироксен-магнетитовый, полосчатый — 9,2 м.
42. Магнетит-плагноклаз-гиперстеновая порода — 4,8 м.
43. Кварцит двупироксен-магнетитовый, тонкополосчатый — 12,9 м.
44. Гнейс гранат-биотит-гиперстеновый, часто с кордиеритом, местами окварцованный, гранитизированный — 10,0 м.
45. Чередование лейкократового энтербита с лейкократовым мезопертитовым гранитом, содержащим биотит, гиперстен, иногда кордиерит; переходы между ними постепенные — 10,6 м.
46. Гнейс кордиерит-гиперстеновый, интенсивно гранитизированный и катаклазированный — 11,2 м.
47. Энтербит среднезернистый, массивный, иногда гранатсодержащий — 7,0 м.
48. Гранит мезопертитовый, биотит- и гиперстенсодержащий, средне- и крупнозернистый, массивный — 5,6 м.
49. Энтербит-мigmatит теневой, участками интенсивно калишпатизированный — 16,6 м.
50. Кристаллосланец биотит-гиперстен-плагноклазовый, местами гранатсодержащий, мелкозернистый, сланцеватый — 3,1 м.
51. Гнейс гиперстен-биотит-гранатовый, интенсивно гранитизированный, мелко- и среднезернистый, полосчатый — 5,4 м.
52. Кварцит гиперстен-магнетитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, местами с порфировидными выделениями гиперстена и граната — 3,4 м.
53. Гнейс биотит-гранатовый, мелкозернистый, полосчатый, гранитизированный — 1,1 м.
54. Кварцит двупироксеновый, мелкозернистый, тонкополосчатый, участками перекристаллизованный с образованием линз существенно пироксенового состава — 4,4 м.
55. Гнейс биотит-гранат-гиперстеновый, интенсивно гранитизированный, средне- и крупнозернистый, грубополосчатый — 4,8 м.
56. Кварцит гиперстен-магнетитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, содержащий тонкие прослойки скарноподобной гранатсодержащей породы — 2,2 м.
57. Гнейс гранат-гиперстеновый, часто магнетитсодержащий, большей частью метасоматически измененный; встречаются прослойки гиперстен-магнетитового кварцита — 10,8 м.
58. Кварцит гиперстен-магнетитовый, местами с клинопироксеном, мелкозернистый, тонкополосчатый; встречаются прослойки пироксенового мелкозернистого гнейса — 7,8 м.
59. Кристаллосланец амфибол-двупироксен-плагноклазовый, мелко- и среднезернистый, сланцеватый, участками слабо полосчатый — 1,8 м.
60. Магнетит-двупироксеновая метасоматическая (?) порода, крупнозернистая, массивная, с неравномерным распространением магнетита — 0,5 м.
61. Кварцит магнетит-двупироксеновый, мелко- и среднезернистый, тонко- или неяснополосчатый — 16,1 м.
62. Кристаллосланец двупироксен-амфибол-плагноклазовый, мелко- и среднезернистый — 3,8 м.
63. Кварцит магнетит-гиперстеновый, диопсидсодержащий, мелкозернистый, тонкополосчатый — 0,8 м.
64. Кристаллосланец магнетит-двупироксен-плагноклазовый, участками с амфиболом мелко- и среднезернистый, сланцеватый — 6,4 м.
65. Мigmatит гиперстен-биотитовый, мелко- и среднезернистый, полосчатый — 25,6 м.
66. Кварцит диопсид-магнетитовый, мелкозернистый, полосчатый — 1,1 м.
67. Гнейс гиперстеновый, мелкозернистый, сланцеватый, с прослоями гранат-биотитового гнейса — 0,9 м.
68. Мigmatит мелко- и среднезернистый, лейкократовый, полосчатый, участками теневой, с примесью граната и гиперстена — 7,8 м.
69. Кварцит магнетит-гиперстеновый, тонкозернистый, тонкополосчатый — 0,6 м.
70. Гранит с калиевым полевым шпатом, мезопертитовый, пироксен-биотитовый, мелко- и среднезернистый, грубополосчатый — 2,9 м.
71. Кварцит магнетит-пироксеновый, мелко- и тонкозернистый, тонкополосчатый — 4,4 м.
72. Кристаллосланец гиперстен-амфибол-плагноклазовый, реже диопсидсодержащий, мелкозернистый, массивный — 24,1 м.
73. Кристаллосланец гранат-гиперстен-плагноклазовый, средне- и мелкозернистый, массивный, с редкими жилками пегматоидного гранита — 5,3 м.
74. Гранит пегматоидный, крупнозернистый, массивный, с единичными зернами пироксена — 4,6 м.
75. Энтербит-мigmatит среднезернистый, массивный, теневой — 29,6 м.
76. Гнейс магнетит-гиперстеновый, мелко- и среднезернистый, неравномерно гранитизированный с прослоями кристаллосланца — 50,5 м.
77. Чередование кристаллосланцев и гнейсов магнетит-гиперстеновых, часто гранатсодержащих, в различной степени гранитизированных — 7,2 м.
78. Гнейс магнетит-гиперстеновый, интенсивно энтербитизированный, окварцованный и катаклазированный — 3,4 м.
79. Кристаллосланец магнетит-гиперстен-плагноклазовый, мелко- и среднезернистый, местами гранитизированный и катаклазированный — 8,0 м.
80. Метасоматическая гиперстен-кордиерит-плагноклазовая порода, среднезернистая, неяснополосчатая — 0,8 м.
81. Мigmatит биотит-гиперстеновый, грубополосчатый; меланократовые прослои представлены в различной степени энтербитизированным кристаллосланцем — 11,2 м.

82. Эндербит-мigmatит теневой, средне- и крупнозернистый, неяснополосчатый — 3,5 м.

83. Гнейс биотит-гранат-гиперстеновый, мелко- и среднезернистый, неяснополосчатый, с прожилками пегматоидного гранат- и кордиеритсодержащего гранита — 17,5 м.

84. Гнейс магнетит-гранат-гиперстеновый, мелкозернистый, неяснополосчатый, интенсивно окварцованный и калишпатизированный — 4,9 м.

85. Гнейс биотит-гиперстеновый, мелко- и среднезернистый, полосчатый, в различной степени гранитизированный, с прожилками пегматоидного гранита — 9,5 м.

86. Гранит пегматоидный — 9,2 м.

Вскрытая этим профилем мощность павловской толщи составляет 754 м. Общая ее мощность, очевидно, превышает 800 м. В разрезе павловской толщи отчетливо выделяются 16 двух-, трех- и четырехкомпонентных ритмов мощностью от 10 до 139 м. Каждый из ритмов начинается двупироксен-плаггиоклазовыми, часто с амфиболом, кристаллосланцами, выше следуют кристаллосланцы магнетит-двупироксен-плаггиоклазовые, кварциты магнетит-гиперстеновые, гнейсы магнетит-гранат-гиперстеновые, часто с биотитом, иногда с кордиеритом, а также гиперстеновые и кордиерит-гиперстеновые.

### 3.3.3. ГНИВАНСКАЯ ТОЛЩА

Перекрытые разрезы, в которых можно было бы изучить последовательность чередования пород в гниванской толще и ее взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими толщами, пока отсутствуют. В действующем карьере пгт Гнивань вскрыты гранат-пироксеновые мигматиты (виннициты), содержащие останцы гранат-биотит-пироксеновых и биотит-пироксеновых гнейсов, реже кристаллосланцев и кальцифиров. Мощность пачек гнейсов сравнительно однородного состава достигает 60–80 м. Снизу вверх по разрезу отмечается снижение роли гранат-гиперстен-плаггиоклазовых кристаллосланцев и в целом заметно уменьшается основность пород.

Е.М.Лазько с соавторами [101] высказывают предположение о биметасоматической природе гранат-пироксеновых пород, развитых в зоне контакта кальцифир-кристаллосланцевой и кинцигитовой формаций и, следовательно, не склонны выделять соответствующее стратиграфическое подразделение. Однако проведенные нами исследования показали, что гранат в гнейсах гниванской толщи не метасоматический, а метаморфогенный, и его появление свидетельствует об изменении условий накопления первичной вулканогенно-осадочной толщи, в составе которой сильно возрастает роль осадочного, в частности туфогенного материала.

### 3.3.4. БЕРЕЗНИНСКАЯ ТОЛЩА

Перекрытые разрезы, в которых можно было бы наблюдать строение этой толщи, отсутствуют и вряд ли будут описаны в будущем, учитывая интенсивное проявление здесь ультраметаморфических процессов. Некоторое представление о строении толщи можно получить при изучении отдельных останцов среди гранитоидов бердичевского комплекса. Так, в обнажениях по р. Юж. Буг в с. Берзна наблюдаются полосчатые силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы с прослоями (до 20 см) мелкозернистых биотит-гранатовых. Переслаивание мелко- и среднезернистых биотит-гранатовых гнейсов наблюдается в обнажениях на р. Волк против с. Снитков, на р. Юж. Буг в с. Сутиски и по р. Згар на южной окраине с. Новоселица. В некоторых случаях преобладают среднезернистые гнейсы, содержащие сравнительно маломощные (до 20–30 см) прослои мелкозернистых разностей, в других местах преобладают мелкозернистые гнейсы. Местами появляются маломощные прослои гиперстен-плаггиоклазовых кристаллосланцев, гиперстеновых, биотит-гиперстеновых и биотитовых гнейсов, а также кальцифиров. Однако в отличие от гниванской толщи их содержание крайне незначительно.

Мощность березнинской толщи весьма ориентировочно оценивается в 3000–4000 м.

### 3.3.5. ЗЕЛЕНОЛЕВАДОВСКАЯ ТОЛЩА

Зеленолевадовская толща наиболее широко развита в Среднем Побужье, в междуречьях Днестр и Юж. Буг, Синица и Синюха, а также по р. Мурафа в Приднестровье. Породами этой толщи сложены крылья большинства структур Среднего Побужья: Великометинской, Александровской, Люшневатской, Чаусовской и др.

Зеленолевадовская толща залегает либо на тынговской толще, либо на павловской, причем переходы между ними постепенные, без видимого структурного и стратиграфиче-

ского несогласия. Перекрывается она лишь на отдельных участках кошаро-александровской свитой бугской серии; при этом хотя граница между ними и резкая, однако структурное несогласие на контакте обычно не фиксируется, что объясняется, скорее всего, тектонической перестройкой более древнего фундамента.

В нижней части разреза зеленолевадовской толщи обычны гиперстеносодержащие (иногда с гранатом) гнейсы, встречаются также прослои кристаллосланцев. В верхней части разреза преобладают биотитовые и лептитоподобные лейкократовые гнейсы с прослоями и линзами серых кварцитов.

В обнажениях на р. Юж. Буг между г. Гайворон и с. Соломия Е.М.Лазько и другие [101] описали следующий разрез зеленолевадовской толщи (снизу вверх):

1. Гнейсы милонитизированные, гранат-биотитовые и гранат-гиперстеновые — 73,8 м.
2. Гнейсы биотитовые и биотит-гиперстеновые, с редкими маломощными прослоями кристаллосланцев, мигматитов, гранито-гнейсов — 307,2 м.
3. Гнейс биотит-гранатовый — 26,3 м.
4. Гнейс биотитовый, с маломощными прослоями кристаллических сланцев — 43,4 м.
5. Кварцит гранат-силлиманит-полевошпатовый — 16,9 м.
6. Переслаивание биотитовых гнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев — 29,5 м.
7. Гнейсы биотитовые, реже биотит-гиперстеновые и мигматиты — 64,0 м.
8. Переслаивание биотитовых и биотит-гиперстеновых гнейсов, кристаллических сланцев и железистых кварцитов (четыре прослоя мощностью до 0,4 м) — 35,9 м.
9. Гнейсы и мигматиты биотитовые, гиперстеновые, кристаллические сланцы, пегматоидные граниты и милониты по этим породам — 77,6 м.
10. Гнейсы биотит-гранатовые, биотит-гиперстеновые, кристаллические сланцы, мигматиты, пегматоидные граниты и милониты по этим породам — 15,4 м.

Общая мощность разреза — 690 м. В.В.Зюльцле описал следующий разрез зеленолевадовской толщи, вскрытой скв. 222 северо-западнее с. Вербовка (снизу вверх):

1. Гранит лейкократовый с маломощными полосами биотит-гранатового лептитовидного гнейса — 2,3 м.
2. Гнейс гиперстен-биотитовый, лептитовидный, мелкозернистый, гранитизированный — 12,7 м.
3. Гнейс биотит-гиперстеновый, среднезернистый, с участками мелкозернистого лейкократового гранита — 4,3 м.
4. Гранит лейкократовый, с останцами гранитизированного биотит-гиперстенового лептитовидного гнейса — 8,1 м.
5. Гнейс биотит-гиперстеновый, мелкозернистый, местами гранитизированный и окварцованный — 1,9 м.
6. Пегматит крупнозернистый — 1,0 м.
7. Мигматит кордиерит-гранат-биотитовый, переходящий в окварцованный кордиерит-гранат-биотитовый гнейс — 3,6 м.
8. Гнейс биотит-гиперстеновый, среднезернистый, местами интенсивно окварцованный — 26,5 м.
9. Гранит лейкократовый, крупно- и среднезернистый, массивный — 3,5 м.
10. Гранит лейкократовый с незначительным содержанием биотита и пироксена — 12,3 м.
11. Кварц жильный с редкими зернами биотитизированного пироксена — 0,7 м.
12. Гнейс биотит-кордиеритовый, среднезернистый, массивный — 3,0 м.
13. Гранит пегматоидный, кордиерит- и гранатсодержащий — 11,0 м.
14. Мигматит кордиерит-гранатовый, мелко- и среднезернистый, слабо полосчатый — 7,5 м.
15. Кварцит биотит-полевошпатовый, серый, средне- и мелкозернистый, массивный — 10,1 м.
16. Кристаллосланец биотит-силлиманит-кордиерит-графитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый — 5,8 м.
17. Кварцит биотит-двопироксеновый, массивный, с реликтами окварцованного кристаллосланца — 7,6 м.
18. Кристаллосланец двопироксен-плагноклазовый, мелкозернистый, массивный — 6,1 м.
19. Пегматит средне- и крупнозернистый, гранатсодержащий — 2,0 м.
20. Кварцит биотит-полевошпат-кордиеритовый, графитсодержащий — 4,0 м.
21. Кристаллосланец пироксен-плагноклазовый — 8,6 м.

Видимая мощность разреза составляет 144,6 м. Суммарная мощность зеленолевадовской толщи достигает 500 м.

### 3.4. Западноприазовская серия

Западноприазовская серия представлена главным образом меланократовыми пироксен- и амфиболсодержащими гнейсами, основными кристаллосланцами и амфиболитами с подчиненными прослоями высокоглиноземистых гнейсов и железистых кварцитов. Эти породы сложены приподнятые блоки кристаллического фундамента в Западном Приазовье — Салтычанский антиклинорий (бассейны рек Молочная (Токмак), Лозоватка, Обиточная, Кильтичия); в Восточном Приазовье — Кальчик-Кальмиусский антиклинорий (бассейны рек Кальчик и Кальмиус). Наиболее обширные поля развития западноприазов-

ской серии известны в пределах Салтычанского антиклинория, особенно на его западном и восточном крыльях (рис. 9). В ядерной части антиклинория значительная часть образований западноприазовской серии замещена протерозойскими гранитоидами. На востоке Приазовского района встречаются лишь разрозненные останцы этой серии среди граносиенитов и гранитов восточноприазовского комплекса. Породами западноприазовской серии сложены также некоторые антиклинальные структуры или небольшие приподнятые блоки в пределах Орехово-Павлоградского и Мангушского синклиналиев.

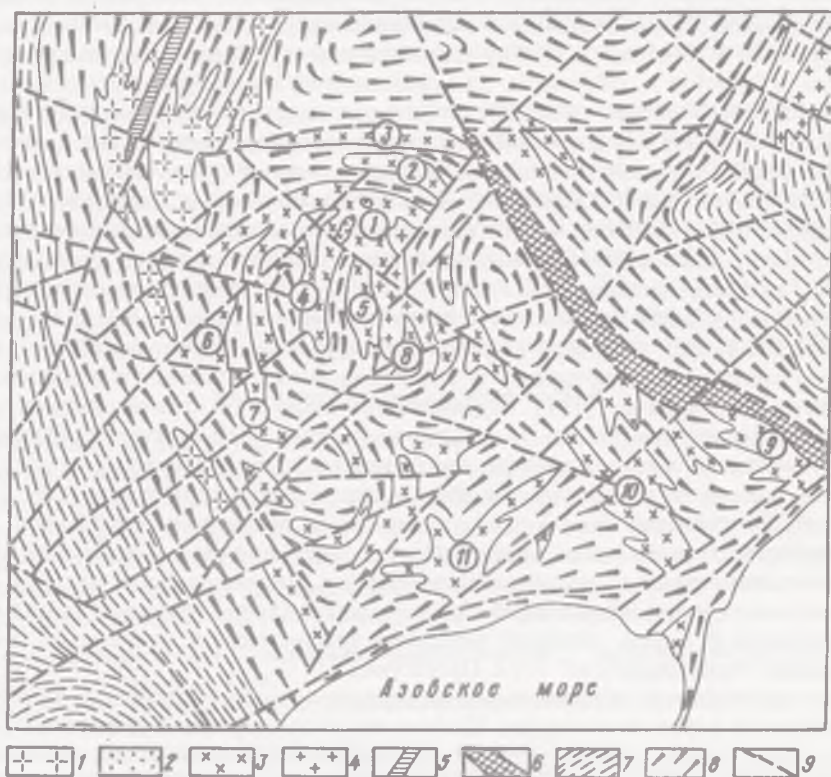


Рис. 9. Геологическое строение Западного Приазовья.  
 Массивы диоритов обиточненского комплекса (цифры в кружках): 1 – Салтычанский; 2 – Обиточненский; 3 – Верхнеобиточненский; 4 – Чокракский; 5 – Елисеевский; 6 – Нельговский; 7 – Богородицкий; 8 – Еленовский; 9 – Осипенковский; 10 – Андровский; 11 – Партизанский. Гранитоидные комплексы: 1 – анадолийский; 2 – салтычанский; 3 – обиточненский; 4 – шевченковский; 5 – черниговский карбонатитовый; 6 – гнейсы и сланцы осипенковской свиты; 7 – гнейсы и мигматиты центральноприазовской серии; 8 – гнейсы и мигматиты западноприазовской серии; 9 – разломы

Западноприазовская (стульневская) метабазитовая серия, отнесенная к катархею II (докембрий I), впервые была выделена Н.П.Семеновым в 1965 г. [154]. Основанием для ее выделения послужили древние значения возраста (2860–2600 млн. лет), полученные калий-аргоновым методом по роговой обманке из амфиболитов ст. Стульнево и с. Зеленовка [99]. Н.П.Семенов также выделял обиточненскую метабазитовую серию с прослоями железистых кварцитов, которую он относил к архею II, сопоставляя ее с саксаганской метабазитовой, ореховской и хашевато-завальевской сериями (возраст 2300–2000 млн. лет).

Несколько раньше И.С.Усенко [179] выделил в архее Западного Приазовья два ритма седиментации: с первым он связывал образование толщи метабазитов и биотитовых гнейсов, а со вторым – графитовых, силлиманитовых, ставролитовых, кордиеритовых, гранатовых гнейсов и сланцев, рудных и безрудных кварцитов, кристаллических известняков.

В 1966 г. К.Е.Есипчук [55] предложил для толщи гнейсов, основных кристаллосланцев и амфиболитов Западного Приазовья название лозоватская серия (от р. Лозоватка,

где эта толща была изучена и выделена). Название "западноприазовская серия" он считал не совсем удачным, так как в районе Западного Приазовья довольно широко развиты и более молодые образования, выделенные К.Е.Есипчуком и В.А.Цукановым в корсак-шовкайскую серию, отождествленную затем с центральноприазовской [55, 181]. В схему УРМСК 1970 г. эти серии вошли под названием "западноприазовская" и "центральноприазовская", так как разрез каждой из них был наиболее детально изучен именно в этих районах Приазовского блока.

В последующие годы в связи с проведением в Западном Приазовье глубинного геологического картирования и тематических исследований было предложено несколько вариантов более детального стратиграфического расчленения западноприазовской серии, которые, как правило, базировались на определенных структурно-тектонических построениях. В.А.Цуканов и К.Е.Есипчук [181] рассматривали крупную овальную структуру, расположенную в бассейне р. Обиточная, как синклиний и развитые здесь останцы гнейсовой серии относили к корсак-шовкайской (центральноприазовской) серии. Последующие исследования показали, что такая трактовка структуры была неправильной, что это антиклинальная форма, которая некоторыми исследователями рассматривалась как купол [91]. Р.М.Полуновский и Л.И.Каныгин, составляя геологическую карту докембрия Приазовского блока м-ба 1:200000, предложили расчленять западноприазовскую серию на салтычанскую свиту, слагающую одноименную антиклинальную структуру (Салтычанский антиклинорий впервые выделил И.С.Усенко [179]), и лозоватскую — более молодую. В.М.Дралов, проводивший глубинное геологическое картирование в бассейнах рек Молочная (Токмак) и Конка, расчленил западноприазовскую серию на существенно гнейсовую токмакскую свиту (более древнюю) и гнейсово-кристаллосланцевую кайинкулакскую. А.И.Некряч и Б.З.Берзенин [121] переименовали первую в верхнетокмакскую. По их мнению, кристаллосланцы, гнейсы и амфиболиты этой свиты слагают Куйбышевскую и Елисеевскую куполовидные структуры, а монотонная толща гнейсов кайинкулакской свиты образует систему опрокинутых линейных складок с размахом крыльев до 2 км. Еще один вариант расчленения западноприазовской серии предложил Н.Ф.Русаков, который провел глубинное геологическое картирование на Андреевской и Корсакской площадях. Супракрустальные породы, слагающие Елисеевскую куполовидную структуру, он выделил как андреевскую гнейсово-амфиболитовую свиту (более древнюю), а для гнейсово-кристаллосланцевой толщи, развитой западнее и тождественной лозоватской свите, предложил название "просторовская" (от с. Просторое).

Следует признать, что все предложенные варианты стратиграфического расчленения западноприазовской серии недостаточно обоснованы из-за отсутствия детального тектонического анализа и малого объема литолого-формационных исследований. Поэтому расчленение серии на свиты кажется пока преждевременным. Можно говорить лишь о выделении в составе западноприазовской серии двух толщ, заметно различающихся по составу и, возможно, занимающих различный стратиграфический уровень. Первую толщу, предположительно более древнюю, целесообразно называть верхнетокмакской, так как именно в районе верховьев р. Молочная (Токмак) наблюдается и описан наиболее полный ее разрез. Сложена эта толща кристаллосланцами основного состава, среди которых преобладают двупироксен-амфибол-плагноклазовые, биотит-двупироксен-плагноклазовые и диопсид-амфибол-плагноклазовые, а также пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и амфиболитами с подчиненными прослоями гранатовых и пироксен-магнетитовых кварцитов. Эта толща преимущественно развита в пределах северо-восточной части Салтычанского блока, восточнее Семеновского разлома. Вторая толща развита западнее разлома, главным образом западнее пгт Черниговка; представлена она гнейсами, среди которых преобладают биотит-амфиболовые и пироксеновые разновидности, при подчиненном развитии гранат-биотитовых гнейсов, железистых кварцитов и пироксеносодержащих кристаллических сланцев. За этой толщей можно сохранить название кайинкулакская, хотя она столь же широко развита и обнажается южнее, на р. Молочная, а также на р. Лозоватка.

В бассейне р. Обиточная, очевидно, развиты обе выделенные толщи, имеющие здесь несколько другой состав из-за разной степени метаморфизма (преимущественно гранулитовая фация с наложением амфиболитовой на реках Молочная (Токмак) и Кайинкулак и исключительно амфиболитовая — в бассейне р. Обиточная). Преобладание амфиболитов в средней части течения р. Обиточная (ниже с. Новоселки) и по р. Кильтичия (ниже с. Андреевка) позволяет сопоставлять эту часть разреза с верхнетокмакской толщей. Гнейсо-

вая толща верховьев рек Обиточная, Кильтичия и Чокрак может быть сопоставлена с кайинкулакской толщей.

Взаимоотношение западноприазовской и центральноприазовской серий изучено пока недостаточно. Часто контакты между ними тектонические. В некоторых случаях вроде бы есть основания говорить о постепенной смене в разрезе существенно метабазитовой толщи западноприазовской серии толщей высокоглиноземистых пород темрюкской свиты центральноприазовской серии (верховья рек Молочная (Токмак) и Конка). Однако при более тщательном структурном анализе все же оказывается, что это лишь кажущееся согласие границ, обусловленное, по-видимому, переориентировкой структур в более древнем фундаменте при деформациях толщи пород центральноприазовской серии, а на некотором удалении от контакта обычно обнаруживается резкое несогласие тектонического плана. Характер складчатых деформаций в породах западноприазовской серии обычно значительно сложнее.

Породы западноприазовской серии первоначально были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации с последующим наложением метаморфизма амфиболитовой фации. Наиболее характерным гранулитовым парагенезисом является: ромбический пироксен ( $f = 38-64$ ), моноклинный пироксен ( $f = 26-50$ ), основной плагиоклаз и магнетит. В наиболее железистых разностях появляется гранат ( $f = 86$ ). В диафторированных кристаллосланцах пироксены замещаются буро-зеленой роговой обманкой ( $f = 64$ ) и биотитом.

Архейский возраст западноприазовской серии (2900–2800 млн. лет) в последнее время надежно устанавливается уран-торий-свинцовым методом по цирконам из плагиогранитов и энтербитов, замещающих и прорывающих супракrustальные толщи [78].

#### 3.4.1. ВЕРХНЕТОКМАКСКАЯ ТОЛЩА

Верхнетокмакская толща сложена преимущественно основными и средними породами с преобладанием в нижней части разреза пироксенсодержащих кристаллосланцев и гнейсов, а в верхней — амфиболитов и амфиболсодержащих гнейсов (рис. 10).

Нижняя часть разреза верхнетокмакской толщи изучена по картировочному профилю XIX, пройденному при крупномасштабном глубинном геологическом картировании через Верхнетокмакскую структуру (данные В.М.Дралова). От ядра антиклинали по западному ее крылу до Черниговской зоны описан следующий разрез (снизу вверх):

1. Кристаллосланец двупироксен-амфибол-плагиоклазовый, с подчиненными прослоями гиперстен-амфибол-плагиоклазового — 40 м.
2. Переслаивание кристаллосланцев двупироксен-амфибол-плагиоклазовых и гнейсов диопсид-амфиболовых — 20 м.
3. Плагиомигматит биотит-амфиболовый — 50 м.
4. Кристаллосланец амфибол-двупироксен-плагиоклазовый, с прослоями диопсид-амфибол-плагиоклазового, участками гранитизированный — 90 м.
5. Плагиомигматит биотитовый — 18 м.
6. Кристаллосланец двупироксен-амфибол-плагиоклазовый, с прослоями диопсид-амфибол-плагиоклазового, гранитизированный — 118 м.
7. Гранит лейкократовый, биотитовый, мелкозернистый, разгнейсованный — 120 м.
8. Переслаивание кристаллосланцев и гнейсов диопсид-амфиболовых, реже биотит-гиперстеновых и двупироксен-биотитовых, гранитизированных — 95 м.
9. Плагиомигматиты и плагиограниты биотит-амфиболовые — 63 м.
10. Кристаллосланец двупироксен-амфибол-биотит-плагиоклазовый, гранитизированный — 53 м.
11. Плагиомигматит биотит-диопсид-амфиболовый — 30 м.
12. Кристаллосланец диопсид-биотит-амфибол-плагиоклазовый и двупироксен-биотит-амфибол-плагиоклазовый, инфильтрованный аплит-пегматоидным гранитом — 42 м.
13. Гранит биотитовый, аплит-пегматоидный — 30 м.
14. Кристаллосланец диопсид-биотит-амфибол-плагиоклазовый, гранитизированный — 40 м.
15. Кристаллосланец двупироксен-амфибол-плагиоклазовый, биотитсодержащий, с магнетитом, гранитизированный — 42 м.
16. Чередование кристаллосланцев и гнейсов диопсид-амфиболовых и биотит-амфиболовых, диопсидсодержащих — 30 м.
17. Гранит лейкократовый, биотитовый, среднезернистый — 77 м.
18. Гнейс и кристаллосланец амфибол-двупироксеновый — 43 м.
19. Плагиогранит и плагиомигматит пироксен-биотитовый, амфиболсодержащий — 78 м.
20. Плагиомигматит биотитовый — 52 м.
21. Кристаллосланец двупироксен-амфибол-плагиоклазовый и биотит-двупироксен-плагиоклазовый, гранитизированный — 50 м.
22. Плагиомигматит биотит-амфиболовый — 45 м.
23. Гранит лейкократовый, биотитовый, среднезернистый — 65 м.
24. Кристаллосланец биотит-двупироксен-плагиоклазовый — 53 м.

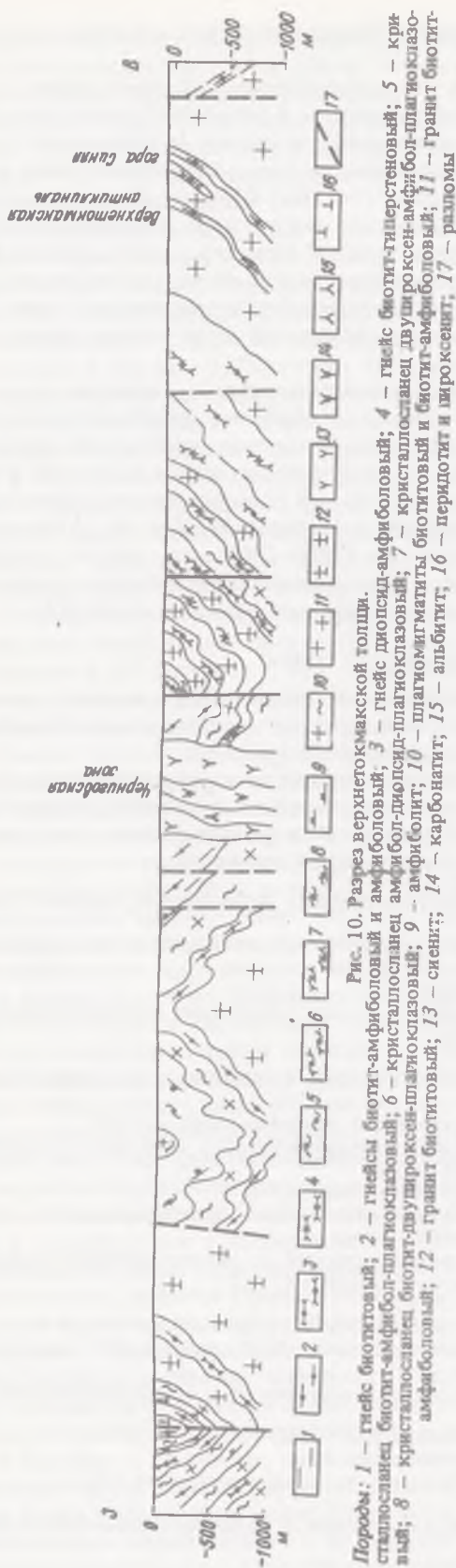


Рис. 10. Разрез верхнеюмкской толщи.

Порода: 1 — гнейс биотитовый; 2 — гнейс биотит-амфиболовый и амфиболовый; 3 — гнейс диопсид-амфиболовый; 4 — гнейс биотит-гиперстеновый; 5 — кристаллосланец биотит-амфиболовый; 6 — кристаллосланец амфибол-диопсид-плагноклазовый; 7 — кристаллосланец двупироксен-амфибол-плагноклазовый; 8 — кристаллосланец биотит-пироксен-амфибол-плагноклазовый; 9 — амфиболит; 10 — плагномигматит биотитовый и биотит-амфиболовый; 11 — гранит биотит-амфиболовый; 12 — гранит биотитовый; 13 — сиенит; 14 — карбонатит; 15 — альбитит; 16 — перидотит и пироксенит; 17 — разломы

25. Плагномигматит биотит-гиперстеновый, с редкими маломощными жилами гранита биотитового — 70 м.

26. Гранит лейкократовый, биотитовый, мелкозернистый — 93 м.

27. Кристаллосланец диопсид-амфибол-биотит-плагноклазовый, с жилами аплитовидного гранита — 60 м.

28. Плагномигматит биотит-роговообманковый — 93 м.

29. Гранит лейкократовый, биотитовый, мелкозернистый — 120 м.

30. Плагномигматит биотит-амфиболовый — 75 м.

31. Гнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые и диопсид-амфиболовые, с жилами аплит-пегматоидного гранита — 135 м.

32. Плагномигматит биотит-амфиболовый — 40 м.

Общая мощность 2020 м. Выше несогласно залегают образования темрюкской свиты.

Верхняя часть разреза верхнеюмкской свиты вскрывается отдельными картировочными скважинами в полосе между Семеновским и Черниговским разломами, а также обнажается по рекам Мокрая и Сухая Конка (севернее площади развития темрюкской свиты), где ими сложены синклинали складки, осложняющие крылья Верхнеюмкской и Куйбышевской антиклинальных структур. Севернее с. Тихий Гай на порфиро-бластических гранитах с останцами гиперстеносодержащих кристаллосланцев нижней части разреза залегают (снизу вверх):

1. Плагномигматит биотитовый, с редкими маломощными останцами амфиболитов и кристаллосланцев диопсид-амфибол-плагноклазовых — 400 м.

2. Кристаллосланец диопсид-амфибол-плагноклазовый, с прослоями гнейса амфиболового, гранитизированного — 20 м.

3. Амфиболит и гнейс амфиболовый, гранитизированный — 10 м.

4. Плагномигматит биотитовый с редкими останцами гнейса биотит-амфиболового — 302 м.

5. Гнейс амфибол-биотитовый — 30 м.

6. Плагномигматит биотитовый, с редкими останцами биотитового и биотит-амфиболового гнейса — 220 м.

7. Гнейс амфиболовый, с прослоями амфиболита — 33 м.

8. Плагномигматит биотитовый, с редкими останцами гнейса и кристаллосланца амфибол-диопсид-плагноклазового — 265 м.

9. Переслаивание амфиболитов и гнейсов амфибол-диопсидовых — 115 м.

10. Переслаивание пироксеновых амфиболитов, иногда с магнетитом, с гнейсами пироксеновыми и пироксен-амфиболовыми — 150 м.

11. Амфиболит с редкими прослоями гнейса амфиболового — 45 м.

12. Гнейс амфиболовый — 10 м.

13. Плагиигранит аплит-пегматоидный — 40 м.
14. Амфиболит — 10 м.
15. Плагиигранит аплит-пегматоидный — 45 м.
16. Амфиболит — 10 м.
17. Плагииомигматит диоритового состава, с редкими останцами амфиболита — 130 м.
18. Амфиболит — 18 м.
19. Плагииомигматит диоритового состава, с редкими останцами амфиболита — 190 м.
20. Плагииомигматит биотитовый, с редкими останцами биотит-амфиболового гнейса — 115 м.
21. Плагиигранит аплит-пегматоидный — 10 м.
22. Плагииомигматит биотитовый, с останцами биотитизированного амфиболита — 70 м.
23. Амфиболит — 15 м.
24. Плагииомигматит биотитовый, с редкими останцами гнейса биотит-амфиболового — 90 м.
25. Амфиболит — 15 м.
26. Плагииомигматит биотит-амфиболовый, с останцами амфиболита — 65 м.
27. Гнейс биотитовый — 10 м.
28. Плагииомигматит биотит-амфиболовый, с останцами гнейса амфиболового и биотит-амфиболового — 85 м.

Мощность этой части разреза составляет 2500 м. Общая мощность верхнетокмакской толщи превышает 4500 м. Верхнетокмакская толща, особенно верхняя часть ее разреза, имеет заметно выраженное ритмичное строение. Выделяются ритмы нескольких порядков. Ритмы первого порядка (микроритмы) образуются переслаивающимися гнейсами диопсид-амфиболовыми и диопсидовыми, а также диопсид-плагииоклазовыми и диопсид-амфибол-плагииоклазовыми, иногда магнетит- и гранатсодержащими сланцами. Мощность таких ритмов обычно не превышает нескольких сантиметров. В ритмах второго порядка наблюдается чередование слоев гнейсов и кристаллосланцев (или амфиболитов) мощностью по 0,4–0,7 м при мощности каждого ритма в 1,5 м; в кровле каждой пачки увеличивается количество кристаллосланцевых прослоев — они как бы венчают ритмы. Ритмы третьего порядка по строению аналогичны, однако мощность их достигает первых сотен метров.

Петрохимические и геохимические данные свидетельствуют о том, что верхнетокмакская толща имеет осадочно-вулканогенное происхождение: песчано-глинистые и карбонатные осадки в ее составе чередуются с преобладающими в разрезе преимущественно основными эффузивами.

#### 3.4.2. КАЙИНКУЛАКСКАЯ ТОЛЩА

Кайинкулакская толща имеет преимущественно гнейсовый состав, хотя постоянно встречаются прослои пироксен-амфибол-плагииоклазовых кристаллосланцев, амфиболитов и железистых кварцитов. По преимущественной приуроченности амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов к верхней части разреза удалось четко выделить изоклинальные складки в пределах широкого поля развития сходных по составу образований и получить достоверный разрез описываемой толщи (рис. 11). Наиболее полный разрез описан по р. Кайинкулак, восточнее ее слияния с р. Молочная (Токмак), от ядра Каменской антиклинали до Казанковатской синклинали (снизу вверх):

1. Амфиболит — 15 м.
2. Плагииомигматит биотит-амфиболовый — 70 м.
3. Кристаллосланец диопсид-амфиболовый, мигматизированный — 12 м.
4. Плагииомигматит биотит-амфиболовый, с редкими останцами биотит-амфиболового гнейса — 130 м.
5. Гнейс биотитовый — 10 м.
6. Плагииомигматит, с редкими останцами гнейса биотитового — 30 м.
7. Гнейс биотитовый — 13 м.
8. Плагииомигматит биотитовый и биотит-амфиболовый, с реликтами биотитового гнейса — 330 м.
9. Гранит биотитовый, разгнейсованный — 330 м.
10. Гнейс биотитовый — 18 м.
11. Гранит биотитовый, разгнейсованный — 220 м.
12. Плагииомигматит биотит-амфиболовый, с останцами биотитового гнейса — 95 м.
13. Гнейс амфибол-биотитовый — 3 м.
14. Плагииомигматит биотит-амфиболовый, с останцами гнейса биотит-амфиболового, реже биотитового — 140 м.
15. Гнейс биотитовый — 4 м.
16. Плагииомигматит биотит-амфиболовый, с реликтами гнейса биотитового и биотит-амфиболового — 158 м.
17. Кристаллосланец пироксен-магнетитовый и кварцит гиперстен-магнетит-гранатовый — 1,5 м.
18. Гнейс биотитовый — 11 м.

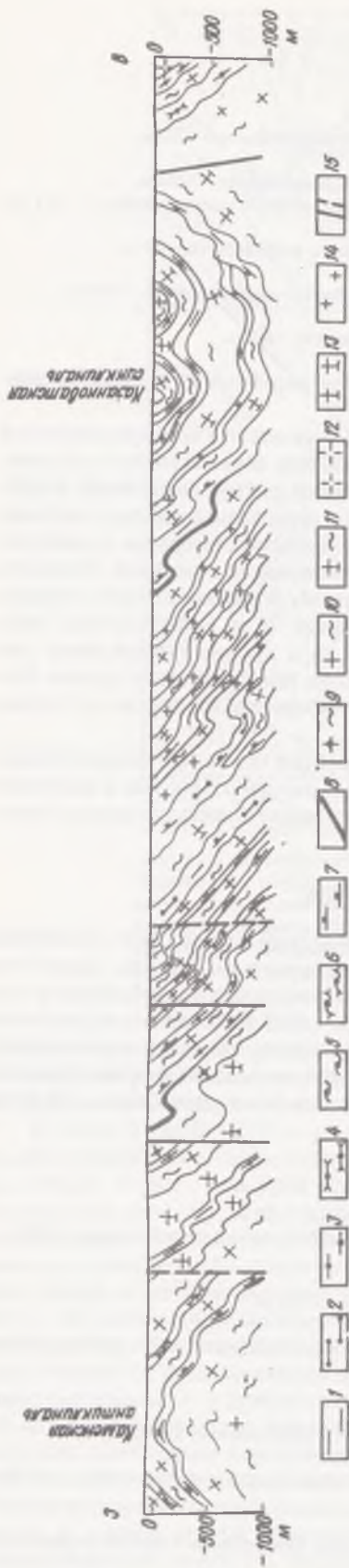


Рис. 11. Разрез кайинкулакской толщи, вскрытой долиной р. Кайинкулак.

Породы: 1 — гнейс биотитовый; 2 — гнейс гранат-биотитовый; 3 — гнейс гранат-амфиболовый и амфиболовый; 4 — гнейс диопсид-амфиболовый; 5 — кристалло-сланец биотит-амфибол-плагноклазовый; 6 — амфиболит диопсидовый; 7 — гнейс биотит-амфиболовый и амфиболовый; 8 — кварцит магнетит-гиперстеновый и гранат-гиперстен-магнетитовый; 9 — плаггиомигматит амфиболовый; 10 — плаггиомигматит амфибол-биотитовый; 11 — плаггиомигматит биотитовый; 12 — плаггиогранит биотитовый и амфибол-биотитовый; 13 — гранит биотитовый; 14 — гранит аплит-пегматоидный; 15 — разломы

19. Плаггиомигматит биотитовый, с малоомощными останцами гнейса биотитового и биотит-амфиболового — 115 м.
20. Гнейс биотитовый — 15 м.
21. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, с останцами биотитового гнейса и магнетит-амфибол-пироксенового кристаллосланца — 75 м.
22. Кристаллосланец диопсид-гранат-плагноклазовый — 2 м.
23. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, с останцами гнейса биотитового и прослоями (до десятка сантиметров) кристаллосланца — 136 м.
24. Гнейс гранат-биотитовый, мигматизированный — 20 м.
25. Плаггиомигматит биотитовый — 12 м.
26. Амфиболит разгнейсованный — 12 м.
27. Гнейс биотитовый — 18 м.
28. Плаггиогранит аплит-пегматоидный — 50 м.
29. Плаггиомигматит биотитовый, с малоомощными останцами гнейса биотитового и амфиболита — 30 м.
30. Плаггиогранит аплит-пегматоидный и плаггиомигматит, с останцами биотитового гнейса — 80 м.
31. Плаггиомигматит биотитовый — 20 м.
32. Плаггиогранит аплит-пегматоидный и плаггиомигматит, с останцами биотитового гнейса — 150 м.
33. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый — 15 м.
34. Кристаллосланец пироксен-амфибол-плагноклазовый — 15 м.
35. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый — 8 м.
36. Кварцит амфибол-двупироксен-магнетитовый — 2 м.
37. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, с малоомощными останцами (до 0,5 м) кристаллосланца диопсид-амфибол-плагноклазового и гнейса биотитового — 40 м.
38. Кристаллосланец диопсид-амфибол-плагноклазовый — 1 м.
39. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый — 29 м.
40. Кристаллосланец пироксен-амфибол-плагноклазовый, крупнозернистый, с шаровой текстурой — 11 м.
41. Кристаллосланец диопсид-амфибол-плагноклазовый, среднезернистый — 3 м.
42. Кварцит двупироксен-магнетитовый, мелкозернистый, полосчатый — 0,5 м.
43. Кристаллосланец диопсид-амфибол-плагноклазовый, с прожилками кварца — 4 м.
44. Кварцит амфибол-двупироксен-магнетитовый — 0,5 м.
45. Кристаллосланец диопсид-амфибол-плагноклазовый с магнетитом — 19 м.
46. Кварцит амфибол-двупироксен-магнетитовый, тонкополосчатый — 1,5 м.
47. Кристаллосланец диопсид-амфибол-плагноклазовый, черный, среднезернистый — 3 м.
48. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый — 20 м.

49. Гнейс биотитовый, мигматизированный — 15 м.
50. Плаггиомигматит биотитовый, с жилами розового аплитовидного гранита — 65 м.
51. Плаггиогранит аплит-пегматоидный — 20 м.
52. Плаггиомигматит биотитовый, с останцами биотитового гнейса — 65 м.
53. Плаггиогранит аплит-пегматоидный — 28 м.
54. Плаггиомигматит биотитовый, с останцами гнейса биотитового — 45 м.
55. Плаггиогранит аплит-пегматоидный — 20 м.
56. Плаггиомигматит биотитовый — 40 м.
57. Плаггиогранит аплит-пегматоидный — 85 м.
58. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, с останцами гнейса биотитового и амфиболита — 110 м.
59. Плаггиомигматит аплит-пегматоидный — 30 м.
60. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, с останцами гнейса биотитового — 107 м.
61. Плаггиомигматит биотитовый — 65 м.
62. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, с останцами гнейса биотит-амфиболового и кристаллосланца диопсид-амфибол-плаггиоклазового — 55 м.
63. Кристаллосланец диопсид-амфибол-плаггиоклазовый и амфиболит — 9 м.
64. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, с останцами амфиболита — 3 м.
65. Амфиболит — 11 м.
66. Кристаллосланец гранат-амфиболовый с магнетитом — 4 м.
67. Гнейс диопсид-амфиболовый — 1,5 м.
68. Гнейс биотитовый — 3 м.
69. Кристаллосланец диопсид-амфибол-плаггиоклазовый, иногда с гранатом, с прослоями гнейса биотит-амфиболового — 1,5 м.
70. Кварцит пироксен-магнетитовый, с линзами скарноида гранат-амфибол-диопсидового — 14 м.
71. Плаггиомигматит биотитовый и биотит-амфиболовый, с останцами гнейса биотитового и кристаллосланца биотит-амфиболового — 150 м.
72. Переслаивание гнейсов биотитовых и биотит-амфиболовых, мигматизированных — 40 м.
73. Плаггиомигматит биотитовый, с останцами гнейса биотитового и биотит-амфиболового — 115 м.
74. Плаггиогранит аплит-пегматоидный — 50 м.
75. Плаггиомигматит биотитовый — 35 м.
76. Гнейс биотит-амфиболовый — 10 м.
77. Плаггиомигматит биотитовый, с останцами гнейса биотит-амфиболового — 45 м.
78. Гнейс биотитовый, мигматизированный — 20 м.
79. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, с останцами гнейса биотитового и биотит-амфиболового — 160 м.
80. Гнейс биотитовый, мигматизированный — 17 м.
81. Гранит биотитовый, среднезернистый — 25 м.
82. Плаггиомигматит биотитовый — 60 м.
83. Гнейс биотитовый — 10 м.
84. Плаггиомигматит биотитовый — 45 м.
85. Переслаивание гнейсов биотитовых и биотит-амфиболовых — 8 м.
86. Плаггиомигматит биотитовый — 27 м.
87. Амфиболит — 7 м.
88. Плаггиомигматит биотитовый — 38 м.
89. Гнейс биотитовый — 15 м.
90. Плаггиомигматит биотитовый — 55 м.

Общая мощность приведенного разреза кайинкулакской толщи составляет 4250 м. На востоке по Семеновскому разлому породы кайинкулакской толщи контактируют с верхнетокмакской свитой, а на западе, вдоль Западноприазовского разлома — с мигматизированными образованиями темрюкской свиты центральноприазовской серии. По составу породы кайинкулакской толщи отвечают в основном первично-осадочным и туфогенным образованиям при подчиненном развитии вулканитов.

### 3.5. Росинско-тикичская серия

Росинско-тикичская серия представлена своеобразной толщей преимущественно амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов, развитых в бассейне рек Рось, Роставица, Каменка, Горный и Гнилой Тикичи (Росинско-Тикичский район) (рис. 12).

Эти породы изучали В.Н.Чирвинский [190], Л.Г.Ткачук [174] и другие исследователи, которые, однако, не выделяли их в самостоятельное подразделение, а относили к архейской гнейсовой серии. В качестве самостоятельного стратиграфического подразделения росинскую серию архейского возраста первым выделил Н.П.Щербак [197]. В эту серию были объединены амфиболсодержащие гнейсы, мигматиты, амфиболиты и ультрабазиты, местами вмещающие пачки кристаллических известняков и кальцифиров, а также железистые кварциты (Володарская и другие магнитные аномалии), развитые в районе среднего и верхнего течения р. Рось.

Примерно в это же время Ю.Ир.Половинкина [139] в бассейне рек Горный и Гнилой



Рис. 12. Геологическое строение района Володарских магнитных аномалий. *Породы:* 1 – амфиболиты и гнейсы росинско-тикичской серии; 2 – амфиболиты, кристаллические сланцы, железистые кварциты и кальцифилы володарско-белоцерковской толщи; 3 – плагиомигматиты гранодиоритового состава; 4 – плагиограниты биотитовые и роговообманковые; 5 – граниты и мигматиты биотитовые и амфибол-биотитовые; 6 – гранит и мигматит порфиробластические; 7 – гранит и мигматит равностороннезернистые житомирского типа; 8 – разломы. *1-1* – Володарский опорный профиль

Тикичи выделила район распространения пород тикичской свиты, представленной биотитовыми и амфиболовыми гнейсами с пластовыми телами габбро и диоритов и залегающей между днестровско-бугской и тетерево-бугской свитами (архей).

В схеме УРМСК 1970 г. росинская и тикичская толщи были объединены в единую росинско-тикичскую серию неопределенного архей-раннепротерозойского возраста. В схеме УРМСК 1978 г. она была отнесена к архею. Основанием для этого послужили новые определения возраста уран-торий-свинцовым методом по гранитам так называемого звенигородского комплекса (2700–2600 млн. лет), секущим метавулканы росинско-тикичской серии, а также отдельные архейские значения возраста, полученные калий-аргоновым методом по амфиболитам и амфибол-биотитовым гнейсам (до 2960 млн. лет [78, 209]). На основании исследований Т.А.Скаржинской серия была расчленена на две свиты: володарскую (более древнюю) и белоцерковскую. В составе володарской свиты железистые кварциты, представленные магнетитовыми, магнетит-пироксеновыми, магнетит-куммингтонитовыми и куммингтонитовыми разностями, образуют пласты мощностью до 80 м. Довольно широко развиты также кристаллические сланцы разного состава, среди которых преобладают пироксен-плагиоклазовые, пироксен-амфибол-плагиоклазовые, магнетит-амфиболовые, кварц-магнетит-пироксеновые, иногда с фаялитом. Вмещающими породами являются аподиабазовые, апогаббро-диабазовые амфиболиты, а также параамфиболиты; к верхам разреза приурочены кальцифилы, более характерные для вышележащей белоцерковской свиты. В составе последней железистые кварциты встречаются реже, имеют малую мощность и, как правило, бедны железом. В составе белоцерковской свиты

преобладают амфиболитизированные диабазовые порфириты ассоциирующие с аподиабазовыми амфиболитами, метаморфизованными андезитовыми порфиритами. Менее развиты сланцы и гнейсы биотит-амфиболовые и биотитовые. Мраморы и кальцифиры, образующие иногда пласты мощностью до 40 м, приурочены в основном к верхней части разреза свиты, встречаясь совместно с железистыми кварцитами. Отмечаются переходы кальцифиров в скарновые породы диопсидового состава. Суммарная мощность обеих свит оценивается в 2000 м.

Вместе с тем многие исследователи, изучавшие геологическое строение Росинско-Тикичского района, не разделяли мнение УРМСК о составе и возрасте характеризуемой серии. Так, львовские геологи во главе с Е.М.Лазыко [101] относили выделяемый ими тикичский комплекс (включая и гнейсовую толщу бассейна р. Рось) к зою или нижнему протерозою. В их последней стратиграфической схеме росинско-тикичская серия, включаемая в состав тикичского геологического комплекса, коррелируется с аульской серией Среднего Приднепровья и относится к верхнему архею [103]. В сводном разрезе тикичского комплекса (росинско-тикичская серия и продукты ее гранитизации) львовскими геологами выделяются три плутоно-метаморфические формации (снизу вверх): биотитовая гнейсо-гранодиоритовая, биотитовая гнейсо-лейкогранитовая, сланцево-диоритовая. Субстратом этих формаций являются супракрустальные формации — соответственно амфиболит-кристаллосланцевая, биотитовая лейкократово-гнейсовая и биотитовая меланократово-гнейсовая, которые рассматриваются в качестве стратонов.

Однако нам кажется, что достаточные основания для стратификации перечисленных плутоно-метаморфических и супракрустальных формаций отсутствуют. Значительная часть пород, слагающих эти формации, представляет собой в различной степени гранитизированные амфиболиты. Последние присутствуют во всех типах плутоно-метаморфических формаций, выделенных львовскими геологами. То же самое можно сказать и о лейкократовых биотитовых гранитоидах. В большинстве случаев это конечный продукт ультраметаморфизма, о чем свидетельствуют разрезы глубоких скважин, в которых фиксируется гранитизация амфиболитов с переходом в диоритовидные породы, породы состава гранодиоритов, плагиомигматиты, мигматиты и в конечном счете — в лейкократовые граниты. Следует также отметить, что в биотитовую гнейсо-лейкогранитную плутоно-метаморфическую формацию наряду с породами росинско-тикичской серии включены диафторированные породы днестровско-бугской серии, а также гранитоиды с реликтами эндибитов.

И.Б.Щербаков [201] выделяет в Росинско-Тикичском районе четыре литолого-стратиграфических комплекса:

- 1) росинский, сложенный монотонной толщей биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов с редкими пластами гранатсодержащих гнейсов, кварцитов, метультрабазитов и пироксеновых амфиболитов;

- 2) лысянский, в составе которого преобладают амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы при подчиненном развитии гнейсов двуслюдяных, гранат-биотитовых, силлиманит- и кордиеритсодержащих, гранатовых амфиболитов;

- 3) звенигородский, сложенный ритмично переслаивающимися биотитовыми, биотит-амфиболовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, с пачками конгломератовидных пород и линзовидными включениями известково-силикатных кристаллических сланцев;

- 4) синюхинский комплекс, представленный метапелитами и амфиболсодержащими породами. Их возрастные взаимоотношения окончательно не выяснены. Отмечается, правда, что синюхинский комплекс занимает промежуточное положение между разрезами Ятранского и Кировоградского блоков (бугская и ингулецкая гнейсовые серии).

Расчленение росинско-тикичской серии на две свиты многие исследователи считают необоснованным, поскольку это не соответствует характеру разреза росинско-тикичской серии в районе, а отражает всего лишь фрагменты разрезов отдельных локальных участков: Володарских и Белоцерковских магнитных аномалий. На этих участках встречен своеобразный парагенезис пород, не характерный для росинско-тикичской серии в целом.

Нами проанализированы все имеющиеся материалы, полученные в результате исследований Я.М.Грицкова, Э.В.Мельничука, Т.А.Скаржинской, М.А.Ярошук, В.М.Шуныко, Н.Е.Липкиной-Кучинской и других по Володарскому, Северо-Березнянскому, Южно-Березнянскому, Рудосельскому участкам Володарской группы магнитных аномалий и Белоцерковскому участку (рис. 13—15). Сопоставление этих данных позволило выделить единый нижний горизонт железистых кварцитов, в основании которого лежат малорудные

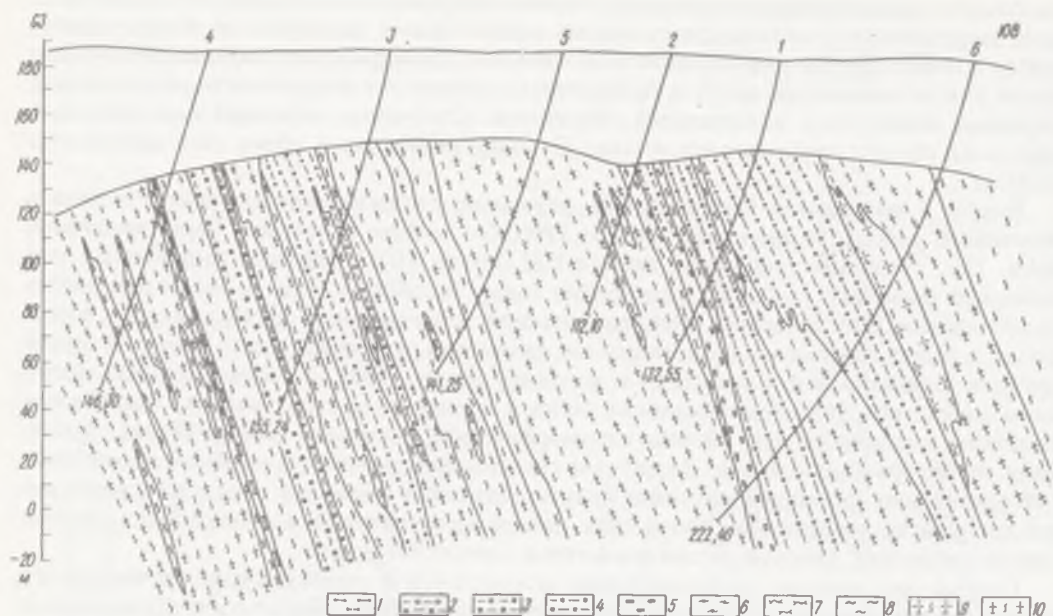


Рис. 13. Геологический разрез володарско-белоцерковской толщи по профилю II-II Володарского участка.

Породы: 1 — гнейс гранат-биотитовый; 2 — кварцит полевошпатовый; 3 — кварцит маложелезистый; 4 — кварцит железистый; 5 — скарноид; 6 — кристаллосланцы биотит-амфиболовый и амфиболовый; 7 — гнейс амфиболовый; 8 — амфиболит; 9 — плагиомигматит биотитовый; 10 — мигматит биотитовый

или безрудные разности. Средняя мощность горизонта на участках Володарской группы магнитных аномалий равна 57 м, на Белоцерковском участке — 54 м. Нижележащие безрудные кварциты отделены от железистых прослоем амфиболитов тоже выдержанной мощности (19 м). Ниже кварцитов залегает мощная толща гранитизированных амфиболитов.

Верхние части разреза представлены переслаиванием железистых кварцитов с карбонатсодержащими породами — скарноидами и кальцифирами. На участках Володарской группы магнитных аномалий преобладают железистые кварциты, среди которых наблюдаются маломощные (4–10 м) прослои скарноидов и реже кальцифиров, а на Белоцерковском участке доминирующее значение принадлежит кальцифирам. В низах карбонатно-железисто-кремнистых пачек наблюдаются гранатсодержащие кристаллосланцы и гнейсы. Мощность пачек на участках Володарской группы магнитных аномалий и на Белоцерковском участке примерно одинакова — порядка 130 и 165 м при общей вскрытой мощности супракрустальных образований соответственно около 520 и около 620 м.

Существуют и некоторые отличия в разрезах Володарской и Белоцерковской аномалий. Во-первых, в верхней части белоцерковского разреза наблюдаются крупные прослои кальцифиров и скарноидов, в Володарской же группе аномалий они маломощные и встречаются реже. Во-вторых, кроме кальцифиров на Белоцерковском участке встречаются мраморы, не установленные в пределах участков Володарской группы. В-третьих, в володарском разрезе в отличие от белоцерковского есть реликты двупироксеновых гнейсов. В-четвертых, володарские железистые кварциты пироксен-магнетитовые, реже амфибол-магнетитовые, в то время как белоцерковские — только амфибол-магнетитовые, часто с куммингтонитом. Все это позволяет говорить о двух типах разреза, близких по своему характеру, но вместе с тем являющихся результатом определенных различий в условиях седиментации и метаморфизма.

В схеме УРМСК 1978 г. разрезы Володарской и Белоцерковской аномалий были отнесены к разным стратиграфическим уровням. Такое построение опиралось на гипотезу, согласно которой последовательность этих типов разреза отражает гомодромную направленность эффузивного магматизма. Приводились и другие косвенные соображения — более глубокий метаморфизм пород володарской свиты и почти полное отсутствие в них реликтовых эффузивных структур. Кстати, по последним данным Т.А.Скаржинской в низах володарской свиты тоже выявлены аподиабазы и апопорфиры с хорошо сохранившимися реликтовыми структурами. Важно подчеркнуть, что прямые доказательства разновозрастности володарской и белоцерковской свит в настоящее время отсутствуют.

Очевидно, при современном состоянии изученности росинско-тикичской серии расчленение ее на володарскую и белоцерковскую свиты нельзя признать обоснованным. Можно говорить лишь о выделении единой володарско-белоцерковской толщи, стратиграфическое положение которой в составе росинско-тикичской серии окончательно не выяснено.

Многие считают эту толщу древнее основной части росинско-тикичской серии, помещая ее либо в основании последней (Р.Н.Довгань), или же рассматривая как диафторированную днестровско-бугскую серию (В.П.Кириллук). М.А.Ярошук [211] объединяет все железорудные толщи так называемой Одесско-Белоцерковской зоны [75], захватывающей Росинско-Тикичский и часть Днестровско-Бугского района, в единую карбонатно-мелтабазитовую железисто-кремнистую формацию раннепротерозойского возраста.

Наиболее характерными породами для росинско-тикичской серии являются амфиболиты, амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы, распространенные в виде разных по размерам останцов среди гранитоидов звенигородского и уманского комплексов. В амфиболитах и амфиболовых гнейсах постоянно отмечаются диабазовые или порфиоровые структуры. Порфиоровые выделения представлены гломеробластовыми скоплениями роговой обманки, реже биотита, плагиоклазом (часто зональным), иногда кварцем. Породы с реликтовыми структурами относятся главным образом к метаморфизованным диабазам и диабазовым порфиритам, реже к андезитовым порфиритам. Иногда с ортоамфиболитами переслаиваются маломощные прослои амфиболитов, вероятно, осадочного происхождения.

Большинство пород росинско-тикичской серии метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации; первоначальный метаморфизм соответствует высокотемпературной субфации ( $T = 900-950$  К) с последующим заметным его снижением. Наиболее высокотемпературные парагенезисы соответствуют биотит-куммингтонитовым плагиогнейсам и диопсидсодержащим амфиболитам, низкотемпературные — амфиболитам и гнейсам с голубовато-зеленой роговой обманкой ( $f = 40-60$ ), зеленовато-бурым биотитом ( $f = 40-52$ ) и плагиоклазом № 30—40 ( $T = 840-855$  К).

Существует мнение, что росинско-тикичская серия представляет собой диафторированную в условиях амфиболитовой фации днестровско-бугскую серию [118]. Очевидно, такого типа диафториты развиты на южной периферии Росинско-Тикичского района, где весьма широко распространены породы с реликтами гранулитовых парагенезисов. Однако с ними не имеют ничего общего типичные гнейсо-амфиболитовые толщи, представляющие росинско-тикичскую серию.

Несколько подробнее остановимся на метаморфизме володарско-белоцерковской толщи. В районе сел Володарка и Северная Березна М.А.Ярошук [210] в этой толще были установлены и описаны типичные гранулитовые парагенезисы (гиперстен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы). Развитие гиперстен-плагиоклазовых симплектитов и появление граната [118] рассматриваются как признаки начальных этапов эклогитизации. Вместе с тем повышенная железистость гиперстена ( $f = 42-60$ ) свидетельствует о сравнительно невысоких температурах метаморфизма, которые оцениваются в  $950-1000$  К; давление, определенное по парагенезису гиперстен+гранат, составляло  $7,7 \cdot 10^8$  Па. При более низких температурах ( $900-930$  К) образовался парагенезис роговой обманки с биотитом и кислым плагиоклазом, соответствующий проявлению первой стадии гранитизации.

На Белоцерковском участке по гранат-биотитовым и гранат-кордиерит-силлиманитовым парагенезисам установлена максимальная температура метаморфизма в  $900-930$  К. Здесь же выявлен довольно уникальный неравновесный парагенезис гранат+биотит+силлиманит+андалузит+кордиерит+ставролит+мусковит+плагиоклаз+кварц; ставролит находится в виде включений в кордиерите и гранате. Этот парагенезис фиксирует прогрессивный переход от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации.

Архейский возраст гнейсов и амфиболитов росинско-тикичской серии установлен калий-аргоновым методом по роговым обманкам. Он подтвержден также уран-торий-свинцовым методом по цирконам из гранитов звенигородского комплекса, прорывающих эту серию (2600—2700 млн. лет).

В настоящее время нельзя составить сводного разреза росинско-тикичской серии. Его фрагменты вскрыты небольшими профилями скважин (2080-А, 2081, 2087) в районе сел Водяники, Терезино и Особцы. В этих разрезах наблюдаем чередование амфиболитов, биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов, в разной степени мигматизированных.

Володарский участок

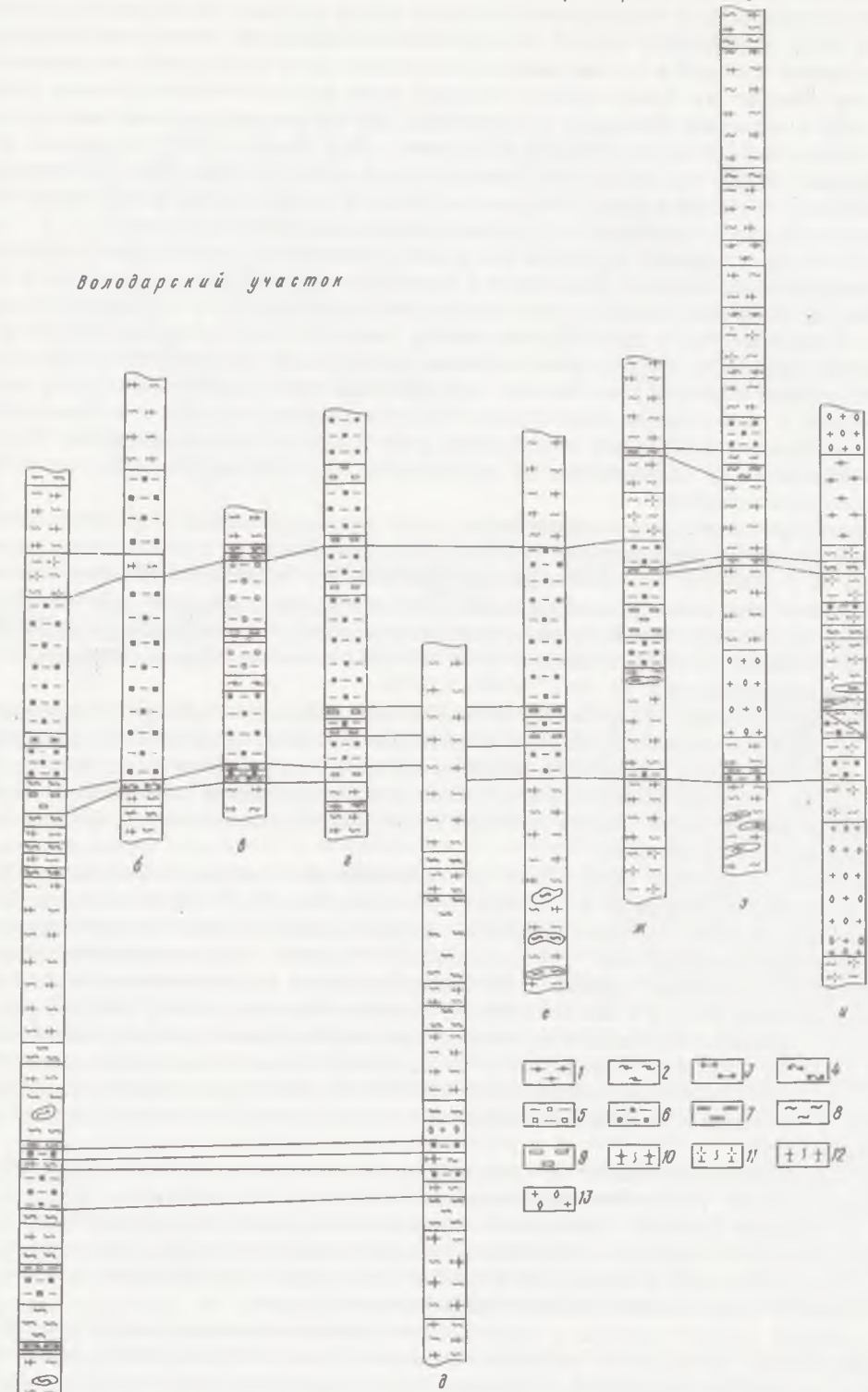


Рис. 14. Корреляция разрезов володарско-белоцерковской толщи района Володарских магнитных аномалий.

Володарский участок: а — профиль II—II, скв. 4, 3, 5, 2, 1, 6; б — профиль V—V, скв. 1323, 1317, 1316, 1315, 1318, 1327; в — скв. 14, 12; г — профиль XI—XI, скв. 1407, 1406, 1405, 1512, 1404, 1511; д — профиль X—X, скв. 1398, 1397, 1387, 1390, 1411; Северо-Березнянский участок: е — профиль VI—VI, скв. 1504, 1377, 1394, 1376, 1381, 1385; ж — профиль IX—IX, скв. 1439, 1438, 1437, 1462, 1470, 1513, 1515; з — профиль II—II, скв. 33, 36,

Рис. 15. Корреляция разрезов володарско-белоцерковской толщи района Белоцерковских магнитных аномалий.

Породы: 1 — кристаллосланцы биотит-амфиболовый и амфиболовый; 2 — кристаллосланец кордиерит-гранат-силлиманит-биотитовый (местами самфиболом); 3 — кварцит железистый; 4 — офикальцит; 5 — мрамор доломитовый; 6 — кальцифир; 7 — гнейс графитовый; 8 — амфиболит; 9 — скарноид; 10 — кварцит безрудный; 11 — плаггиомигматит биотитовый; 12 — мигматит амфибол-биотитовый гранодиоритового состава; 13 — мигматит биотитовый; 14 — гранит аплит-пегматоидный; 15 — гранит аплитоидный; 16 — гранит пегматоидный

Приводим фрагментарный разрез росинско-тикичской серии в районе с. Водяники (снизу вверх):

1. Плаггиомигматит амфибол-биотитовый, с прожилками аплит-пегматоидного гранита — 18 м.

2. Амфиболит — 4 м.

3. Плаггиомигматит амфибол-биотитовый — 4 м.

4. Мигматит амфибол-биотитовый — 4 м.

5. Плаггиомигматит амфибол-биотитовый, с прожилками аплит-пегматоидного гранита — 24 м.

6. Мигматит амфибол-биотитовый — 6 м.

7. Плаггиомигматит амфибол-биотитовый — 42 м.

8. Амфиболит — 22 м.

9. Амфиболит, в разной степени мигматизированный, с жилами аплит-пегматоидного гранита — 52 м.

10. Диорит амфибол-биотитовый, участками переходящий в плаггиомигматит — 76 м.

11. Амфиболит с прожилками аплит-пегматоидного гранита — 24 м.

12. Гнейс биотит-амфиболовый — 6 м.

13. Гранит аплит-пегматоидный, с реликтами амфиболита — 10 м.

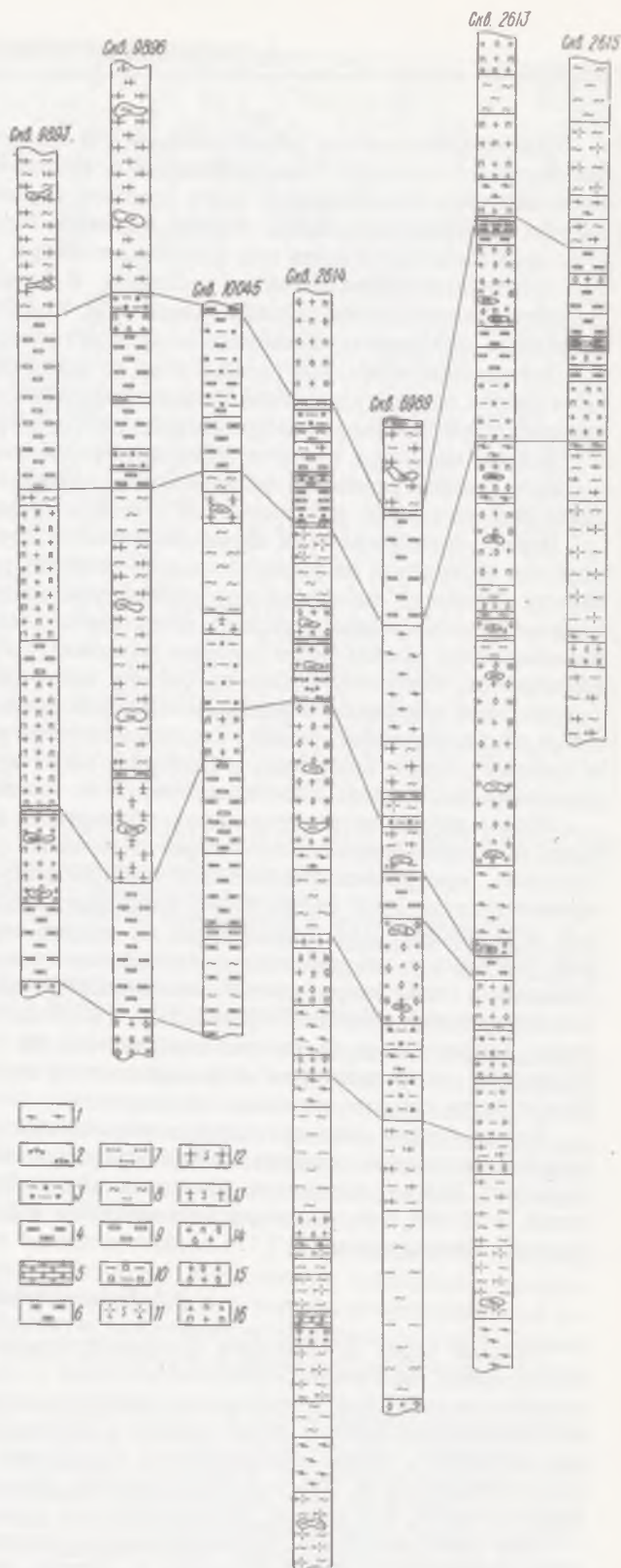
14. Амфиболит с прожилками и обособлениями аплит-пегматоидного гранита — 37 м.

15. Гнейс биотит-амфиболовый, с прожилками аплит-пегматоидного гранита — 75 м.

16. Гнейс амфибол-биотитовый — 58 м.

17. Гнейс биотитовый — 8 м.

Общая вскрытая мощность этого разреза 470 м.



1622, 1627; Рудосельский участок: и — скв. 3029, 48, 31, 3028, 50, 3024, 3023. Породы: 1 — гнейсы биотит-амфиболовый и амфиболовый; 2 — кристаллосланцы амфиболовый и биотит-амфиболовый; 3 — гнейс гранат-биотитовый; 4 — кристаллосланец гранат-биотитовый; 5 — кварцит безрудный; 6 — кварцит железистый; 7 — кальцифир; 8 — амфиболит; 9 — скарноид; 10 — мигматит амфибол-биотитовый диоритового состава; 11 — плаггиомигматит биотитовый; 12 — мигматит биотитовый; 13 — гранит аплитоидный

## 4. НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нижнепротерозойские образования на УЩ очень широко развиты, слагая примерно две трети его площади. Северо-Западный и Ингуло-Ингулецкий районы сложены почти исключительно образованиями этого возраста. В Днестровско-Бугском и Приазовском районах нижнепротерозойские породы занимают больше половины общей площади, будучи представленными здесь как супракрустальными, так и интрузивными образованиями при преимущественном развитии последних. В Росинско-Тикичском районе достоверно протерозойскими являются лишь гранитоиды, образованные в результате ремобилизации архейского фундамента; возможность развития здесь супракрустальных пород, аналогичных тетеревской и бугской сериям, тоже не исключается. И только в Среднеприднепровском районе нижний протерозой представлен крайне ограниченно, лишь в пределах узкой трогоподобной Криворожско-Кременчугской структуры.

Анализ характера разрезов нижнепротерозойских супракрустальных толщ, их площадного распространения и особенностей слагаемых ими структур позволяет выделить среди них несколько формационных типов, которые можно объединить в три группы.

Первая группа включает ингуло-ингулецкую, тетеревскую и клесовскую серии. Для всех них характерны широкое площадное развитие, сравнительно простой характер складчатости линейного типа, в разной степени проявленная мигматизация и гранитизация и наличие многочисленных массивов автохтонных и аллохтонных гранитоидов, отсутствие на эрозионном уровне более древнего фундамента. Литологически все три серии заметно различаются. Наиболее пестрая по составу ингуло-ингулецкая серия содержит наряду с вулканитами осадочные породы, метаморфизованные в разной степени (от зеленосланцевой до гранулитовой фации). Тетеревская серия метаморфизована значительно слабее и состав ее преимущественно осадочный с широким развитием карбонатных и высокоглиноземистых пород. Клесовская серия по составу преимущественно вулканогенная.

Вторая группа супракрустальных образований нижнего протерозоя объединяет бугскую и центральноприазовскую серии. В отличие от первой они развиты сравнительно локально (приурочены к небольшим синклинорным структурам), метаморфизованы до уровня гранулитовой фации, более интенсивно дислоцированы с развитием изоклинальной складчатости. Для нижней части их разреза характерно сочетание метаморфизованных основных и ультраосновных вулканитов с высокоглиноземистыми и графитовыми гнейсами, а также кварцитами. В вышележащей толще наряду с гнейсами разного состава широко развиты железисто-кремнистые и карбонатные породы. Толща довольно интенсивно мигматизирована, однако практически не вмещает интрузивных гранитоидов. Последние, синхронные с ее метаморфизмом и гранитизацией, размещаются в смежных блоках более древнего архейского фундамента.

Третья группа супракрустальных образований раннепротерозойского возраста объединяет вулканогенно-осадочные толщи криворожской серии, осипенковской и гуляйпольской свит. Для них характерна приуроченность к узким линейным трогоподобным структурам, наиболее низкая степень метаморфизма и слабо проявленная или совсем не проявленная мигматизация.

### 4.1. Бугская серия

Бугская серия представлена полевошпатовыми и железистыми кварцитами, гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми и графитсодержащими гнейсами, а также амфибол-пироксен-плагноклазовыми кристаллосланцами и кальцифирами. Эта толща глубокометаморфизованных пород развита в районе Среднего и Нижнего Побужья, будучи приуроченной к узким синклинальным структурам северо-западного простирания: Кошаро-Александровской, Хашевато-Завальевской, Молдовской, Тарноватской, Грушковской, Капитановской, Чаусовской, Деренюхской и др. (рис. 16).

Как самостоятельное стратиграфическое подразделение пестрая гнейсовая толща Побужья совместно с гнейсами района р. Тетерев впервые была выделена В.И.Лучицким [108, 109] под названием тетерево-бугской свиты, отнесенной к криптозою (докембрию).

В стратиграфической схеме Н.П.Семененко [153] метаморфические породы западной части УЩ были расчленены на два нижнеархейских комплекса: побужский и хашевато-за-



Рис. 16. Фрагмент геологической карты Нижнего Побужья.

**Породы:** 1 — днестровско-бугская серия; 2 — кошаро-александровская свита; 3 — хашевато-завальевская свита; 4 — эндербит; 5 — плагиомигматиты амфиболовые и биотит-амфиболовые; 6 — плагиомигматиты биотитовые и амфибол-биотитовые; 7 — габбро и габбро-нориты; 8 — гранит и мигматит розовые лейкократовые; 9 — гранит аплит-пегматоидный; 10 — амфиболиты; 11 — гранит и мигматит биотитовые уманского типа; 12 — линии разломов. **Опорные разрезы:** I—I — по северному крылу Завальевской структуры; II—II — Кошаро-Александровский; III—III — Секретарский

вальевский; к последнему отнесены все метаморфические образования синклиналичных структур Среднего Побужья. В более поздних схемах Н.П.Семененко [154, 170] стратиграфическое членение метаморфических пород западной части щита существенно не менялось. По мере накопления геохронологических данных лишь уточнялись возрастные рубежи "орогенезов", а "комплексы" заменялись "сериями". Н.П.Семененко считал, что метаморфизм хашевато-завальевской и бугской серий, а также образование чарнокитов и чудново-бердичевских гранитов происходили 2300–2000 млн. лет тому назад.

При геологическом картировании Среднего Побужья Г.Г.Виноградов [19] впервые расчленил бугскую серию на три свиты (снизу вверх): синицевскую, кошаро-александровскую и завальевскую. А.Я.Древин [54] предложил другой вариант расчленения этой серии, выделив в ее составе великомечетинскую, чаусовскую и терноватскую свиты. Время осадконакопления бугской серии он считал архейским, а время метаморфизма — раннепротерозойским.

Е.М.Лазыко и др. [101], проводя в западной части УЩ формационные исследования, все метаморфические образования этого района отнесли к побужскому комплексу архейского возраста, расчленив их на две серии: винницкую и гайворон-первомайскую. В последней было выделено шесть формаций: гиперстеновых гнейсов (зеленолевадовская свита); биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов (зеленолевадовская свита); кварцитов и высокоглиноземистых пород (кошаро-александровская свита); железорудно-гнейсовую (сальковская свита); кондалитовую и мрамор-кальцифировую (завальевская свита).

В стратиграфической схеме УРМСК 1970 г. образования бугской серии отнесены к архею — нижнему протерозою и расчленены на три свиты (снизу вверх): синицевскую,

кошаро-александровскую и хашевато-завальевскую. В корреляционной стратиграфической схеме УРМСК 1978 г. образования бугской серии были расчленены уже на пять свит (снизу вверх): каменно-костоватскую, рощаховскую, кошаро-александровскую, хашевато-завальевскую и синицевскую. Они отнесены к нижнему протерозою на том основании, что возраст окатанных цирконов из белых кварцитов кошаро-александровской свиты 2800 млн. лет [78]. Однако в объяснительной записке к схеме подчеркнуто, что наряду с фактами, обосновывающими раннепротерозойский возраст серии, имеются некоторые данные, допускающие отнесение ее к архею.

В схеме УРМСК 1978 г. в разрез бугской серии включены каменно-костоватская и рощаховская свиты на том основании, что разрезы толщ Братского синклинория сходны с разрезами Среднего Побужья. Г.А.Шварц [193], выделивший в пределах Братского синклинория эти свиты и распространивший такое деление на все Нижнее и Среднее Побужье, параллелизует кошаро-александровскую и рощаховскую свиты, считая, что различия в их составе несут фациальный характер и проявляются в меньшей глиноземистости пород рощаховской свиты и в отсутствии среди них кварцитов. С этим выводом, а именно он лег в основу отнесения разреза Братского синклинория к бугской серии, согласиться нельзя. Во-первых, во всех структурах Среднего Побужья разрез кошаро-александровской свиты выдержан и признаков фациальной изменчивости его в юго-восточном направлении не наблюдается. Во-вторых, мощность кошаро-александровской свиты не превышает 400–800 м, тогда как мощность рощаховской свиты Г.А.Шварц оценивает в 1200–2000 м. В-третьих, доля полевошпатовых кварцитов, отсутствующих в рощаховской свите, составляет около 50 % объема кошаро-александровской свиты, что позволило А.Я.Древину рассматривать последнюю как опорный горизонт для разреза Среднего Побужья.

По данным Г.А.Шварца, на сходство геологического строения Братского синклинория и Среднего Побужья указывают и ультраметаморфические гранитоиды плагิโอгранитного ряда: гранат-гиперстен-биотитовые (виннициты), гранат-биотитовые, кордиерит-биотитовые (чудново-бердичевские), образовавшиеся по породам рощаховской свиты. Однако для Среднего Побужья эти породы не характерны. Нигде в Среднем Побужье по породам бугской серии, в частности по породам кошаро-александровской свиты, не образуются гранитоиды бердичевского типа.

Каменно-костоватская и рощаховская свиты развиты в основном к востоку от Первомайского разлома, где образуют обширные поля, и по этим данным район больше сходен с районами развития пород ингуло-ингулецкой серии, чем со Средним Побужьем, где породы бугской серии залегают в узких линейных складках северо-западного простирания.

Спорным является и положение в схеме 1978 г. синицевской свиты. Эта свита выделена и охарактеризована при геологосъемочных работах в 1963 г. Г.Г.Виноградовым, который включил в ее состав мощную толщу (до 2 км) биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, залегающих в линейных структурах Среднего Побужья ниже кошаро-александровской свиты. А.Я.Древин [53] отнес эту толщу к основанию разреза чаусовской свиты ниже кошаро-александровского горизонта. Е.М.Лазько с соавторами [101] выделяют эту толщу как формацию биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов (зеленолевадовская свита), подстилающую формацию кварцитов и высокоглиноземистых пород (кошаро-александровская свита).

Таким образом, указанные исследователи под разными названиями выделили одну и ту же стратиграфическую толщу пород и располагали ее ниже кошаро-александровской свиты. Аналогичное положение синицевская свита занимала и в схеме УРМСК 1970 г. В дальнейшем в ее состав ошибочно были включены амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты среднего течения р. Синица и свита в новом объеме, без веских оснований перемещена в схему УРМСК 1978 г. в верхнюю часть разреза бугской серии.

Анализ разрезов Тарноватской, Деренюхской, Грушковской, Капитановской и других синклинальных структур Среднего Побужья дает основание считать, что породы синицевской свиты приурочены не к осевым частям этих структур, а к крыльям сопряженных с ними антиклинальных складок, замковые части которых сложены геперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами днестровско-бугской серии. По данным Е.М.Лазько и других [101], гнейсы зеленолевадовской свиты связаны постепенными переходами с залегающими ниже гиперстеновыми гнейсами и кристаллосланцами днестровско-бугской серии и имеют более резкий контакт с формацией кварцитов и высокоглиноземистых пород (кошаро-александровская свита). А.Я.Древин и Г.Г.Виноградов отмеча-

ли, что прослои кристаллосланцев и пироксеновых гнейсов среди биотит-гранатовых гнейсов синицевской свиты подвержены чарнокитизации, не наблюдающейся в близких по составу породах хашчевато-завальевской свиты. Это указывает на принадлежность синицевской свиты к разрезу днестровско-бугской, а не бугской серии.

Что касается толщи биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов, развитых в среднем течении р. Синюха, то последняя по характеру разреза, степени метаморфизма и пространственному положению должна быть отнесена к росинско-тикичской серии.

Из сказанного выше следует, что в разрезе бугской серии целесообразно выделять только две свиты (снизу вверх): кошаро-александровскую и хашчевато-завальевскую.

Кошаро-александровская свита сложена преимущественно кварцитами (до 50 %), высокоглиноземистыми породами и основными кристаллосланцами (по 20–25 %). Высокоглиноземистые породы (часто с графитом) приурочены преимущественно к низам, а основные кристаллосланцы — к верхам разреза, в то время как кварциты распределены довольно равномерно по всей его мощности, достигающей 800 м. Породы этой свиты широко развиты в Среднем Побужье, где слагают крылья или ядерные части таких линейных синклиналий структур, как Кошаро-Александровская, Молдовская, Тарноватская, Капитановская, Чаусовская, Кумаровская и др. Породы кошаро-александровской свиты обнажаются и вскрываются карьерами по р. Юж. Буг в районе сел Красненькое и Кошаро-Александровка, а также по левым притокам р. Синица в районе с. Шамраевка, где согласно залегают на интенсивно гранитизированных биотитовых и биотит-гранатовых гнейсах зеленолевадовской толщи днестровско-бугской серии.

В составе хашчевато-завальевской свиты широко развиты карбонатные породы (мраморы и кальцифиты), которые ассоциируют с графит-биотитовыми, гранат-биотитовыми (местами с силлиманитом), биотитовыми и пироксеновыми гнейсами, а также железистые кварциты, перемежающиеся с пироксенсодержащими гнейсами и кристаллосланцами; мощность ее достигает 2100 м. Этими породами сложены такие синклиналий структуры Среднего Побужья, как Хашчевато-Завальевская, Грушковская, Молдовская, Тарноватская (Секретарская), Раздольская, Дубиновская и др. Рассмотрение химического состава пород бугской серии с использованием диаграмм А.А.Предковского и А.Симонена показывает, что исходным материалом для большинства из них были туффиты, граувакки, полимиктовые и аркозовые песчаники, а также глины различного состава. Накопление этих пород проходило в условиях водного бассейна с переменной кислотностью (на разных глубинах).

Присутствие в разрезе бугской серии основных пород и лептитовидных гнейсов свидетельствует о проявлении интенсивной вулканической деятельности с излиянием лав основного и кислого состава и одновременным переотложением продуктов разрушения, что и определило преимущественно граувакковый состав серии.

По мнению М.А.Ярошук [211], кремнистые, карбонатные и железисто-кремнистые осадки кошаро-александровской и хашчевато-завальевской свит являются скорее всего хемогенно-осадочными, а не кластогенными образованиями.

Большое разнообразие пород в составе бугской серии позволило по-разному трактовать и их формационную принадлежность. Наличие в разрезе железистых кварцитов дало основание П.М.Рудницкому [147] выделить в этом районе железисто-сланцевую формацию. Г.И.Каляев, учитывая интенсивный метаморфизм пород Среднего Побужья, выделил здесь железисто-кремнисто-гнейсовую формацию. М.Н.Доброхотов [45] эти же образования рассматривал как вулканогенные и относил к вулканогенной формации верховцевского типа. Е.М.Лазыко и другие [101], исходя из положения Н.С.Щатского [191], что формация — это естественный парагенезис пород, в приведенном нами разрезе бугской серии выделили четыре формации: кварцитов и высокоглиноземистых пород, железорудно-гнейсовую, кондалитовую и мрамор-кальцифировую. Наличие в разрезе бугской серии базальтовых и перидотитовых коматиитов позволило А.Б.Фомину [184, 212] выделить в Среднем Побужье коматиитовую формацию.

Породы бугской серии прогрессивно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. По распределению железа и магния между сосуществующими гранатом и ортопироксеном, биотитом и ортопироксеном, биотитом и гранатом, а также по содержанию кальция в роговой обманке и плагиоклазе установлено, что температура метаморфизма колеблется от 920 до 1050 К, а общее давление близко к  $(4-6) \cdot 10^8$  Па. В прогрессивно

метаморфизованных карбонатных породах бугской серии установлены шпинельсодержащие парагенезисы форстерит+доломит+кальцит, диопсид+форстерит+доломит+кальцит, диопсид+доломит+кальцит; они ложатся в поля, отвечающие температурам 1020–1070 К при давлениях  $\text{CO}_2$ , равных  $(4-10) \cdot 10^8$  Па [118]. Температурные условия метаморфизма ультрабазитов надежно определяются парагенезисом антофиллита с форстеритом и не превышают 945–955 К. Гранулитовую фацию метаморфизма подтверждают температуры гомотекстур газовой-жидкой фазы включений как в жидкую, так и газовую фазы.

Породы бугской серии претерпели диафорез, который проходил в температурном интервале 700–820 К [5]. В зависимости от состава пород в них развивается амфибол куммингтонит-грюнеритового и тремолит-актинолитового ряда, зеленовато-бурый биотит, хлорит, серпентин, флогопит, брусит, тальк.

Как уже отмечалось выше, по стратиграфической схеме УРМСК 1978 г. в качестве нижнего возрастного предела бугской серии принят возраст окатанных цирконов из кварцитов кошаро-александровской свиты (2800 млн. лет), на основании чего время ее накопления и метаморфизма оценивается как раннепротерозойское. Возраст новообразованного циркона, а также монацита из кварцитов и гнейсов 2050–1850 млн. лет. Эти значения совпадают с возрастом гранитоидов, замещающих и гранитизирующих породы бугской серии.

#### 4.1.1. КОШАРО-АЛЕКСАНДРОВСКАЯ СВИТА

Детальное изучение обнажений по р. Юж. Буг ниже с. Красненькое позволило Е.М.Лазько и соавторам [101] в формации кварцитов и высокоглиноземистых пород выделить три ритма мощностью 130, 62 и 274 м. Каждый ритм, по их мнению, начинается высокоглиноземистыми породами с силлиманитом и гранатом и заканчивается кварцитами. В верхних двух ритмах среди кварцитов встречаются маломощные тела амфибол-гиперстен-плагноклазовых кристаллосланцев.

Наиболее детально разрез кошаро-александровской свиты изучен в Кошаро-Александровской структуре, где, в дополнение к имеющимся обнажениям, было пробурено три профиля скважин глубиной до 150 м. Однако и здесь перекрытый разрез не получен.

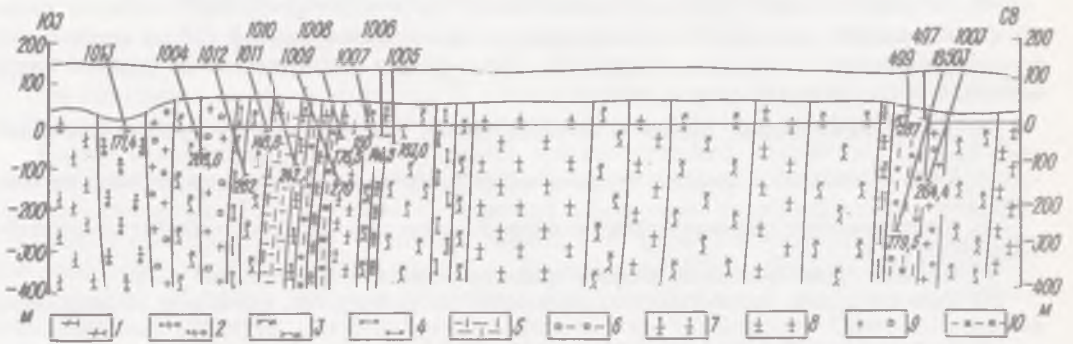
Приведенный ниже разрез кошаро-александровской свиты составлен по профилю I–I. На мигматитах днестровско-бугской серии (зеленолевадовская толща) здесь залегают (снизу вверх):

1. Кварцит полевошпатовый с единичными зернами граната – 55,0 м.
2. Гнейс графит-гранатовый, мелкозернистый, неоднородный по составу – 100,0 м.
3. Кварцит мелкозернистый, тонкополосчатый – 80 м.
4. Гнейс графит-гранатовый, неоднородный по составу – 120 м.
5. Гнейс силлиманит-графит-гранатовый, мелкозернистый, неоднородный по составу – 15 м.
6. Кварцит полевошпатовый, мелкозернистый, тонкополосчатый – 3 м.
7. Гнейс графит-гранатовый, мелкозернистый, тонкополосчатый – 55 м.
8. Гнейс биотит-графитовый, тонкополосчатый – 3 м.
9. Гнейс графит-гранатовый, неоднородный по составу – 48 м.
10. Гнейс биотит-силлиманитовый, мелкозернистый, тонкосланцевый – 5 м.
11. Гнейс графит-гранатовый, неоднородный по составу и текстуре – 23 м.
12. Скарновая порода кварц-пироксен-гранатового состава – 3 м.
13. Гнейсы графит-гранатые и гранат-графитовые, местами с примесью силлиманита – 42 м.
14. Кристаллосланец амфибол-пироксен-плагноклазовый, мелкозернистый, слабо полосчатый – 24 м.
15. Гнейс графит-гранатовый, мелкозернистый, тонкополосчатый – 22 м.
16. Гнейс биотит-гранатовый – 50 м.
17. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый – 4 м.
18. Гнейс биотит-графитовый, неоднородный по составу – 2 м.
19. Гнейс биотит-гранатовый, с маломощными прослоями графит-гранатового – 23 м.
20. Гнейс гранат-силлиманитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый – 20 м.
21. Кварцит полевошпатовый с единичными зернами граната – 2 м.
22. Гнейс гранат-гранатовый, неоднородный по составу – 26 м.
23. Гнейс гранат-силлиманитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый – 23 м.
24. Амфиболит мелкозернистый – 2,5 м.
25. Гнейс биотит-гранатовый, мелкозернистый, тонкополосчатый – 4 м.
26. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый – 5 м.
27. Гнейс гранат-графитовый, неоднородный по составу – 24 м.

Суммарная вскрытая мощность свиты составляет 794 м.

#### 4.1.2. ХАЩЕВАТО-ЗАВАЛЬЕВСКАЯ СВИТА

Наиболее полный разрез хашчевато-завальевской свиты представлен в Секретарской структуре, юго-западное крыло которой перебурено профилем структурных скважин (рис. 17). Здесь установлена следующая последовательность пород (снизу вверх):



31. Мигматит пироксен-гранат-биотитовый, полосчатый, с прослоями кристаллосланца пироксен-плагиоклазового — 9 м.
32. Гнейс пироксен-биотитовый, мелкозернистый, интенсивно окварцованный — 6 м.
33. Гнейс пироксен-гранат-биотитовый, мелкозернистый, гранитизированный — 3 м.
34. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, окварцованный — 2 м.
35. Гнейс пироксен-гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, окварцованный — 4 м.
36. Гнейс пироксен-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый, полосчатый — 2 м.

Выше залегает не вскрытая часть разреза, представленная толщей (20 м) гнейсов пироксен-биотитовых с прослоями лептитов. Далее разрез наращивается по данным скважин 1024, 1009, 1008, 1007, 1006, 1005.

37. Гранит пегматоидный, крупно- и гигантозернистый, с неравномерно распределенным гранатом — 2 м.
38. Гнейс лептитовый с гранатом, мелкозернистый, полосчатый, интенсивно микроклинизированный — 5 м.
39. Кристаллосланец двупироксен-плагиоклазовый, гранатсодержащий, мелкозернистый, нечетко-сланцеватый — 2 м.
40. Мигматит гранат-биотитовый, мелко- и среднезернистый, нечеткополосчатый — 2 м.
41. Кристаллосланец двупироксен-плагиоклазовый, мелкозернистый, интенсивно амфиболитизированный — 2 м.
42. Гнейс лептитовый, мелкозернистый, сливной — 2 м.
43. Кристаллосланец двупироксен-плагиоклазовый, серый, мелкозернистый, интенсивно амфиболитизированный — 2 м.
44. Гнейс лептитовый, мелкозернистый, с отдельными полосами, обогащенными биотитом — 2 м.
45. Мигматит гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 3 м.
46. Кристаллосланец двупироксен-плагиоклазовый, мелкозернистый, сильно окварцованный — 2 м.
47. Мигматит гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 5 м.
48. Кристаллосланец двупироксен-плагиоклазовый, мелкозернистый, окварцованный, биотитизированный — 2 м.
49. Мигматит гранат-биотитовый, мелко- и крупнозернистый, полосчатый — 2 м.
50. Гнейс биотитовый с кордиеритом, серый, мелкозернистый, нечеткополосчатый, мигматизированный — 2 м.
51. Гнейс гранат-биотитовый, тонкополосчатый, интенсивно микроклинизированный — 2 м.
52. Гнейс кордиерит-биотитовый, мелкозернистый, с тонкой вкрапленностью магнетита — 2 м.
53. Гнейс пироксеновый, мелкозернистый, нечеткополосчатый — 2 м.
54. Гнейс кордиерит-биотитовый, мелкозернистый, с тонкой вкрапленностью магнетита и сульфидов — 2 м.
55. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, интенсивно микроклинизированный — 6 м.
56. Кристаллосланец двупироксен-плагиоклазовый, мелкозернистый, массивный, окварцованный — 2 м.
57. Гнейс лептитовидный, мелкозернистый, нечетколинзовидно-полосчатый, с прослоем кристаллосланца кварц-магнетит-гранат-пироксенового, мощностью до 2,0 м — 12 м.
58. Мигматит гранат-биотитовый, среднезернистый, полосчатый, с останцами гнейса гранат-биотитового — 3 м.
59. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, с мелкой вкрапленностью сульфидов — 2 м.
60. Мигматит гранат-биотитовый, среднезернистый, полосчатый — 2 м.
61. Кварцит магнетит-гранат-пироксеновый, средне- и крупнозернистый, массивный, с прослоем мигматита серовато-розового гранат-биотитового — 7 м.
62. Гранит аплит-пегматоидный, с гранатом, разномасштабный, слабо полосчатый — 6 м.
63. Кварцит магнетит-гранат-пироксеновый, средне- и крупнозернистый, массивный — 6 м.
64. Гнейс лептитовидный, гранатсодержащий, средне- и мелкозернистый, нечеткополосчатый — 6 м.
65. Мигматит биотитовый, с гранатом, среднезернистый, полосчатый — 4 м.
66. Кварцит магнетит-гранат-пироксеновый, среднезернистый, полосчатый — 4 м.
67. Гнейс биотитовый, среднезернистый, мигматизированный — 2 м.
68. Мигматит биотитовый, с гранатом, среднезернистый, нечеткополосчатый, с прожилками крупнозернистого гранита пегматоидного — 9 м.
69. Кварцит магнетит-двупироксеновый, мелкозернистый, полосчатый, с прослоем магнетитсодержащего среднезернистого кальцифира — 6 м.
70. Мигматит биотитовый с гранатом, среднезернистый, нечеткополосчатый, с тонкими прослоями кварцита магнетит-двупироксенового — 10 м.
71. Кварцит магнетит-двупироксеновый, мелко- и среднезернистый, полосчатый, с прослоями магнетитсодержащих среднезернистых кальцифиров — 22 м.
72. Амфиболит крупнозернистый, массивный, с вкрапленностью сульфидов — 17 м.
73. Гранит аплит-пегматоидный, мелко- и среднезернистый, слабо полосчатый — 3 м.
74. Кристаллосланец двупироксен-плагиоклазовый, с гранатом, мелкозернистый, интенсивно амфиболитизированный — 2 м.
75. Гранит аплит-пегматоидный, мелко- и среднезернистый, слабо полосчатый — 3 м.
76. Кристаллосланец двупироксен-плагиоклазовый, мелкозернистый, неравномерно полосчатый — 9 м.
77. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый — 3 м.
78. Кристаллосланец двупироксен-плагиоклазовый, мелкозернистый, с вкрапленностью сульфидов — 5 м.

79. Кристаллосланец гранат-биотит-гиперстен-плагноклазовый, с нечетко выраженной сланцеватостью — 2 м.

80. Гнейс графит-силлиманит-кордиеритовый с гранатом и шпинелью, мелкозернистый, мигматизированный — 2 м.

81. Кристаллосланец двупироксен-плагноклазовый, мелкозернистый, массивный, амфиболизированный и гранитизированный — 5 м.

82. Гнейс гранат-биотитовый с графитом, мелкозернистый, полосчатый, участками окварцованный — 2 м.

83. Кристаллосланец двупироксен-плагноклазовый, мелкозернистый, с мелкой вкрапленностью сульфидов, амфиболизированный — 2 м.

84. Плагногнейс гранат-биотитовый, с графитом, мелкозернистый, полосчатый, участками окварцованный — 3 м.

85. Кристаллосланец двупироксен-плагноклазовый, мелкозернистый, массивный, интенсивно амфиболизированный — 23 м.

Общая мощность этой части разреза около 1100 м. Ядерная часть Секретарской структуры изучена разрозненными картировочными скважинами и сложена толщей мощностью около 350—450 м в основном двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцев, в различной степени мигматизированных и гранитизированных. В замковой части Секретарской структуры, а также на ее северо-восточном крыле пробурено два коротких (по 3—4 скважины) перекрытых профиля, позволивших установить направление падения крыльев и замка складки, тем самым подтвердив синклинальный характер этой структуры. Северо-восточным профилем в нижней части разреза установлена мощная (60 м) пачка кальцифиров, практически отсутствующих в юго-западном крыле. В замковой части структуры установлены силлоподобные тела ультраосновных и основных пород.

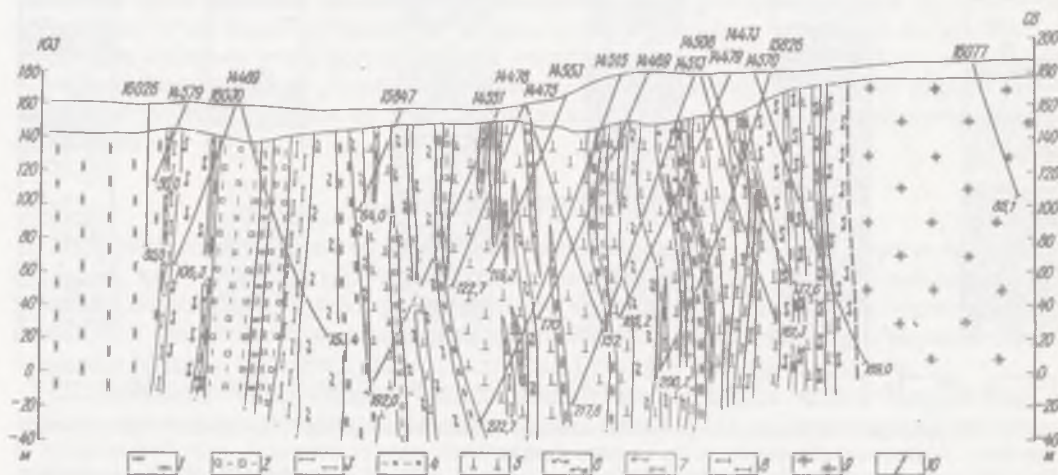


Рис. 18. Геологический разрез хашевато-завальевской свиты по профилю IX—IX (Завальевское месторождение графита, Промежуточный участок).

**Породы:** 1 — кальцифир; 2 — кварцит полевошпатовый, часто с графитом и силлиманитом; 3 — гнейс биотит-гранатовый; 4 — кварцит железистый; 5 — гнейсы биотит-графитовые и гранат-биотит-графитовые; 6 — кристаллосланцы гранат-пироксен-плагноклазовые; 7 — кристаллосланцы магнетит-пироксен-кварцевые; 8 — гнейс гранат-графитовый; 9 — эндербиты; 10 — разломы

Верхняя часть разреза хашевато-завальевской свиты детально изучена на Завальевском месторождении графита. По данным Н.Н.Янгичера (профиль IX—IX), здесь установлена следующая последовательность напластования метаморфических пород (снизу вверх) (рис. 18):

86. Частое чередование гранат-кварцевых и магнетит-пироксен-кварцевых скарноидов — 15 м.

87. Гнейс биотит-графитовый, среднезернистый, тонкосланцеватый — 1,5 м.

88. Кварцит магнетит-пироксеновый — 5 м.

89. Гнейс биотит-графитовый, среднезернистый, тонкополосчатый — 5,5 м.

90. Скарноид гранат-кварцевый и магнетит-пироксен-кварцевый — 6 м.

91. Кальцифир среднезернистый, массивный — 1 м.

92. Скарноиды гранат-кварцевые и магнетит-пироксен-кварцевые — 10 м.

93. Гнейс биотит-графитовый, среднезернистый, тонкосланцеватый — 11,5 м.

94. Гнейс гранат-графитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 2,5 м.

95. Гнейс биотит-графитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 2,5 м.

96. Частое чередование гнейсов гранат-графитовых и биотит-графитовых — 22,0 м.

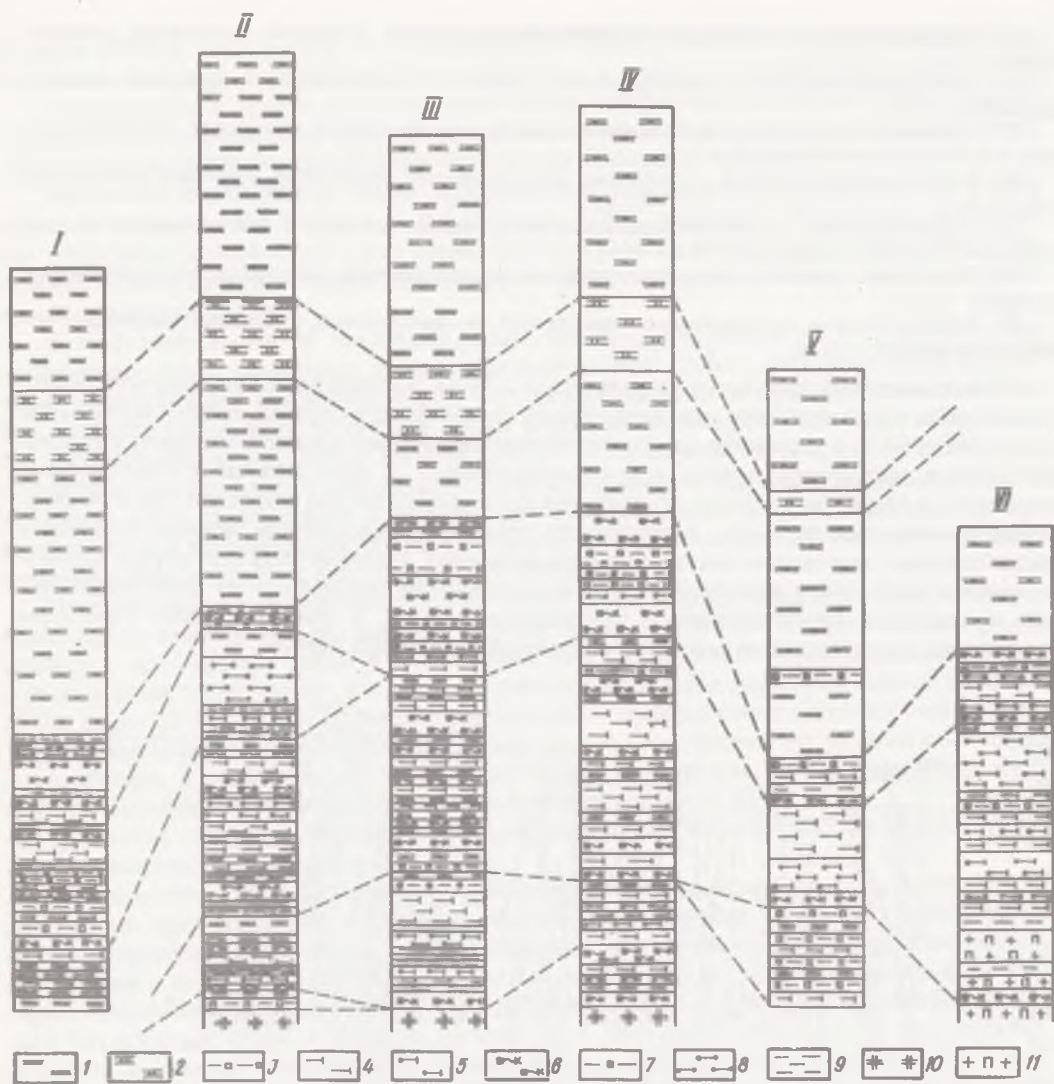


Рис. 19. Корреляция геологических разрезов хашево-завальевской свиты (Завальевское месторождение графита).

Промежуточный участок: I – профиль 0–0; II – профиль I–I; III – профиль V–V; IV – профиль IX–IX; Юго-Восточный участок: V – профиль I–I; VI – профиль VIII–VIII. Породы: 1 – кальцифир; 2 – мрамор; 3 – кварцит полевошпатовый; 4 – гнейсы графитовые и биотит-графитовые; 5 – гнейс гранат-графитовый; 6 – кристаллосланцы магнетит-двупироксен-плагиоклазовые и амфибол-магнетит-двупироксен-плагиоклазовые; 7 – кварцит железистый; 8 – гнейс биотит-гранатовый, часто с силлиманитом и кордиеритом; 9 – гнейс биотитовый; 10 – эндербит и чарнокит; 11 – гранит аплит-пегматоидный

- 97. Гнейс биотит-графитовый – 5,5 м.
- 98. Гнейс биотит-гранатовый – 2,5 м.
- 99. Гнейс биотит-графитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый – 2,5 м.
- 100. Кальцифир среднезернистый, почти массивный – 6 м.
- 101. Кварцит полевошпатовый, среднезернистый – 5,5 м.
- 102. Скарноид магнетит-пироксен-кварцевый – 2,5 м.
- 103. Гнейс графитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый – 8,5 м.
- 104. Гнейс гранат-графитовый, тонкосланцеватый – 3,0 м.
- 105. Гнейс биотит-графитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый – 2,5 м.
- 106. Кристаллосланец гранат-магнетит-пироксеновый – 15,0 м.
- 107. Гнейс биотит-графитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый – 10,5 м.
- 108. Кристаллосланец гранат-магнетит-пироксен-кварцевый – 7 м.
- 109. Кальцифир среднезернистый, массивный – 3,5 м.
- 110. Гнейс биотит-графитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый, с маломощными прослойками кальцифира – 28 м.
- 111. Кальцифир среднезернистый, массивный – 4,5 м.

112. Кварцит полевошпатовый, мелкозернистый — 3,5 м.
113. Гнейс биотит-графитовый, с маломощными прослойками гнейса гранат-биотитового, кварцита и кальцифира — 10 м.
114. Кальцифир мелко- и среднезернистый, почти массивный — 3 м.
115. Кристаллосланец гранат-магнетит-пироксен-кварцевый — 7 м.
116. Гнейс биотит-графитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый, с маломощными линзами гнейса гранат-графитового — 40 м.
117. Кварцит полевошпатовый, среднезернистый — 3,5 м.
118. Кальцифир среднезернистый, слабо полосчатый — 5,5 м.
119. Кристаллосланец гранат-магнетит-пироксен-кварцевый, мелко- и среднезернистый, слабо полосчатый, содержащий маломощные прослои гнейсов биотит-графитовых — 23 м.
120. Кварцит полевошпатовый, среднезернистый — 3 м.
121. Гнейс биотит-графитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый, с маломощными прослоями кристаллосланца гранат-пироксен-плагиоклазового и кварцита — 18,5 м.
122. Кристаллосланец гранат-магнетит-пироксен-кварцевый, с маломощными прослоями биотит-гранат-кварцевого — 6,5 м.
123. Кальцифир зеленовато-серый, среднезернистый, массивный — 5 м.
124. Кристаллосланец гранат-магнетит-гиперстен-кварцевый, мелко- и среднезернистый, слабо полосчатый — 33 м.
125. Гнейс биотит-гранатовый, мелко- и среднезернистый, тонкополосчатый — 9 м.
126. Кварцит полевошпатовый, мелко- и среднезернистый, полосчатый — 9 м.
127. Кварцит железистый, среднезернистый, почти массивный — 4 м.
128. Кварцит полевошпатовый, мелко- и среднезернистый, полосчатый — 25 м.
129. Кристаллосланец гранат-магнетит-пироксен-кварцевый, мелко- и среднезернистый, грубополосчатый, с редкими прослойками кварцита — 31 м.

Самые верхи разреза свиты (500–600 м) вскрыты единичными картировочными скважинами и представлены в основном кальцифирами, среди которых встречен прослой мрамора мощностью до 60 м. Мощность разреза хашевато-завальевской свиты по различным профилям Завальевского месторождения колеблется от 980 до 1100 м (рис. 19). Нами условно принимается, что разрез Завальевского месторождения наращивает разрез Секретарской структуры. Исходя из этого предположения мощность всей свиты оценивается в 2000–2100 м.

## 4.2. Центральноприазовская серия

Центральноприазовская серия сложена гнейсами разного состава, кристаллическими сланцами, амфиболитами, карбонатными породами и кварцитами. Эти глубокометаморфизованные образования широко распространены в пределах Центрального и Западного Приазовья, где они слагают участки крупных региональных структур первого порядка (Корсакский и Мангушский синклиории), а также в Орехово-Павлоградской зоне.

Центральноприазовская серия была выделена геологами треста Артемгеология в 1965–1967 гг. при проведении геологосъемочных работ м-ба 1:50000 в Центральном Приазовье. В первом рабочем варианте стратиграфической схемы докембрия Приазовского района, составленной Р.М.Полуновским, В.И.Ласьковым, А.И.Белевцевой, А.И.Зарицким (1966), метаморфические породы центральноприазовской серии, разделенной на четыре свиты, были отнесены к архею.

Годом раньше К.Е.Есипчук и В.А.Цуканов выделили в Западном Приазовье корсак-шовкайскую свиту, слагающую Корсакский синклиорий. Эта свита, расчленяемая на три подсвиты, сложена метаморфизованными первично-осадочными породами: биотитовыми, амфиболовыми, графитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами, карбонатными породами, железистыми и безрудными кварцитами. Возраст ее определялся как архейский. Многочисленные исследования 1965–1969 гг. убедительно подтвердили полную аналогию разрезов центральноприазовской серии и корсак-шовкайской свиты. Учитывая, что на площади Центрального Приазовья расположены наиболее полные, послойно описанные по многочисленным обнажениям и скважинам стратотипические разрезы, рассматриваемая глубокометаморфизованная первично-осадочная толща на всей территории Приазовского региона была выделена в стратиграфической схеме УРМСК 1970 г. как центральноприазовская серия архея — нижнего протерозоя. В этой схеме центральноприазовская серия залегает со стратиграфическим несогласием на западноприазовской серии архейского возраста и перекрывается гнейсовой толщей нижнепротерозойской каратышской серии. Центральноприазовская серия расчленялась на три свиты (снизу вверх): темрюкскую, сачкинскую и каратюкскую. Позже (1972 г.) в составе этой серии было предложено выделять уже четыре свиты: темрюкскую, сачкинскую, каратышскую и осипенковскую.

В схеме УРМСК 1978 и 1984 гг. осипенковская свита совместно с гуляйпольской были выделены из состава центральноприазовской серии в самостоятельный структурный этаж.

Предлагались и другие варианты расчленения центральноприазовской серии. В.Г.Жуков [61] и Е.Б.Глевасский [32] выделяли в составе этой серии бердянскую (нижнюю) и мангушскую свиты, расчленяя каждую из них на несколько подсвит.

Выделение каратышской свиты большинством исследователей оспаривается. В свое время И.С.Усенко, К.Е.Есипчук и В.А.Цуканов [181] довольно убедительно доказали, что относимые к этой свите (или серии, как она раньше выделялась) мигматиты представляют собой продукты гранитизации других свит центральноприазовской и, возможно, западноприазовской серий.

В настоящее время на основании новых данных, полученных в 1977–1982 гг. при проведении геологосъемочных и поисково-разведочных работ, высказываются предложения о выделении в основании разреза центральноприазовской серии ореховской свиты. Это довольно монотонная по составу толща сильно мигматизированных биотитовых гнейсов с подчиненными прослоями гнейсов другого состава, развитая в пределах Волчанского выступа, где она слагает центральные части антиклиналей второго и более высоких порядков, а также присутствует в разрезах рек Темрюк, Берда, Корсак, Кальчик. Однако выделение этой мигматитовой толщи как самостоятельного стратиграфического подразделения представляется пока недостаточно обоснованным.

Повсеместно породы центральноприазовской серии в различной степени мигматизированы; среди вмещающих мигматитов и гранитоидов они слагают в одних случаях разобщенные в пространстве линзы и линзовидные пачки мощностью от нескольких сантиметров до первых сотен метров, а в других — сложнопостроенные гнейсовые полосы шириной от 0,1 до 2–2,5 км, прерывисто прослеживаемые по простиранию на десятки километров. Так, гнейсовая полоса западного крыла Мангушского синклинория прослежена с помощью геологических и геофизических методов на протяжении 35 км, от Каменномогильского гранитного массива на севере до побережья Азовского моря на юге.

В разрезе центральноприазовской серии достоверно выделяются две свиты (снизу вверх): темрюкская и сачкинская.

Темрюкская свита сложена биотитовыми, гранатовыми, графитовыми, высокоглиноземистыми, амфиболовыми и амфибол-пироксен-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, слюдястыми, мономинеральными и полевошпатовыми кварцитами, мраморами и кальцифирами. Мощные (от 10 до 250–300 м) пачки мраморов и кальцифиров приурочены к самой верхней части разреза свиты на участке Дзержинско-Первомайской антиклинали второго порядка (осевая часть Центрально-Приазовской синклинали). В нижней и средней частях разреза свиты изредка встречаются маломощные (0,05–5,0 м) пачки гранат-пироксеновых и гранат-магнетит-пироксеновых кварцитов, мраморов, кальцифиров и диопсид-плагноклазовых сланцев. Образования темрюкской свиты широко распространены на крыльях (среднее течение рек Берда, Темрюк, Каратюк, Мал. Кальчик) и в осевой части Мангушского синклинория (Дзержинско-Первомайская антиклиналь), а также в пределах Корсакского синклинория (бассейн рек Корсак, Шовкай, Кайинкулак, Юшанлы). Контакты ее с подстилающими образованиями западноприазовской серии тектонические. Однако начало разреза темрюкской свиты четко фиксируется появлением характерных маркирующих горизонтов (полевошпатовые кварциты, высокоглиноземистые и графитовые гнейсы). Повсеместно на породах темрюкской свиты трансгрессивно залегает толща сачкинской свиты. По данным Л.И.Каныгина, в кровле темрюкской свиты залегает горизонт метагравелитов и метаконгломератов мощностью до 3 м, вскрытый скважинами на Демьяновском, Северном, Первомайском и других участках Мариупольского рудного поля. Мощность темрюкской свиты изменяется от 1700 до 2100 м и в среднем составляет 1900 м.

Сачкинская свита сложена биотитовыми, гранатовыми, амфиболовыми, биотит-амфибол-пироксеновыми, двупироксеновыми, графитсодержащими (малографитистыми) гнейсами и кристаллическими сланцами, пироксен-магнетитовыми, пироксен-амфибол-магнетитовыми, амфибол-магнетитовыми, гранат-пироксеновыми, гранат-пироксен-магнетитовыми и магнетит-гранатовыми кварцитами, кальцифирами и мраморами, амфиболитами. Высокоглиноземистые гнейсы, мономинеральные, слюдястые и полевошпатовые кварциты в разрезах сачкинской свиты распространены значительно меньше, чем в темрюкской. Метаморфические образования сачкинской свиты тоже приурочены к Корсакскому и Ман-

гушскому синклиниориям. Очень часто они слагают брахиформные синклинальные структуры третьего и более высоких порядков (Демьяновский, Первомайский, Северный, Дзержинский, Ялтинский и Юрьевский участки Мариупольского рудного поля, Корсакское, Куксунгурское, Сергеевское, Павловское и Новоукраинское железорудные месторождения). Мощность сачкинской свиты колеблется от 480 до 2100 м и в среднем составляет 1300 м.

Центральноприазовская серия сложена в основном первично-осадочными породами. Первично-вулканогенные образования распространены спорадически и представлены со-гласными пачками ортоамфиболитов, метаультрабазиитами и отчасти кристаллическими сланцами основного состава. О первично-осадочной природе центральноприазовской серии свидетельствуют литологический состав пород и особенности строения разрезов, находки реликтовых осадочных структур и текстур (бластопосаммитовая структура, горизонтальная и косяя слоистости), обнаружение кластогенного циркона.

В результате обработки большого петрохимического материала на диаграммах П. Ниггли, А. Симонена, Н. П. Семененко, А. Н. Заварицкого, В. К. Головенка, А. А. Предевского, Н. А. Доморацкого, А. Б. Ронина и А. И. Неелова произведена реконструкция первичного состава основных типов глубокометаморфизованных пород. При этом установлены следующие осадочные аналоги: для мономинеральных, слюдистых, полевошпатовых кварцитов — кварцевые песчаники с кремнистым, глинистым или мергелистым цементом; для высокоглиноземистых гнейсов — каолиновые глины гумидного климата, в различной степени обогащенные песчаным или известково-песчаным материалом; для графитсодержащих гнейсов — глинистые, известково-глинистые или песчано-глинистые осадки, обогащенные органикой; для карбонатных пород — известняки, доломитизированные известняки, песчано-глинистые осадки, обогащенные известковым веществом, песчаники с известковистым цементом; для железистых кварцитов — железисто-кремнистые, железисто-кремнисто-мергелистые и железисто-кремнисто-известковистые осадки.

Темрюкская свита, вероятно всего, представляет собой ритмично-слоистую толщу континентальных (кварциты и высокоглиноземистые гнейсы), лагунных (графитовые и частично биотитовые гнейсы), прибрежно-морских и в меньшей мере морских (биотитовые, амфибол- и диопсидсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы, мраморы и кальцифиры) осадков. Накопление ее происходило, скорее всего, в условиях гумидного климата на фоне различных по интенсивности и длительности колебательных движений. Наблюдаемая по мере продвижения вверх по разрезу как отдельных ритмов, так и всей толщи смена фаций от континентальных до прибрежно-морских и морских, а также увеличение роли морских фаций свидетельствуют о трансгрессивной направленности развития темрюкского седиментационного цикла.

Толща сачкинской свиты сложена метаморфизованными прибрежно-морскими, морскими и в меньшей мере — лагунными осадками. К максимуму трансгрессии было приурочено накопление железорудной толщи. Формирование осадков карбонатно-графитовой пачки происходило на регрессивной стадии.

Анализ парагенетических ассоциаций свидетельствует о том, что породы центральноприазовской серии образовались в основном в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. В условиях гранулитовой фации образовались пироксен-магнетитовые и гранат-пироксеновые кварциты Центрального Приазовья, комплекс двупироксеновых, амфибол-пироксеновых и высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев. Образование этих пород происходило при температуре 960—1070 К и давлении  $(6,3-7,6) \cdot 10^8$  Па [114]. В условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации метаморфизованы амфибол-магнетитовые кварциты Западного Приазовья, большая часть биотитовых, амфиболовых и гранатовых гнейсов. На отдельных участках довольно интенсивно проявлены явления регрессивного метаморфизма, но в целом они, по-видимому, не играли решающей роли при формировании метаморфической толщи региона.

В стратиграфической схеме УРМСК 1978 г. центральноприазовская серия отнесена к нижнему протерозою. Основанием для этого послужили данные изотопного возраста, варьирующие в пределах от 2540 до 1850 млн. лет. Некоторые исследователи предполагают, что эти датировки соответствуют времени проявления более поздних метаморфических процессов и гранитизации, наложенных на сформированные в позднем архее гнейсовые толщи.

На I региональном стратиграфическом совещании (г. Днепропетровск, 1983 г.) была отмечена дискуссионность стратиграфического положения центральноприазовской серии в нижнем протерозое и указано на необходимость проведения дополнительных исследований для решения этого вопроса.

#### 4.2.1. ТЕМРЮКСКАЯ СВИТА

Наиболее полный разрез темрюкской свиты установлен и детально описан на участке среднего течения р. Темрюк от южной окраины с. Старченково на протяжении 2 км. Многочисленные, близко расположенные одна от другой промоины правого берега реки вскрывают метаморфические породы почти вкрест простирания, что позволило в ходе полевого изучения производить корреляцию конкретных разрезов отдельных промоин и последовательно с высокой степенью достоверности наращивать сводный разрез свиты. При составлении сводного разреза учтены также детальные описания многочисленных искусственных выработок (карьер на "Могилах Вислой", мелкие карьеры, закопущки и отвалы старых канав южнее "Могилах Вислой") (снизу вверх):

1. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, мигматизированный; снизу отмечается прослой (7 см) светло-серого полевошпатового кварцита — 7,8 м.
2. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, мигматизированный, местами с гранатом (до 1–5 %) — 44,9 м.
3. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, мигматизированный; сверху появляется амфибол (до 3 %) — 76,9 м.
4. Гнейс амфибол-биотитовый, мелкозернистый — 36,4 м.
5. Гнейс амфиболовый, мелкозернистый, мигматизированный; сверху переходит в амфибол-биотитовый — 51,4 м.
6. Гнейс биотитовый, средне- и мелкозернистый, мигматизированный; сверху содержит прослой (0,5–4,2 м) гнейса гранат-биотитового — 129,0 м.
7. Гнейс гранат-биотитовый, в середине биотит-гранатовый, среднезернистый, интенсивно мигматизированный — 5,1 м.
8. Гнейс биотитовый мелко- и среднезернистый, мигматизированный — 62,1 м.
9. Гнейс амфибол-биотитовый, среднезернистый, мигматизированный; сверху прослой (1–3 м) амфиболового и биотит-амфиболового — 77,3 м.
10. Гнейс биотитовый, среднезернистый, интенсивно мигматизированный; сверху местами появляется гранат (до 1 %) — 34,2 м.
11. Кварцит полевошпатовый, среднезернистый, слоистый, с тонкими прослоями (0,1–0,2 м) кварцита гранатового — 2,3 м.
12. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, мигматизированный — 5,4 м.
13. Гнейс диопсид-плагноклазовый, мелкозернистый, с тонкими прослоями среднезернистого кальцифира — 0,5 м.
14. Переслаивание (0,5–2,1 м) гнейсов биотит-амфиболовых, биотит-гранатовых и графит-гранат-биотитовых, средне- и крупнозернистых, интенсивно мигматизированных — 21,8 м.
15. Кварцит полевошпатовый, крупнозернистый — 1,5 м.
16. Гнейс корунд-шпинель-силлиманит-гранатовый, крупнозернистый — 0,8 м.
17. Кварцит полевошпатовый, крупнозернистый, слоистый — 0,9 м.
18. Чередующиеся пачки (0,3–0,9 м) кальцифира и гнейса диопсид-плагноклазового — 2,3 м.
19. Гнейс биотитовый, среднезернистый, мигматизированный — 0,5 м.
20. Гнейс диопсид-плагноклазовый, мелкозернистый, с прослоем (0,4 м) среднезернистого грейса амфибол-биотитового — 1,1 м.
21. Чередующиеся пачки (0,1–6,5 м) гнейсов биотитовых, амфибол-биотитовых и амфиболовых, мелко- и среднезернистых, мигматизированных, в верхней части интервала (до 1 %) — 22 м.
22. Гнейс биотит-графит-гранатовый, среднезернистый, участками интенсивно мигматизированный — 6,6 м.
23. Гнейс биотит-гранатовый, мелко- и среднезернистый, мигматизированный — 10,1 м.
24. Гнейс диопсид-плагноклазовый, среднезернистый — 0,6 м.
25. Чередующиеся пачки (0,7–1,5 м) грейсов биотит-графитовых, биотит-гранат-графитовых и биотит-амфибол-графит-гранатовых, среднезернистых, участками интенсивно мигматизированных — 16,3 м.
26. Гнейс биотитовый, мелко- и среднезернистый, интенсивно мигматизированный — 2,3 м.
27. Чередующиеся пачки (0,1–1,2 м) гнейсов графит-биотитовых, гранат-биотит-графитовых и биотит-графит-гранатовых, мелко- и среднезернистых, участками сильно мигматизированных — 15,5 м.
28. Гнейс амфибол-плагноклазовый, переходящий в пироксен-амфиболовый, среднезернистый — 5,5 м.
29. Гнейс биотит-графитовый, с гранатом, среднезернистый — 1,0 м.
30. Гнейс биотитовый, среднезернистый, мигматизированный — 12,0 м.
31. Чередующиеся пачки (0,3–4,1 м) гнейсов биотитовых, амфибол-биотитовых, биотит-пироксеновых и амфибол-пироксеновых, мелко- и среднезернистых, участками интенсивно мигматизированных; прослой (0,2–0,8 м) слюда биотит-амфибол-пироксенового кристаллического — 76,7 м.

32. Кварцит полевошпатовый, средне- и крупнозернистый, слоистый, в отдельных интервалах (0,5–0,7 м) переходит в мономинеральный – 49,5 м.
33. Гнейс биотитовый, мелко- и среднезернистый, с частыми прослоями (0,5–1,2 м) гнейсов амфибол-биотитовых и пироксен-амфибол-биотитовых и кристаллических сланцев – 34,5 м.
34. Чередующиеся гнейсы амфиболовые, пироксен-амфиболовые и биотит-пироксен-амфиболовые и кристаллические сланцы, средне- и крупнозернистые, с очень редкими зернами (розовато-красного) граната размером до 2 мм – 22,5 м.
35. Сланец кристаллический биотит-шпинель-корундовый, средне- и крупнозернистый – 0,25 м.
36. Переслаивание гнейсов биотит-корундовых и биотит-корунд-силлиманитовых и кристаллических сланцев – 5,2 м.
37. Гнейс биотитовый, с прослоями амфибол-биотитового – 8,0 м.
38. Кварцит пироксен-гранатовый, с магнетитом (до 10 %), крупнозернистый – 0,15 м.
39. Чередующиеся пласты (0,6–6,5 м) гнейсов биотитовых, амфибол-биотитовых, амфиболовых и пироксен-амфиболовых и кристаллических сланцев, мелко- и среднезернистых, сильно мигматизированных – 84,9 м.
40. Гнейс биотит-графит-амфиболовый, среднезернистый – 0,6 м.
41. Гнейс амфибол-биотитовый, мелкозернистый, мигматизированный – 15,3 м.
42. Гнейс биотит-графит-гранатовый, среднезернистый – 0,3 м.
43. Чередующиеся пласты (0,5–3,8 м) гнейсов биотитовых и гранат-биотитовых, мелкозернистых, мигматизированных – 78,9 м.
44. Чередующиеся пласты и пачки (0,5–15 м) гнейсов биотитовых, амфибол-биотитовых, амфиболовых и пироксен-амфиболовых и кристаллических сланцев среднезернистых, участками мигматизированных – 373,6 м.
45. Кварцит полевошпатовый, среднезернистый, слоистый – 0,7 м.
46. Гнейс биотитовый, среднезернистый, мигматизированный – 0,6 м.
47. Гнейс гранат-биотитовый, среднезернистый – 0,4 м.
48. Чередующиеся пласты (0,5–5,0 м) гнейсов биотитовых, амфиболовых, амфибол-биотитовых и пироксен-амфиболовых и кристаллических сланцев – 84,6 м.
49. Кварцит магнетит-пироксен-гранатовый, крупнозернистый – 0,9 м.
50. Кварцит полевошпатовый, крупнозернистый, слоистый – 5,1 м.
51. Чередующиеся пласты (0,5–2,8 м) амфиболитов, гнейсов биотитовых, амфиболовых и пироксен-амфиболовых, мелко- и среднезернистых – 51,8 м.
52. Кварцит полевошпатовый, крупнозернистый, слоистый – 1,0 м.
53. Гнейс биотит-гранатовый, с силлиманитом (до 1 %), средне- и крупнозернистый – 1,2 м.
54. Чередующиеся пласты (0,5–5,5 м) амфиболитов, гнейсов биотитовых, амфибол-биотитовых, пироксен-амфиболовых и кристаллических сланцев, участками мигматизированных – 124,9 м.
55. Гнейс гранат-биотитовый, среднезернистый, чередующийся с прослоями (0,6–2,3 м) биотитовых и амфиболовых гнейсов, мелко- и среднезернистых – 47,1 м.
56. Кальцифир среднезернистый – 0,5 м.
57. Гнейс биотит-гранатовый, среднезернистый – 13,5 м.
58. Кварцит полевошпатовый, крупнозернистый, слоистый – 9,0 м.
59. Чередующиеся пласты (0,3–1,0 м) гнейсов биотитовых, биотит-гранатовых и амфибол-биотитовых, среднезернистых – 9,0 м.
60. Гнейс биотит-графит-гранатовый, среднезернистый – 0,3 м.
61. Гнейс биотит-гранат-графитовый, мелко- и среднезернистый – 2,5 м.
62. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый – 8,4 м.
63. Гнейс биотит-гранатовый, среднезернистый, в верхней части слоя с силлиманитом (до 2 %) – 19,8 м.
64. Кальцифир среднезернистый – 0,6 м.
65. Гнейс биотит-гранатовый, с редкими включениями силлиманита, среднезернистый – 8,0 м.
66. Кварцит полевошпатовый, средне- и крупнозернистый, слоистый – 5,3 м.
67. Чередующиеся прослои (0,3–0,5 м) гнейсов биотитовых и биотит-гранатовых, среднезернистых – 6,2 м.

Суммарная мощность по разрезу составляет 1806 м. Приведенный разрез прослежен вдоль всего западного крыла Мангушского синклиория. Полностью или фрагментарно он послойно описан по рекам Каратюк (с. Садовое), Берстовая (с. Карла Маркса), Берда (восточнее с. Сачки и на участке от с. Калайтановка до с. Глодово). При этом установлено, что по простиранию разрез свиты четко выдерживается. В ряде случаев отмечается лишь изменение мощности как всего разреза, так и отдельных его частей. Так, в среднем течении р. Берда, между селами Калайтановка и Глодово мощность темрюкской свиты возрастает до 2100 м. По сравнению со стратотипическим разрезом значительно (до 30–80 м) увеличена мощность пачек биотит-графитовых, биотит-графит-гранатовых и амфибол-биотит-графитовых гнейсов в разрезах свиты по рекам Берда (с. Сачки, Сачкинское месторождение графита), Берстовая (Троицкое месторождение графита), Каратюк (Каратюкское месторождение графита северо-западнее с. Садовое). В направлении на юг отмечается также увеличение мощности самой верхней пачки полевошпатовых кварцитов и подстилающих ее высокоглиноземистых гнейсов. По р. Каратюк (с. Садовое) мощность кварци-

тов составляет 17,2 м; по р. Бёрда у с. Сачки ("Могила Богдан") мощность кварцитового горизонта возрастает до 85 м, а подстилающих его силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов — до 38,6 м.

По данным Л.И.Каныгина и других [58], в осевой части Мангушского синклинория (Мариупольское рудное поле) верхняя часть разреза темрюжской свиты сложена мощной карбонатной толщей. Эта толща вскрыта многочисленными картировочными и разведочными скважинами на участке Дзержинско-Первомайской антиклинали второго порядка, прослеженной по простиранию в субмеридиональном направлении на 18 км.

В южной части Мариупольского рудного поля картировочными и структурными скважинами 72, 88, 32п, 33п вскрыт следующий разрез карбонатной толщи (снизу вверх):

1. Чередующиеся пачки (0,5–3,0 м) крупнозернистых мраморов и среднезернистых кальцифиров, с тонкими (до 0,1 м) прослоями биотитовых гнейсов — 16,0 м.
2. Гнейс биотитовый, мелко- и среднезернистый — 6,0 м.
3. Гнейс биотитовый, среднезернистый, с многочисленными прослоями (0,4–1,7 м) кальцифиров — 17,0 м.
4. Гнейс биотитовый, среднезернистый — 8,5 м.
5. Гнейс биотитовый, мелко- и среднезернистый, с многочисленными прослоями (0,2–2,1 м) кальцифиров — 23,0 м.
6. Чередующиеся пачки (1,8–2,5 м) среднезернистых мраморов и кальцифиров — 46,0 м.
7. Часто чередующиеся пачки (0,9–2,5 м) среднезернистых кальцифиров, биотитовых гнейсов и пироксеновых среднезернистых кварцитов — 55,0 м.
8. Чередующиеся пачки (0,7–1,8 м) среднезернистых мраморов и кальцифиров — 9,5 м.
9. Гнейс биотит-гранатовый, среднезернистый, с тонкими (0,5–0,15 м) прослоями графит-биотит-гранатового — 4,0 м.
10. Гнейс биотитовый, мелко- и среднезернистый — 7,5 м.
11. Часто чередующиеся пачки (0,5–3,0 м) среднезернистых кальцифиров и мраморов — 99,0 м.
12. Часто чередующиеся пачки (0,3–1,2 м) кварцитов мономинеральных, полевошпатовых, биотитовых и пироксеновых, средне- и крупнозернистых — 24,0 м.
13. Гнейс гранат-биотитовый, среднезернистый — 25,6 м.

Общая мощность карбонатной толщи составляет 342 м. К северу от описанного разреза количество и мощность гнейсовых и кварцитовых пачек и прослоев в составе карбонатной толщи постепенно уменьшаются. В центральной части Мариупольского рудного поля карбонатная толща мощностью 300–320 м сложена преимущественно чередующимися пачками мраморов и кальцифиров, содержащих маломощные (0,5–2,0 м) прослои биотитовых, биотит-амфиболовых, реже графит-биотитовых гнейсов, слюдистых и пироксеновых кварцитов.

По мере продвижения от осевой части к западному крылу Мангушского синклинория в верхах темрюжской свиты отмечается постепенное фациальное замещение мраморов и кальцифиров (известковистые осадки) амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, пироксен-биотитовыми и пироксен-амфибол-биотитовыми парагнейсами и кристаллическими сланцами (мергелистые и песчано-мергелистые осадки).

На восточном крыле Мангушского синклинория (р. Мал. Кальчик с притоками), в восточной части Конкско-Ялынской впадины и в пределах Корсакского синклинория изучены лишь отдельные фрагменты разреза темрюжской свиты. Они достаточно уверенно коррелируются с разрезами темрюжской свиты Центрального Приазовья по наличию четких маркирующих горизонтов, составу и характеру чередования пород.

Наиболее надежными маркирующими горизонтами темрюжской свиты являются полевошпатовые, мономинеральные и слюдистые кварциты, высокоглиноземистые и графитовые гнейсы. Они четко фиксируются во всех разрезах и прослеживаются по простиранию на расстояния, измеряемые в ряде случаев десятками километров. Так, горизонты графитовых гнейсов нижней и средней частей разреза темрюжской свиты геологическими и геофизическими методами прослежены по простиранию на 35 км, от верховьев р. Темрюк до побережья Азовского моря. Самой устойчивой маркирующей толщей является повсеместно фиксируемая в разрезах свиты ассоциация кварцит — высокоглиноземистый гнейс.

Темрюжская свита характеризуется ритмическим строением, в ее разрезе выделено шесть крупных ритмов мощностью от 100 до 300–400 м; мощность ритмов уменьшается по мере приближения к почве и кровле разреза свиты.

Начальные части всех ритмов представлены полевошпатовыми кварцитами в ассоциации с высокоглиноземистыми гнейсами. Средние части сложены, как правило, графитовыми, биотитовыми, гранатовыми, реже амфиболовыми гнейсами. Верхние части ритмов в одних случаях представлены карбонатными породами; в других — амфиболовыми, пи-

роксен-амфиболовыми, биотит-амфибол-пироксеновыми и другими гнейсами и кристаллическими сланцами; очень редко — кварцитами пироксен-гранатовыми, содержащими до 5–10 % магнетита. В крупных ритмах выделяются более мелкие, мощностью от первых десятков сантиметров до нескольких метров.

#### 4.2.2. САЧКИНСКАЯ СВИТА

По набору литологических разностей пород, характеру их чередования в разрезах и наличию маркирующих горизонтов разрез сачкинской свиты в пределах Центрального Приазовья расчленен на две подсвиты: нижнюю — богдановскую и верхнюю — демьяновскую [142]. Богдановская подсвита объединяет нижнюю часть разреза до продуктивного горизонта пироксен-магнетитовых кварцитов, которым начинается разрез демьяновской под-свиты.

На основании детального изучения материалов поисковых и разведочных работ Л.И.Каныгин [58] выделил в составе сачкинской свиты на площади Мариупольского рудного поля и железорудных месторождений Западного Приазовья четыре литологические пачки (снизу вверх): терригенную, железорудную, пачку кристаллических сланцев и карбонатно-графитовую. Первая соответствует богдановской подсвите, а три остальные составляют разрез продуктивной демьяновской подсвиты.

Наиболее полный разрез сачкинской свиты выделен и детально изучен на участке среднего течения р. Берда, в 2 км восточнее с. Сачки. На этом участке правый, а частично и левый берега реки характеризуются почти непрерывной обнаженностью. В разрезе восточнее с. Сачки установлена следующая последовательность залегания метаморфических образований (снизу вверх):

1. Часто чередующиеся пачки (1,1–3,5 м) гнейсов биотитовых и гранат-биотитовых, среднезернистых, участками мигматизированных с прослоями (0,1–1,5 м) гнейсов графит-биотитовых и кварцитов пироксен-гранатовых — 42,0 м.
2. Чередующиеся пачки (0,5–3,6 м) гнейсов амфиболовых, биотит-амфиболовых, пироксен-биотитовых и пироксен-амфиболовых и кристаллических сланцев, с линзовидными прослоями (0,1–0,2 м) амфиболита — 83,0 м.
3. Чередующиеся пачки (0,5–3,0 м) гнейсов биотитовых и амфибол-биотитовых, участками мигматизированных, с прослоями (0,1–0,5 м) гнейсов амфибол-пироксеновых и кварцитов пироксен-гранатовых — 55,0 м.
4. Чередующиеся пачки (0,8–2,5 м) гнейсов среднезернистых, биотит-гранатовых и гранулитов крупнозернистых, гранатовых, лейкократовых, с примесью мелкочешуйчатого графита; в верхней части линзовидные прослои (0,05–0,4 м) силлиманит-биотитовых гнейсов, полевошпатовых и пироксен-гранатовых кварцитов — 41,0 м.
5. Гнейс амфибол-биотитовый, среднезернистый, с прослоями пироксен-амфиболового — 28,0 м.
6. Чередующиеся пачки (1–3 м) гнейсов биотитовых и биотит-гранатовых — 12,0 м.
7. Гнейс биотитовый, мелко- и среднезернистый, мигматизированный — 16,0 м.
8. Чередующиеся пачки (0,3–3,0 м) гнейсов биотитовых и гранат-биотитовых, среднезернистых — 14,6 м.
9. Гнейс графит-биотит-гранатовый, мелко- и среднезернистый, слабо мигматизированный — 14 м.
10. Гнейс биотитовый, мелко- и среднезернистый — 15,0 м.
11. Чередующиеся пачки (2–3 м) гнейсов биотитовых, биотит-гранатовых и амфибол-биотитовых, средне- и крупнозернистых; в средней части интервала линзовидные прослои (0,1–0,3 м) гнейса графит-биотитового и кварцита пироксен-гранатового, местами с магнетитом — 31,0 м.
12. Кварцит пироксен-магнетитовый, среднезернистый, тонкополосчатый, с прослоями (0,1–0,2 м) пироксен-гранатового и пироксен-гранат-магнетитового — 28,8 м.
13. Часто чередующиеся слои (0,5–1,0 м) гнейсов биотитовых и гранат-биотитовых, местами с графитом — 14,3 м.
14. Кварцит пироксен-магнетитовый, тонкополосчатый — 4,6 м.
15. Кварцит магнетит-пироксен-гранатовый — 0,2 м.
16. Гнейс биотит-гранатовый, среднезернистый, с прослоем (0,2 м) кварцита пироксен-гранатового — 4,8 м.
17. Кварцит пироксен-магнетит-гранатовый — 0,7 м.
18. Гнейс графит-гранат-биотитовый, слабо мигматизированный — 5,6 м.
19. Кальцифир среднезернистый — 0,1 м.
20. Чередующиеся пласты (1,1–1,8 м) гнейсов биотитовых, амфиболовых, биотит-гранатовых и пироксен-амфибол-биотитовых и кристаллических сланцев; в верхней части пачки прослои (0,1–0,2 м) гнейса графит-амфибол-графитового — 14,9 м.
21. Гнейсы амфибол-биотитовые, амфиболовые и пироксен-амфибол-биотитовые и кристаллические сланцы, мелко- и среднезернистые, с редкими чешуйками графита — 48,7 м.
22. Чередующиеся пласты (0,5–1,5 м) гнейсов биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых, мелко- и среднезернистых, слабо мигматизированных — 6,5 м.
23. Гнейс биотитовый, среднезернистый, мигматизированный — 35,6 м.

Мощность сачкинской свиты по этому разрезу составляет 504 м. В 9 км южнее с. Сачки разрез богдановской подсвиты детально изучен по керну скважин Стародубовского структурного профиля. На водоразделе рек Берда и Берестовая, в районе с. Глодово структурными скважинами бп—11п и 07—014 вскрыты (снизу вверх):

1. Гнейс биотит-гранатовый, мелко- и среднезернистый — 4,5 м.
2. Гранит пегматоидный, с реликтовыми прослоями гнейса биотит-гранатового и очень редко силлиманит-биотит-гранатового — 5,8 м.
3. Гнейс биотит-гранатовый, мелкозернистый, окварцованный — 1,7 м.
4. Гнейс биотит-гранатовый, среднезернистый — 6,8 м.
5. Гнейс биотит-гранатовый, с редкими мелкими чешуйками графита — 1,2 м.
6. Гнейс графит-биотит-гранатовый, мелкозернистый — 4,0 м.
7. Гнейс биотит-гранатовый, среднезернистый — 2,0 м.
8. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, с редкими чешуйками графита, местами слабо мигматизированный — 7,0 м.
9. Гранит пегматоидный, с останцами биотитового гнейса — 4,1 м.
10. Гнейс биотит-гранатовый, мелкозернистый — 8,7 м.
11. Гнейс биотит-гранатовый, с редкими иголочками силлиманита — 3,0 м.
12. Гнейс биотит-гранатовый, среднезернистый — 4,0 м.
13. Гнейс биотит-гранатовый, переходящий в гранат-биотитовый — 23,0 м.
14. Гнейс гранат-биотитовый, среднезернистый, мигматизированный — 11,8 м.
15. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, мигматизированный — 11,4 м.
16. Гнейс биотитовый, с редкой вкрапленностью магнетита, мигматизированный — 24,5 м.
17. Гнейс биотит-гранатовый с редкой вкрапленностью магнетита, мигматизированный — 2,0 м.
18. Гнейс биотитовый с редкой вкрапленностью магнетита, интенсивно мигматизированный — 49,3 м.
19. Гнейс биотитовый, в разной степени мигматизированный, вмещает восемь пластов гнейса амфибол-биотитового, мигматизированного — 511,0 м.
20. Гнейс гранат-биотитовый, мигматизированный — 3,4 м.
21. Гнейс биотитовый, интенсивно гранитизированный — 0,6 м.
22. Гнейс биотит-амфиболовый, среднезернистый — 6,8 м.
23. Гнейс гранат-биотитовый, интенсивно гранитизированный — 2,5 м.
24. Гнейс биотит-амфиболовый, среднезернистый — 6,5 м.
25. Гнейс биотит-амфиболовый, с прослоями (0,2 м) гнейса гранат-биотитового, интенсивно мигматизированного — 6,5 м.
26. Гнейс биотитовый, мигматизированный, с редкими вкрапленниками мигматита — 27,0 м.
27. Гнейс биотитовый, мигматизированный, с редкими чешуйками графита — 4,2 м.
28. Гнейс биотитовый, с магнетитом, интенсивно мигматизированный — 77,5 м.
29. Гнейс биотитовый, мигматизированный — 24,0 м.
30. Гнейс гранат-биотитовый, среднезернистый — 4,0 м.
31. Гнейс биотитовый, мигматизированный — 25,6 м.
32. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, слабо мигматизированный — 20,6 м.
33. Чередующиеся пачки (10—35 м) в разной степени мигматизированных гнейсов биотитовых и амфибол-биотитовых — 510,0 м.
34. Гнейс биотитовый, в разной степени мигматизированный — 280,0 м.
35. Гнейс гранат-биотитовый, мигматизированный — 11,0 м.

Мощность приведенного разреза богдановской подсвиты 1692 м. Такое возрастание мощности подсвиты связано с увеличением в разрезе количества пачек мигматизированных биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. К юго-востоку от Стародубовского профиля мощность подсвиты постепенно уменьшается и между селами Урзуф и Юрьевка (побережье Азовского моря) она составляет 350 м.

В осевой части Мангушского синклиория образования богдановской подсвиты, или терригенной пачки, по Л.И.Каныгину, вскрыты многочисленными картировочными и разведочными скважинами на всех участках Мариупольского рудного поля; мощность подсвиты составляет здесь 350—450 м. Нижняя часть разреза терригенной пачки мощностью от 50 до 170 м сложена ритмичнослоистой толщей биотитовых, биотит-гранатовых и гранат-биотитовых мигматизированных гнейсов. Средняя и верхняя части разреза пачки сложены в основном мигматизированными биотитовыми гнейсами, содержащими прослои биотит-гранатовых разностей. На Демьяновском и Первомайском участках в верхней части разреза отмечаются линзы кальцифиров и прослои (от сантиметров до нескольких метров) графит-гранатовых и графит-амфиболовых гнейсов. На Дзержинском, Северном и Демьяновском участках в верхах разреза иногда присутствуют прослои (до 2 м) пироксен-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев.

На участках железорудных месторождений Западного Приазовья (Куксунгурское, Корсакское, Новоукраинское, Сергеевское и Павловское) многочисленными скважинами вскрыта верхняя часть разреза терригенной пачки, сложенная биотитовыми и гранат-био-

титовыми гнейсами, зачастую интенсивно мигматизированными и содержащими прослои кальцифиров мощностью 3,8–10 м.

Наиболее детально полный разрез продуктивной демьяновской подсвиты изучен на Демьяновском участке Мариупольского рудного поля (профиль 9) (снизу вверх):

1. Кварцит пироксен-магнетитовый, полосчатый – 3,5 м.
2. Кварцит пироксен-магнетитовый, иногда с гранатом, содержащий прослои (до 10 м) кристаллических сланцев пироксен-амфиболовых и пироксен-амфибол-гранатовых – 91,5 м.
3. Чередующиеся пласты (1–1,3 м) гнейсов амфиболовых, пироксен-амфиболовых, пироксен-амфибол-гранатовых, биотит-гранатовых и двупироксеновых и кристаллических сланцев – 8,0 м.
4. Кварцит пироксен-магнетит-гранатовый, иногда с амфиболом – 2,5 м.
5. Переслаивающиеся пласты (1,0–1,5 м) гнейсов биотитовых, амфиболовых, пироксен-амфиболовых и пироксен-гранат-амфиболовых и кристаллических сланцев – 10,0 м.
6. Кварцит пироксен-магнетит-гранатовый – 2,0 м.
7. Чередующиеся пласты (0,7 м) гнейсов биотитовых, амфиболовых, пироксен-амфиболовых и биотит-гранатовых и кристаллических сланцев – 5,0 м.
8. Кварцит пироксен-магнетит-гранатовый – 6,0 м.
9. Чередующиеся пласты (0,5 м) гнейсов амфиболовых, пироксен-амфиболовых, реже биотитовых и гранат-биотитовых и кристаллических сланцев – 6,0 м.
10. Кварцит пироксен-магнетитовый, тонкополосчатый – 38,0 м.
11. Чередующиеся пласты (1–3 м) гнейсов амфиболовых, пироксен-амфиболовых, реже биотитовых и гранат-биотитовых и кристаллических сланцев – 16,0 м.
12. Чередующиеся пласты (1,2–1,8 м) гнейсов биотитовых, амфибол-биотитовых, амфибол-пироксен-биотитовых, реже биотит-гранатовых – 18,0 м.
13. Переслаивание (3–4,5 м) гнейсов амфиболовых, биотитовых и пироксен-амфиболовых и кристаллических сланцев – 45,0 м.
14. Кварцит пироксен-гранат-магнетитовый – 5,5 м.
15. Чередующиеся пласты (3–4 м) гнейсов пироксен-амфиболовых, амфиболовых, биотитовых и гранат-пироксен-амфибол-биотитовых и кристаллических сланцев – 40,0 м.
16. Гнейс биотит-гранатовый, с силлиманитом, реже кордиеритом, среднезернистый – 8,0 м.
17. Кальцифир среднезернистый – 9,9 м.
18. Гнейс графит-гранат-биотитовый, иногда с амфиболом, с маломощными (до 2,5 м) прослоями кварцита пироксен-гранатового – 20,0 м.
19. Переслаивание (1–2 м) гнейсов амфиболовых, биотитовых, гранатовых, пироксен-гранатовых, пироксен-амфиболовых и кристаллических сланцев – 17,0 м.
20. Гнейс биотит-графит-гранатовый, иногда с пироксеном – 23,0 м.
21. Кальцифир среднезернистый – 7,0 м.
22. Переслаивание гнейсов биотит-гранатовых, графит-гранат-биотитовых, амфиболовых, пироксен-амфиболовых и кристаллических сланцев – 20,0 м.

В приведенном разрезе мощность демьяновской подсвиты составляет 402 м, в том числе железорудной пачки (слои 1–10) – 172,5 м, пачки кристаллических сланцев (слои 11–15) – 124,5 м и карбонатно-графитовой пачки (слои 16–22) – 105,0 м.

На всех участках Мариупольского рудного поля железорудная пачка разделяется на две части, соответствующие двум крупным трансгрессивным ритмам (рис. 20). Нижняя часть имеет мощность от 10 до 145 м, а верхняя – от 20 до 50 м. Обе части разделяются горизонтом амфибол-пироксеновых, двупироксеновых, биотит-пироксеновых кристаллических сланцев мощностью до 95 м. Среди указанных пород изредка отмечаются маломощные (от 0,1 до 3–5 м) прослои метакальцитов, кальцифиров и биотитовых гнейсов. Вверх по разрезу в каждом из выделенных трансгрессивных ритмов в подстилающих биотитовых гнейсах постепенно увеличивается содержание граната, пироксена и кварца и соответственно уменьшается содержание полевых шпатов и биотита, т.е. порода переходит в пироксен-гранатовый кварцит. Еще выше уменьшается содержание граната и возрастает количество магнетита, пироксен-гранатовый кварцит сменяется магнетит-гранат-пироксеновым, а затем пироксен-магнетитовым.

Пачка кристаллических сланцев мощностью от 20 до 160 м обычно сложена ритмично-слоистыми пироксен-амфиболовыми и биотит-пироксен-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Ритмы, как правило, двучленные: в нижних частях ритмов амфибол преобладает над пироксеном; мощность отдельных слоев 3–10 мм. В средней части пачки отмечаются горизонты (5–7 м) пироксен-графит-гранатовых гнейсов, а иногда гранатовых кварцитов с фаялитом и графитом. По мере продвижения от центральной части Мариупольского рудного поля к югу в составе пачки отмечается постепенное фациальное замещение кристаллических сланцев основного состава биотитовыми и гранатовыми гнейсами. В южной части Дзержинского участка эти гнейсы составляют уже 58 % объема пачки.

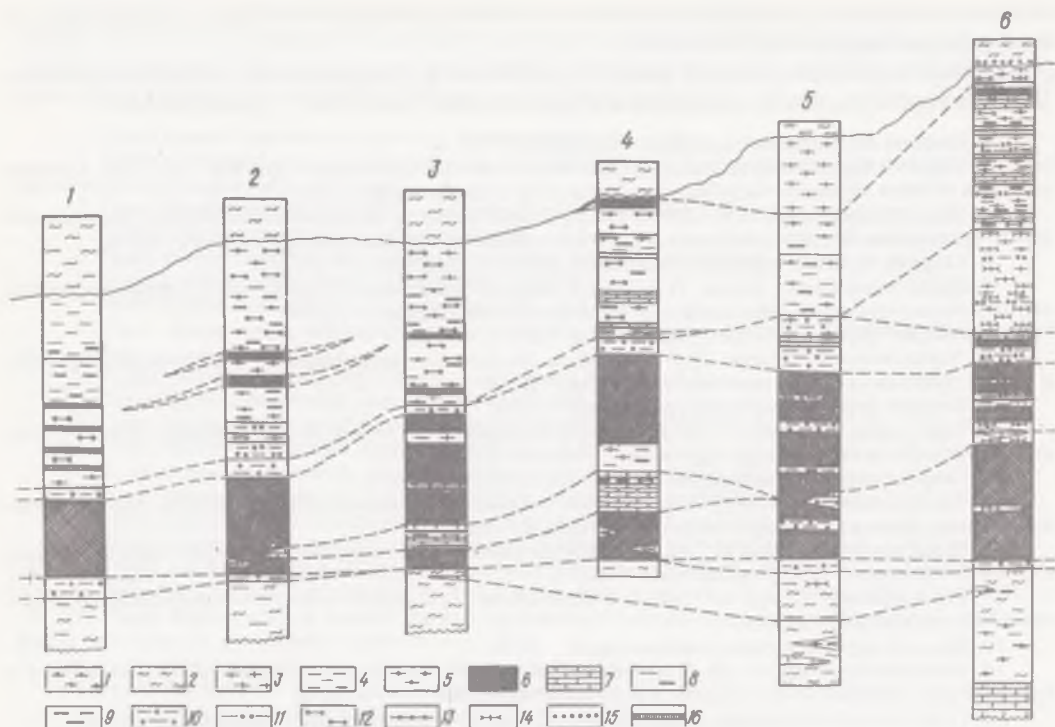


Рис. 20. Корреляция разрезов железорудной толщи Приазовья (верхняя часть сакчинской свиты). Составили Р.М.Полуновский и В.П.Кривонос.

**Месторождения:** 1 – Павловское; 2 – Новоукраинское; 3 – Сергеевское; 4 – Куksунгур; 5 – Корсакское; 6 – Мариупольское. **Породы:** 1 – гнейс гранат-биотитовый, мигматизированный, мигматит гранатовый; 2 – гнейсы биотитовые и амфибол-биотитовые, мигматизированные; 3 – гнейс гранат-биотитовый; 4 – гнейс биотитовый; 5 – гнейсы и кристаллические сланцы амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые; 6 – кварциты амфибол-магнетитовые и амфибол-пироксен-магнетитовые; 7 – мрамор и кальцифир; 8 – гнейс гранатовый с графитом; 9 – гнейс графитосодержащий; 10 – кварцит гранат-магнетит-пироксеновый; 11 – кварциты гранатовые, пироксен-гранатовые, иногда с магнетитом; 12 – гнейс биотит-силлиманитовый, иногда с кордиеритом; 13 – гнейсы гранат-амфиболовые, амфибол-гранатовые; 14 – гнейсы и кристаллические сланцы амфибол-пироксеновые, биотит-пироксеновые; 15 – метагравелит, метаконгломерат; 16 – кварциты слюдястые, полевошпатовые

Карбонатно-графитовая пачка мощностью от 25 до 105 м сложена в основном чередующимися графитосодержащими гнейсами и кальцифирами; мощность отдельных слоев колеблется от сантиметров до 20–30 м. В нижней части разреза пачки часто прослеживается прослой (0,1–3 м) шпинель-корунд-силлиманит-биотитового гнейса или кварцита с кордиеритом, гранатом, фаялитом и пироксеном. Для средней части пачки характерно ритмично-слоистое строение. Разрез карбонатно-графитовой пачки заканчивается горизонтом пироксен-магнетитовых кварцитов и амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев мощностью до 30 м.

Железорудная и карбонатно-графитовая пачки очень четко фиксируются в разрезах демеяновской подсвиты западного крыла Мангушского синклиория, южнее с. Сачки. Они вскрыты структурными скважинами 4п–5п Стародубовского профиля и детально изучены по обнажениям на восточной окраине с. Калайтановка (левый берег р. Берда).

Полные разрезы демеяновской подсвиты, включающие все три выделенные на Мариупольском рудном поле пачки, вскрыты на участках железорудных месторождений Западного Приазовья. На месторождении Куksунгур мощность железорудной пачки от 10 до 208,5 м. Преобладают амфибол-магнетитовые разности кварцитов. В значительно меньшей степени распространены пироксен-амфибол-магнетитовые кварциты. В верхней части разреза пачки отмечен горизонт гранат-пироксеновых, гранат-магнетит-пироксеновых и гранатовых кварцитов, очень характерный для разрезов других участков железорудных месторождений. Среди амфибол-магнетитовых кварцитов фиксируются прослои (0,1–10,5 м) биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев. Изредка встречаются прослои кальцифиров и мраморов, силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов и поле-

вошпатовых кварцитов. В центральной части месторождения на железорудной залегают 22–25-метровая пачка, сложенная амфибол-биотитовыми, реже биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. В разрезах других железорудных месторождений Западного Приазовья эта пачка отсутствует. Выше по разрезу залегают карбонатно-графитовая пачка, в основании которой, как и на Мариупольском месторождении, фиксируется 2,5-метровый прослой кордиерит-силлиманит-гранатового гнейса. Разрез пачки представлен графит-биотитовыми и графитсодержащими гранат-биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами, чередующимися с мраморами и кальцифирами. Мощность отдельных пластов колеблется от 0,5 до 15 м. Строение пачки ритмичное. В ее кровле залегает горизонт пироксен-магнетитовых кварцитов и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев мощностью от 8 до 57 м, очень характерный для всех разрезов Мариупольского месторождения. В центральной части месторождения вскрытая мощность карбонатно-графитовой пачки составляет 350 м, к востоку она уменьшается до 100 м.

На Корсакском месторождении мощность железорудной пачки изменяется от 25–100 на крыльях до 500 м в ядре брахисинклинальной структуры. Пачка сложена в основном пироксен-магнетитовыми и магнетит-пироксеновыми кварцитами, изредка содержащими амфибол (до 15 %). Выше железорудной пачки залегает пачка биотит-гранатовых гнейсов с графитом, иногда с силлиманитом и кордиеритом. Эта пачка является стратиграфическим аналогом карбонатно-графитовой; ее мощность 10–92 м. Карбонатные породы в составе пачки не установлены. Завершает разрез демьяновской подсвиты Корсакского месторождения горизонт биотит-амфиболовых, амфиболовых и биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, содержащих прослой пироксеновых и магнетит-пироксеновых кварцитов; мощность его 30–60 м, а в ядре синклинали (скв. 5) 330 м.

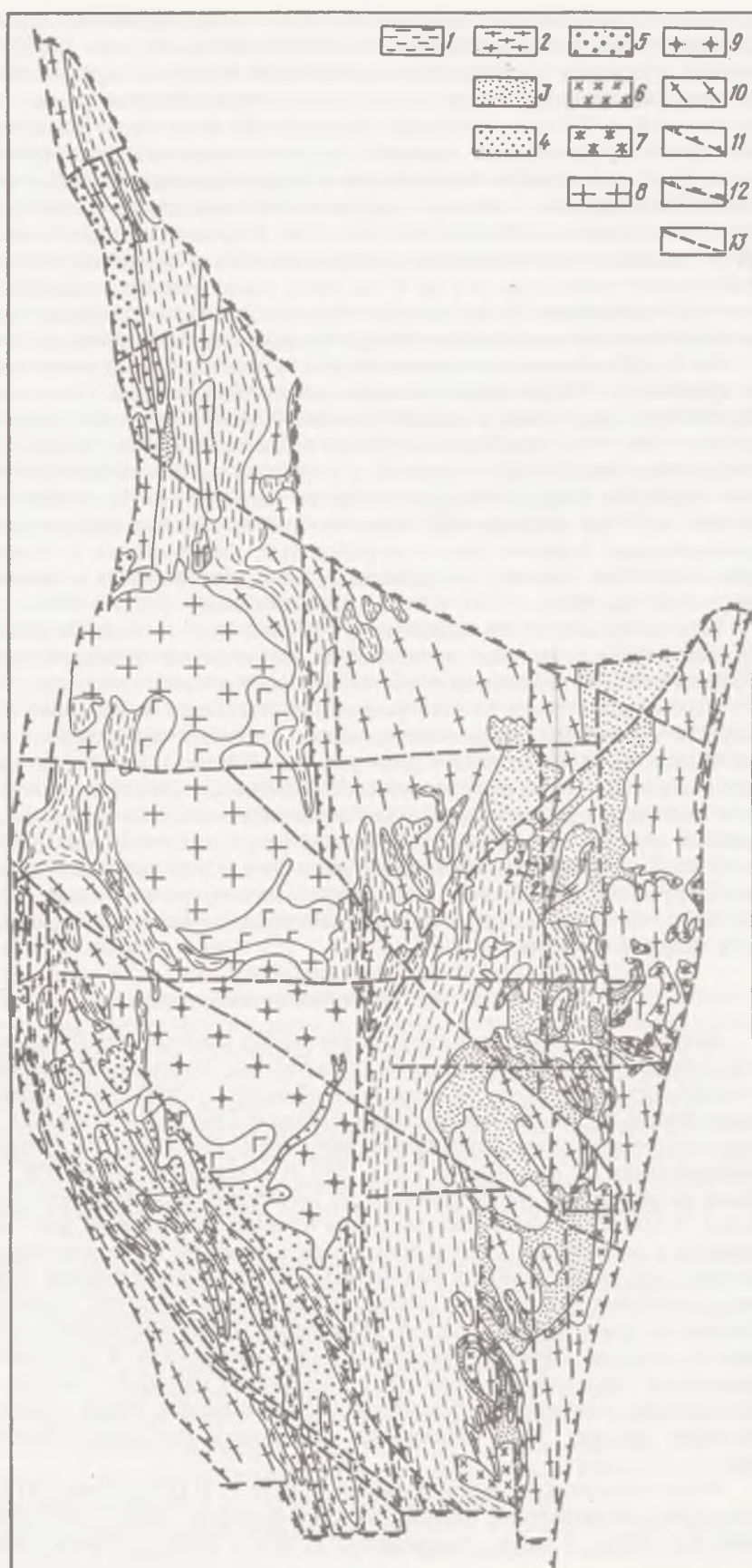
Разрезы демьяновской подсвиты на участках Сергеевского, Павловского и Новоукраинского железорудных месторождений, за исключением мощностей и отдельных деталей строения пачек, не отличаются от разреза Корсакского месторождения.

Железорудная пачка во всех разрезах Центрального и Западного Приазовья характеризуется относительно небольшими вариациями мощности, внутреннего строения и состава слагающих пород. Появление в ряде разрезов Западного Приазовья амфибол-магнетитовых и пироксен-амфибол-магнетитовых кварцитов, скорее всего, объясняется незначительным изменением по площади состава первичных железисто-кремнистых осадков, а в отдельных случаях — проявлением процессов регрессивного метаморфизма. Западнее в составе карбонатно-амфиболовой пачки уменьшается роль карбонатных пород. В разрезах западного крыла Корсакского синклинория кальцифиры и мраморы отсутствуют. Вероятнее всего, это свидетельствует о более мелководном характере первичной осадочной толщи в западной части района.

#### 4.3. Ингуло-ингулецкая серия

Ингуло-ингулецкая серия представляет собой мощную толщу гнейсов и парагенетически связанных с ними карбонатных, кремнистых, железисто-кремнистых и других метаморфических пород, которая развита на обширной территории в центральной части УЩ, ограниченной на западе Первомайским и Ядлово-Трактемировским, на востоке — Криворожско-Кременчугским глубинными разломами (рис. 21). На схемах геологического районирования (к изданным в 1982–1983 гг. картам докембрия УЩ — геологической и фаций регионального метаморфизма) эта территория обособлена как Ингуло-Ингулецкий район. В пределах района закартированы большие поля гнейсов, разобитые участками гранитов и мигматитов. Гнейсы приурочены к крыльям антиклинальных и ядрам синклинальных структур, граниты и мигматиты — к ядрам антиклиналей, причем значительная часть последних представляет собой переработанные выступы архейского фундамента. В целом системы гнейсовых полей, облекающих Корсунь-Новомиргородский и Новоукраинский массивы, образуют структуры типа синклинориев. В юго-западной части района выделяется Братский, а к востоку от упомянутых массивов — Ингуло-Ингулецкий (или Ингульский) синклинории. Территория, примыкающая с запада к Криворожско-Кременчугскому разлому, часто описывается как Западно-Ингулецкая структурно-фациальная зона.

Ингуло-ингулецкую серию выделил в 1949 г. Н.П.Семененко [150]. Она являлась одним из подразделений первой стратиграфической схемы докембрия УЩ, принятой УРМСК в 1967 г. В схеме, утвержденной УРМСК в 1970 г., область развития ингуло-ингу-



лецкой серии была разделена на два района — Ингульский и Ингулецкий. Соответственно этому разделению в указанной схеме представлено две серии — ингульская и ингулецкая, первая — нерасчлененная, а вторая — с расчленением (снизу вверх) на зеленореченскую, маякскую и родионовскую свиты. Однако такое районирование не отвечало имевшимся уже в то время данным геологосъемочных работ и создавало определенные затруднения при проведении новых съемок. Поэтому было решено от него отказаться, и в схеме, принятой УРМСК в 1978 г., был выделен единый Ингуло-Ингулецкий район с одноименной серией, расчлененной (снизу вверх) на зеленореченскую, артемовскую, родионовскую и чечелевскую свиты. В соответствии с результатами геологического картирования в 1982 г. в схему дополнительно включена спасовская свита, помещенная между родионовской и чечелевской. В 1983 г. I межведомственное региональное стратиграфическое совещание по докембрию Украинского щита отнесло к ингуло-ингулецкой серии также местные подразделения Братского синклинория — каменно-костоватскую и рощаховскую свиты (в схеме 1978 г. они были в составе бугской серии). Каменно-костоватская свита коррелируется со спасовской свитой, а рощаховская — с чечелевской.

Сведения по стратиграфии гнейсов Ингуло-Ингулецкого района приведены во многих работах Ю.Ир.Половинкиной, Н.П.Семененко, Я.Н.Белевцева, М.Н.Доброхотова, Г.И.Каляева, А.П.Никольского и др. Большой материал по расчленению ингуло-ингулецкой серии получен в 1960—1980 гг. при проведении геологосъемочных, поисково-разведочных работ и структурно-профильного бурения Ю.Б.Бабковым, В.П.Брянским, В.В.Захаровым, Г.Е.Змиевским, А.С.Киселевым, Н.С.Курловым, В.В.Решетняком, М.Б.Славутским, С.Е.Федюшиным, Ф.В.Труцко, Г.А.Шварцем, И.М.Этингофом и др. Существенно дополняют этот материал результаты специализированных литолого-стратиграфических и формационных исследований, проведенных в этот же период В.Н.Вербицким, В.Н.Кобзарем, Е.А.Скородниковой, Г.А.Шварцем, И.М.Этингофом и др. В последние 10—15 лет появилось новое для докембрия биостратиграфическое направление исследований (Г.И.Каляев, В.А.Рябенко, А.М.Снежко, Е.А.Скородникова и др.). Можно надеяться, что дальнейшее развитие этих исследований приведет к значительному уточнению стратиграфических представлений о докембрие УЩ.

Общая последовательность залегания пород ингуло-ингулецкой серии впервые была описана И.М.Этингофом [204]. Нижняя часть разреза расчленена в результате работ Ю.Б.Бабкова, В.В.Захарова, А.С.Киселева, Н.С.Курлова, В.В.Решетняка, С.Е.Федюшина и других геологов Криворожской экспедиции. Стратиграфические подразделения Братского синклинория выделены Г.А.Шварцем и А.А.Питаде [193].

В соответствии с имеющимися данными можно говорить о двух региональных разрезах ингуло-ингулецкой серии — восточном и западном (точнее, юго-западном). В восточном разрезе, или разрезе Ингуло-Ингулецкого синклинория, выделены (снизу вверх): зеленореченская, артемовская, родионовская, спасовская и чечелевская свиты. Западный разрез, или разрез Братского синклинория, расчленен на две свиты — каменно-костоватскую и рощаховскую, коррелируемые соответственно со спасовской и чечелевской свитами.

В восточном разрезе мощность двух нижних свит незначительная. Распространены они только в центральной части Западно-Ингулецкой зоны, в области Правобережных магнитных аномалий, залегающая главным образом в мелких синклиналиях структурах среди гранитоидов архея.

Зеленореченская свита вместе с артемовской (называвшейся тогда маякской) и родионовской была выделена при разработке схемы, утвержденной УРМСК в 1970 г. Она сложена амфиболитами, амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми гнейсами и кварцитами. Последние три разновидности развиты ограниченно. Мощность свиты обычно не превышает 100 м, но иногда (Восточно- и Северо-Зеленовский участки) она составляет 160—180 м.

Рис. 21. Геологическое строение Ингуло-Ингулецкого района.

*Ингуло-ингулецкая серия:* 1 — чечелевская свита; 2 — рощаховская свита; 3 — спасовская свита; 4 — каменно-костоватская свита; 5 — ядлово-трактемировская толща; 6 — родионовская свита; 7 — родионовская, артемовская и зеленореченская свита (нерасчлененные); 8 — гранит рапакиви; 9 — гранит новоукраинского комплекса; 10 — гранит и мигматит кировоградского комплекса; 11 — надвиги; 12 — сбросы; 13 — прочие разрывные нарушения. *Профили скважин* (цифры на схеме): 1-1 — Родионовский; 2-2 — Ивановский; 3-3 — Аудиторский

Артемовская свита (как уже отмечалось, это название было принято при утверждении схемы УРМСК в 1978 г.) сложена силикагно-магнетитовыми кварцитами, скарноидами. В резко подчиненном количестве встречаются биотит-амфиболовые, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, изредка в низах разреза — маломощные прослои силлиманит-биотитовых гнейсов. Мощность свиты изменчива: обычно — 50–100, редко — до 200 м.

В районе распространения зеленореченской и артемовской свит (в Западно-Зеленореченской, Артемовской, Райпольской и ряде других структур) в основании разреза ингуло-ингулецкой серии наблюдаются силлиманитосодержащие кварциты и кварцитовидные метапесчаники, которые можно рассматривать как базальный горизонт, залегающий на плагиогранитоидах архейского основания. Контакт между свитами согласный. Он перебуран значительным количеством скважин.

Родионовская свита, как и две предыдущие, развита в полосе, примыкающей к Криворожско-Кременчугскому разлому, но распространена значительно шире. В районе Правобережных магнитных аномалий она без видимого несогласия залегает на образованиях артемовской свиты, а на остальной территории — на породах архейского основания с фрагментарно развитой метаморфизованной корой выветривания (данные А.С.Киселева и др., 1974 г.; В.В.Захарова и др., 1979 г.). Плагиограниты у контакта ремобилизованы. Большинство исследователей считают родионовскую свиту стратиграфическим аналогом гданцевской свиты криворожской серии, основываясь на близости литологического состава, геохимической корреляции, идентичности органических остатков и составе изотопов углерода.

В родионовской свите можно выделить два типа разреза. Первый — собственно родионовский со стратотипом в районе с. Родионовка и второй (его можно назвать желтянским), характерный для района Правобережных магнитных аномалий. Наиболее полные разрезы собственно родионовского типа представлены в районе с. Родионовка и б.Власовская. Здесь свита расчленена на две подсвиты. В состав нижней подсвиты входят кварциты, чередующиеся с метапесчаниками, иногда на диопсидовом цементе, и сланцами графит-слюдистыми и слюдисто-кварцевыми, часто с актинолитом, изредка с андалузитом. В северном направлении от с. Родионовка по мере возрастания степени метаморфизма прослои метапесчаников и сланцев сменяются гнейсами соответствующего состава. Мощность подсвиты изменчива (0–250 м). Верхняя подсвита представлена мраморами, кальцифирами, офикальцитами и близкими по составу скарноподобными породами, параамфиболитами, гнейсами или сланцами (в зависимости от степени метаморфизма) графит-биотитовыми с прослоями и линзами кварцито-песчаников, гранат-биотитовых, амфибол- и пироксен-биотитовых, обычно графитсодержащих; очень редкими прослоями и линзами железистых кварцитов. Мощность разреза 550–1300 м. Переходы между подсвитами постепенные. Нижняя подсвита залегают на архейском кристаллическом основании.

В разрезах желтянского типа состав свиты фациально отличен от описанного выше. Основной объем ее составляют гнейсы и сланцы графит-биотитовые и биотитовые, участками силлиманитосодержащие, реже встречаются кварциты. Карбонатные породы и железистые кварциты образуют отдельные прослои и линзы. Как и в родионовском типе разреза, железистые кварциты залегают в верхней части свиты, но если там они ассоциируют с карбонатными породами и графит-биотитовыми гнейсами, то здесь, как отмечают В.М.Зинченко и В.В.Решетняк [63], наблюдаются в ассоциации с кварцитами амфибол- и пироксенсодержащими. В желтянском типе разреза родионовская свита подстилается артемовской. Во многих местах контакт свит пересечен скважинами. Признаков несогласия не установлено.

Спасовская свита — толща пироксенсодержащих гнейсов и кристаллосланцев с линзами кварцитов — была выделена в восточной части района (села Спасово, Березневатое и др.) И.М.Этингофом под названием березневатско-спасовской свиты [204, 205]. В связи с тем что она не нашла отражения в стратиграфических схемах, утвержденных УРМСК в 1970 и 1978 гг., геологи, проводившие работы в районах распространения этой толщи, относили ее то к нерасчлененным образованиям ингульской серии (В.П.Брянский и др., 1972 г.; Ф.В.Трушко и др., 1971 г.), то к верхней подсвите родионовской свиты (Н.С.Курлов и др., 1978 г.; В.В.Захаров и др., 1979 г.; Г.Е.Змиевский и др., 1982 г.). На основании результатов работ вышеуказанных авторов решением бюро УРМСК от 29 марта 1982 г. спасовская свита включена в состав ингуло-ингулецкой серии.

Описываемая свита пользуется широким распространением в восточной части района, вытягиваясь широкой (1–3, редко до 5 км) полосой вдоль Западно-Ингулецкого разлома.

В виде мелких останцов среди гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса гиперстен-биотитовые и двупироксеновые гнейсы и кристаллосланцы спасовской свиты встречаются также в восточном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона.

Контакты спасовской и родионовской свит вскрыты скважинами (рис. 22). Переходы между свитами носят постепенный характер. Вместе с тем следует отметить, что, по данным Г.Е.Змиевского и др., проводивших в начале 1980-х гг. работы в юго-восточной части района, в основании описываемой свиты залегает довольно выдержанный пласт ортоамфиболитов мощностью 20–30 м. Кроме того, на контакте спасовской свиты с родионовской встречены биотит-кордиерит-кварцевые и мусковит-силлиманит-кордиерит-полевошпатовые породы, которые можно рассматривать как метаморфизованную кору выветривания. Эти данные позволили предположить, что спасовская свита залегает на родионовской несогласно, но пока что это единичные наблюдения, нуждающиеся в более детальном изучении.

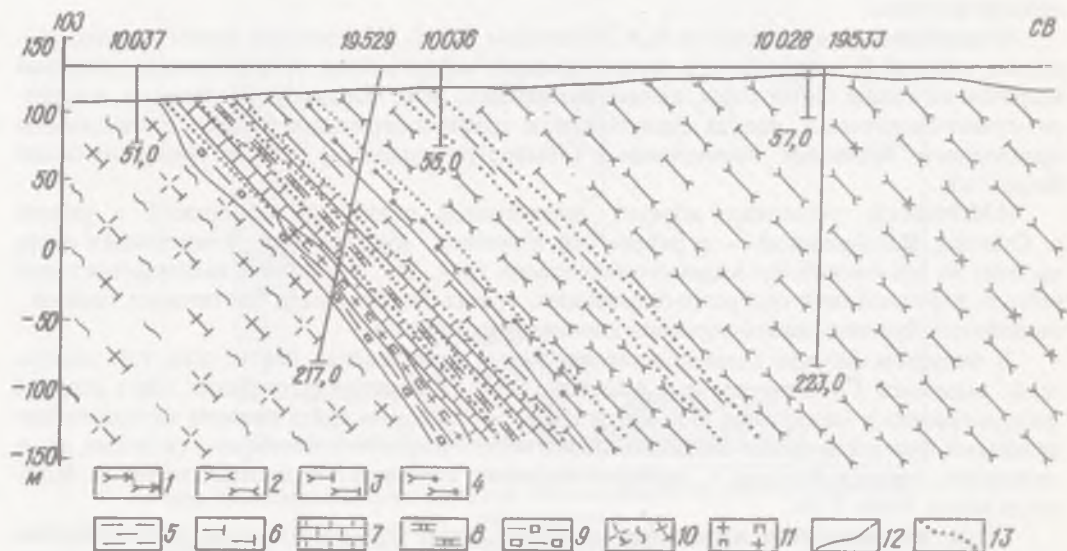


Рис. 22. Соотношение родионовской и спасовской свит по профилю скважин в районе с. Водяное.  
 Спасовская свита: 1 – гнейс биотит-двупироксеновый; 2 – гнейс биотит-гиперстеновый; 3 – гнейс графит-биотит-гиперстеновый; 4 – гнейс гранат-биотит-гиперстеновый; 5 – гнейс биотитовый. Родионовская свита: 6 – гнейс графит-биотитовый; 7 – мрамор; 8 – кальцифир и офикальцит; 9 – кварцит; 10 – полимigmatит; 11 – гранит пегматоидный; 12 – границы стратиграфических подразделений и интрузивно-ультраметаморфических тел; 13 – границы пород разного состава внутри стратиграфических подразделений

Характер разреза спасовской свиты на всей территории ее распространения не одинаков. К югу от широты сел Гуровка и Богдановка, по данным Н.С.Курлова, В.В.Захарова, Г.Е.Змиевского и других геологов, разрез свиты представлен чередованием гнейсов биотит-амфиболовых, амфибол-биотитовых, биотит-амфибол-диопсидовых с маломощными прослоями гнейсов диопсидовых и биотит-диопсидовых, гранат-биотитовых. В нижней части разреза появляются маломощные прослои графит-биотитовых гнейсов. В северной части амфибол в гнейсах представлен роговой обманкой, которая по направлению к югу сменяется актинолитом. Ранее все эти образования относились к верхней подсвите родионовской свиты (при трехчленном делении последней).

К северу от широты вышеуказанных сел, по данным В.П.Брянского, Ф.В.Труцко, И.М.Этингофа и других геологов, основными породными ассоциациями в разрезе спасовской свиты являются гнейсы и кристаллосланцы биотит-гиперстеновые и гиперстен-биотитовые, двупироксеновые, двупироксен-биотитовые. В виде прослоев различной мощности встречаются гнейсы, реже кристаллосланцы биотитовые, графит-биотитовые, графит-гиперстен-биотитовые, гранат-биотитовые, диопсидовые.

Последние три разновидности в основном приурочены к верхней части разреза. К западу от Западно-Ингулецкой зоны в нижней части разреза спасовской свиты появляются магнетитсодержащие гнейсы и кристаллосланцы с содержанием магнетита до 5, редко –

8 %. Мощность этой части разреза не менее 100 м. Указанные породы четко картируются в физических полях обычно в виде линейно-вытянутых положительных магнитных аномалий и несколько повышенных аномалий поля силы тяжести, которые в плане почти повторяют друг друга.

И.М.Этингоф [204] при выделении свиты в ее состав включал кварциты, образующие довольно крупные тела в районе сел Березневатое, Головковка и др. В сходной геологической обстановке встречены кварциты в районе сел Мал. Скелева, Мироновка, Пантаеька (по данным В.П.Брянского и др., 1972, 1976). Среди кварцитов выделяются силлиманит-содержащие и магнетит-пироксенсодержащие разности. В виде маломощных прослоев и линз в кварцитах встречаются силлиманит-биотитовые, графит-биотитовые, пироксен-биотитовые гнейсы и очень редко — линзы железистых кварцитов. Стратиграфическое положение кварцитов не ясно, взаимоотношения их с вмещающими породами изучены недостаточно. Возможно, часть описываемых образований относится к родионовской свите, для которой кварциты являются типичной разновидностью. Вопрос этот нуждается в дальнейшем изучении.

Чечелевская свита выделена И.М.Этингофом [204]. Образования свиты широко развиты в восточной, центральной и северо-западной частях района. К ней отнесена довольно монотонная толща биотитовых, гранат-биотитовых, реже кордиерит-биотитовых, кордиерит-гранат-биотитовых, иногда силлиманит- и графитсодержащих гнейсов с отдельными прослоями и "будинами" пироксеновых (обычно диопсидовых) гнейсов. Мощность свиты более 2 км.

И.М.Этингоф установил контакт чечелевской свиты со спасовской в районе с. Спасово, В.П.Брянский — в районе сел Ивановка, Аудиторовка. Чечелевская свита залегает на спасовской без видимого несогласия (рис. 23). У контакта наблюдается пачка частого переслаивания гиперстен-биотитовых, гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов; появляются будиноподобные прослои диопсидовых гнейсов.

В западном разрезе каменно-костоватская и рощаховская свиты, как уже отмечалось, выделены Г.А.Шварцем и А.А.Питаде [193]. Каменно-костоватская свита широко распространена в междуречье Юж. Буг и Ингул. В основном свита сложена гиперстен-биотитовыми, гиперстен-гранат-биотитовыми, магнетит-гиперстен-биотитовыми гнейсами, диопсидовыми, гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами. Мощность свиты более 2 км.

Столь же широко развита и рощаховская свита. Она слагает ядра синклинальных структур и состоит преимущественно из гранат-биотитовых и различных кордиеритсодержащих гнейсов (гранат-кордиерит-биотитовых, кордиерит-биотитовых, силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовых и др.). Местами встречаются лейкократовые гранат-биотитовые и силлиманит-кордиерит-биотитовые гнейсы. Мощность свиты свыше 2,0 км.

Контакт рощаховской свиты с каменно-костоватской изучен в ряде обнажений и скважин (рис. 24). Установлено, что глиноземистые гнейсы рощаховской свиты без видимого несогласия залегают на биотит-гиперстеновых гнейсах каменно-костоватской свиты. В области контакта наблюдается более интенсивная гранитизация, которой в большей мере затронуты породы рощаховской свиты.

Рощаховская свита является, очевидно, фациальным аналогом чечелевской свиты в юго-западной части района. Территориально площади развития обеих свит смыкаются к северо-западу от г. Новоукраинка и к югу от г. Бобринец. Состав их близкий, они отличаются друг от друга в основном по соотношению разновидностей пород. В целом по породным ассоциациям и петрохимическим особенностям образования рощаховской свиты сопоставимы с нижней частью чечелевской свиты, выделенной В.П.Брянским в 1980 г. на севере района. Условно территориальные границы между свитами могут быть проведены: северная — вдоль Субботско-Мошоринской разломной зоны, восточная — по Кировоградскому разлому.

Однотипны по своему составу и подстилающие свиты — спасовская и каменно-костоватская (рис. 25). В дальнейшем в западном обрамлении Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского массивов, возможно, будут выделены и аналоги родионовской свиты. Так, по материалам Ф.В.Груцько и других (1981) в районе с. Липняжки под магнетит-содержащими пироксен-биотитовыми и биотитовыми гнейсами залегает толща пород с некоторыми характерными особенностями родионовской свиты (ассоциация высокоизвестковистых и углеродсодержащих образований). Подстилающими породами, вероятно,

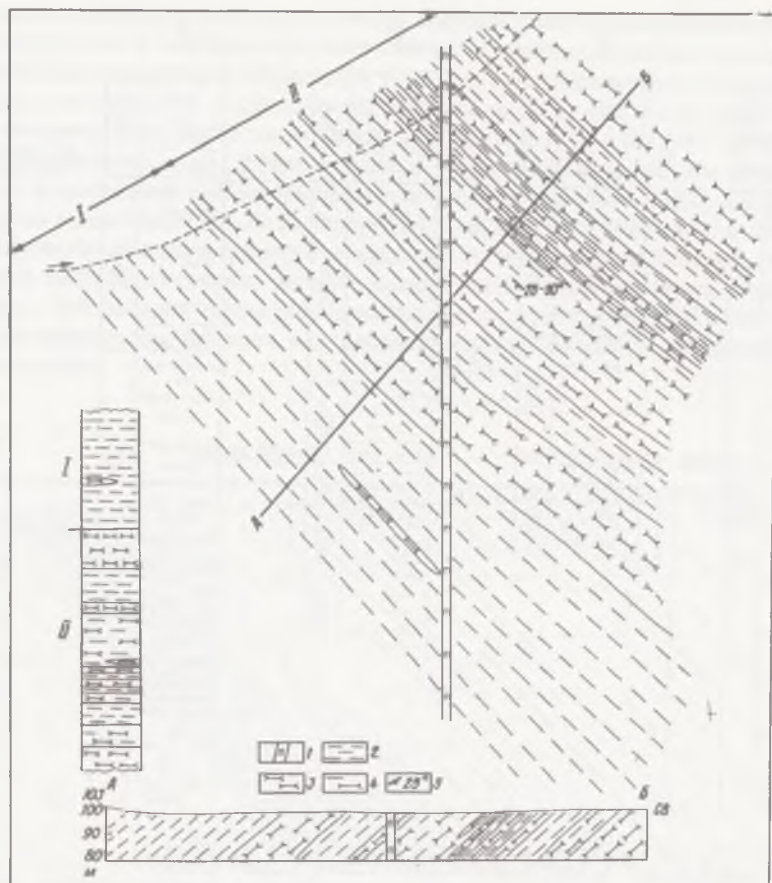


Рис. 23. Соотношение чечелевской (I) и спасовской (II) свит (с. Спасово, южная окраина).

Породы: 1 – пегматит; 2 – гнейсы гранат-биотитовые и биотитовые; 3 – гнейс пироксеновый; 4 – гнейс пироксен-биотитовый; 5 – направление и угол падения кристаллизационной сланцеватости. А – Б – положение линии разреза на плане

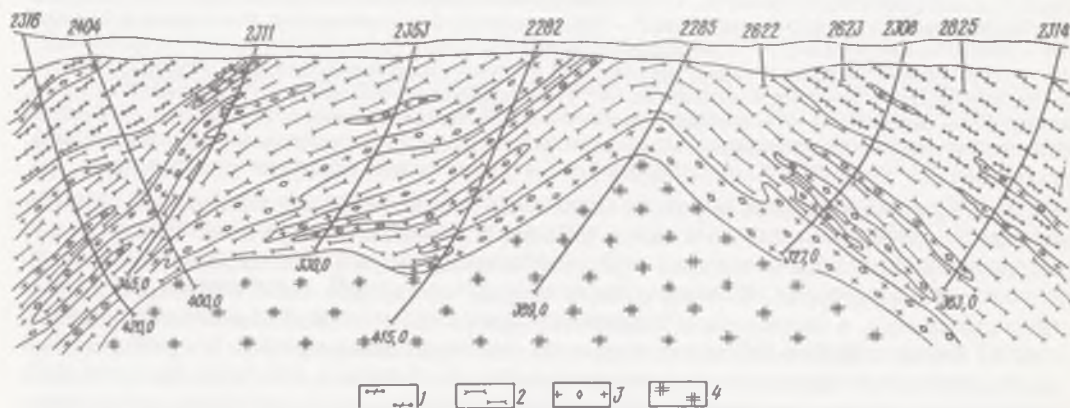


Рис. 24. Геологический разрез каменно-костоватской и рощаховской свит.

1 – рощаховская свита; 2 – каменно-костоватская свита; 3 – гранит аплит-пегматоидный; 4 – эндербит являются плагิโอгранитоиды. Не исключено также, что эквивалентом родионовской свиты окажется толща метаконгломератов, метагравелитов и метапесчаников, описанная Е.М.Лазько с соавторами [101] как стебнинская свита.

Особо следует остановиться на образованиях Ядлово-Трактемировской полосы магнитных аномалий. Судя по имеющимся данным [23], в пределах указанной полосы встре-

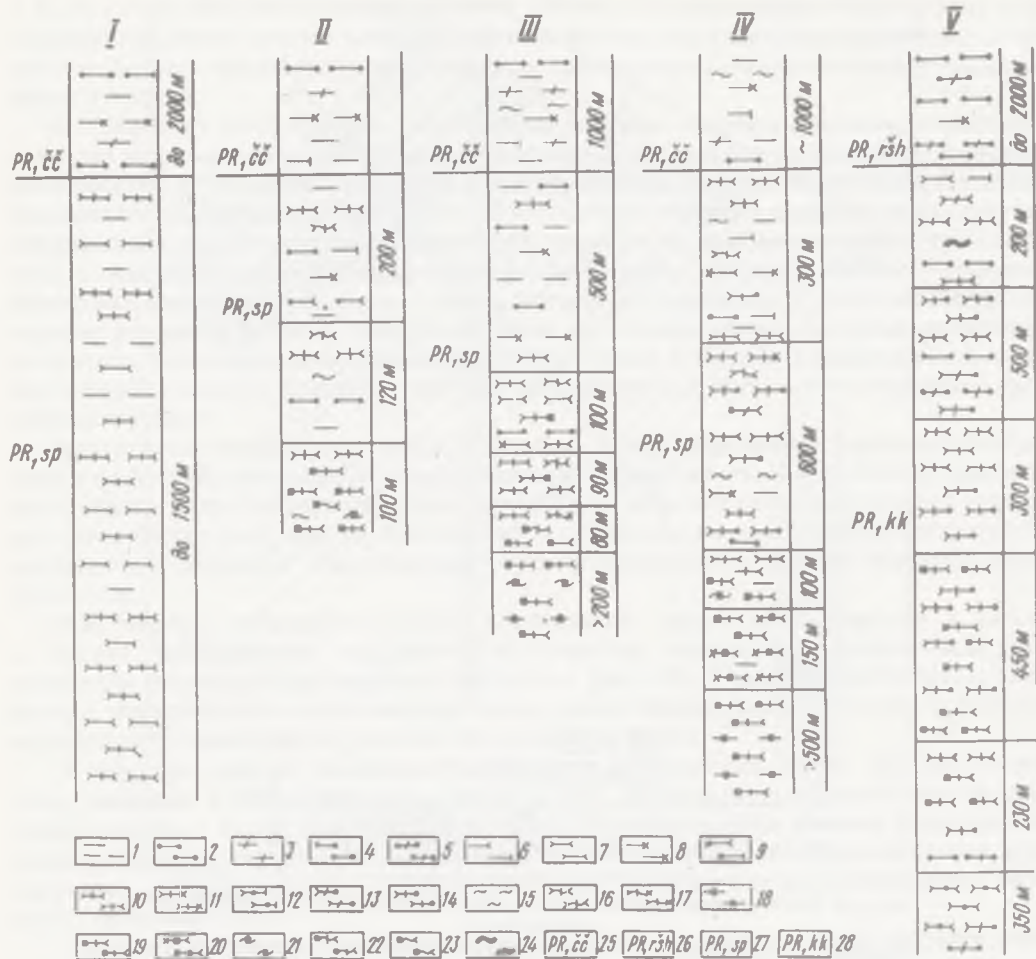


Рис. 25. Сопоставление разрезов спасовской и каменно-костоватской свит.

Участки: I – район сел Спасово – Голововка – Водяное (Этингер И.М., 1972); II – с. Константиновка (Брянский В.П., 1976); III – с. Аудиторка (Брянский В.П., 1980); IV – с. Ивановка (Брянский В.П., 1980); V – Братский синклиниорий (Шварц Г.А., 1974). Гнейсы: 1 – биотитовые; 2 – гранат-биотитовые; 3 – кордиерит-биотитовые; 4 – силлиманит-гранат-биотитовые; 5 – гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые; 6 – графит-биотитовые; 7 – гиперстеновые; 8 – диопсидовые; 9 – двупироксеновые; 10 – гиперстен-биотитовые; 11 – двупироксен-биотитовые; 12 – гранат-биотит-гиперстеновые; 13 – гранат-биотит-кордиерит-гиперстеновые; 14 – гранат-гиперстен-биотитовые. Кристаллосланцы: 15 – биотитовые; 16 – гиперстен-биотитовые; 17 – двупироксен-биотитовые. Гнейсы магнетитсодержащие: 18 – биотитовые; 19 – гиперстен-биотитовые; 20 – двупироксеновые. Кристаллосланцы магнетитсодержащие: 21 – биотитовые; 22 – гиперстен-биотитовые; 23 – гиперстеновые; 24 – амфиболиты. Свиты: 25 – чечелевская; 26 – рошаховская; 27 – спасовская; 28 – каменно-костоватская

чен своеобразный комплекс пород, по парагенезисам и петрохимическим особенностям не имеющий полных аналогов ни в одном районе УЩ. Главной отличительной особенностью толщи является полное отсутствие в разрезе метapelитов, а также карбонатных и железисто-кремнистых пород. Основную часть разреза составляют биотит-двупироксеновые кристаллосланцы, в подчиненном количестве присутствуют гнейсы аналогичного состава, а также биотит-амфибол-двупироксеновые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллосланцы, амфиболиты. Довольно часто в ассоциации с амфиболитами и кристаллосланцами встречаются маломощные недифференцированные согласные тела ультрабазитов (пироксениты, перидотиты, горнблендиты). По данным А.И.Воробья и других [23], в верхней части разреза породы обогащены магнетитом (до 8%). Стратиграфическое положение толщи не ясно. У нее имеется некоторое сходство как с образованиями днестровско-бугской серии, так и с образованиями спасовской свиты. Вероятно, эту толщу целесообразно картировать под собственным географическим названием ("ядлово-трактемировская"), считая ее возможным фациальным аналогом каменно-костоватской и спасовской свит. Вопрос этот нуждается в глубоком и всестороннем изучении.

Начинающая разрез серии зеленореченская свита по своему первоначальному генезису является вулканогенно-осадочной. В ней установлены амфиболиты, которые по химическому составу соответствуют типам магм габброидной и горнблендитовой групп. В.Н.Вербицкий, сопоставив химический состав амфиболитов и амфиболовых гнейсов со средним нормативным составом трех типов амфиболитов П.Лопадю-Арга и уточнив полученные данные по результатам спектральных анализов, обработанных по методу А. и С.Энгель, пришел к выводу, что одна часть амфиболитов относится к ортопородам, а другая — первично-осадочная. О том, что не все амфиболиты и амфиболовые гнейсы являются первично-магматическими образованиями, свидетельствуют и результаты изучения мономинеральных фракций циркона. В этих породах встречены две морфологические разновидности зерен циркона: а) призматически-удлиненные; б) окатанные округло-изометричные [17].

Наряду с ортоамфиболитами-к зеленореченской свите (к ее верхней части) приурочены межпластовые тела ультрабазитов (перидотитов, пироксенитов, серпентин-тремолитовых, оливин-актинолитовых и других пород). В последнее время А.Б.Фомин на основании химического состава этих образований выделяет среди них коматииты. В кварцитах зеленореченской свиты местами наблюдаются бластопаппитовые структуры. На Камчатском участке встречены метагравелиты [17]. Часть гнейсов и сланцев этой свиты относится к группе метapelитов (силлиманит-биотитовые гнейсы, кварц-биотитовые сланцы и др.). По своему составу они близки к глинам.

Силикатно-магнетитовые кварциты артемовской свиты по генезису могут быть, очевидно, сопоставлены с железистыми кварцитами Криворожья. По всей вероятности, эти породы сформировались в результате метаморфизма гидроксидных железисто-кремнистых осадков. Парагенетическая связь железисто-кремнистых образований артемовской свиты с осадочно-вулканогенными породами зеленореченской свиты, вероятно, свидетельствует об общности их происхождения.

Родионовская свита представлена ассоциацией метаморфизованных осадочных пород. В кварцитах этой свиты фиксируются бластопаппитовые структуры, встречаются крупно-обломочные частицы, соответствующие по размерам и морфологии гальке или гравию. Отдельные разности пород, составляющих свиту, описаны как метapесчаники. При использовании с целью "снятия" метаморфизма результатов пересчета химических анализов гнейсы и сланцы родионовской свиты попадают в поля осадочных пород. По классификации Н.П.Семененко среди них выделяются два изохимических ряда — алюмосиликатный и глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистый. Породы глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистого ряда и частично алюмосиликатного рассматриваются как метаморфизованные глинистые и смешанные коллоидно-химические и глинистые осадки.

К первично-осадочным относятся также карбонатные породы. Н.С.Курлов считает, что кальцифиры по изотопному составу кислорода почти ничем не отличаются от мраморов, первично-осадочная природа которых не вызывает сомнения. Существенных отличий не отмечается и по изотопам углерода. Седиментационный генезис карбонатных пород подтверждается петрохимическими исследованиями. Прямым свидетельством осадочного происхождения карбонатных пород и графитсодержащих метapelитов родионовской свиты являются обнаруженные в них органические остатки — онколиты, микрофитоциты и др. Железисто-кремнистые породы этой свиты В.М.Зинченко и В.В.Решетняк [63] на основании анализа геолого-структурного положения, петрохимических особенностей и содержания малых элементов относят к терригенно-осадочным.

Образования спасовской свиты первоначально были выделены как метаморфизованная вулканогенно-кремнистая формация [203]. Пироксеновые и биотит-пироксеновые гнейсы спасовской свиты по химическому составу близки к породам типа андезитов и андезито-базальтов, а состав гиперстеновых и двупироксеновых кристаллосланцев аналогичен составу норитов и габбро-норитов. Местами наблюдаются реликтовые бластогаббровые структуры. Выполненная В.П.Брянским и другими геологами обработка петрохимических и геохимических данных показала, что к ортопородам основного состава относятся и значительная часть магнетитсодержащих разностей гнейсов. Для этих образований характерны повышенное содержание ванадия, никеля, хрома, высокие положительные корреляции между никелем и кобальтом (0,8), ванадием и никелем (0,6), хромом и ванадием (0,4), как для основных ортопород.

Вместе с тем среди гиперстен-биотитовых, диопсид-биотитовых, диопсидовых, актинолитовых, актинолит-биотитовых и других гнейсов спасовской свиты развиты породы, имею-

щие первично-осадочный генезис (возможно, с примесью туфогенного материала). По данным А.Е.Федюшина, Н.С.Курлова и других, под микроскопом в них отмечаются blastsаммитовые структуры. На диаграмме А.А.Предовского фигуративные точки этих пород находятся в пограничной области гидрослюдистых глин и граувакков (вблизи смешанных продуктов глубокого выветривания основных и ультраосновных пород). Кроме того, по мнению С.Е.Федюшина и других, на осадочное происхождение пироксен-биотитовых гнейсов указывают: а) высокое содержание кварца (20–37 %); б) низкое содержание ильменита, магнетита и апатита; в) региональные кларки концентраций ванадия, марганца, титана, кобальта, никеля, меди, хрома, свинца, не соответствующие кларкам в габбро и их эффузивных аналогах; г) ряд подвижности ванадия, хрома, никеля, меди и свинца, аналогичный подобному ряду в осадочных породах, образовавшихся при одновременной физической и химической денудации областей сноса; д) низкая встречаемость германия, характерная обычно для основных пород.

Учитывая пластовую форму залегания, перемежаемость со слоями других пород и стратиграфическую приуроченность, к первично-осадочным образованиям следует отнести и кварциты. Прямых данных для более конкретного определения их генезиса обычно не имеется. Очевидно, кварциты можно рассматривать не только как терригенные, но и как хемогенные породы. Такие породы характерны для вулканогенно-кремнистых формаций. Чаще всего это объясняется интенсивной фумарольной деятельностью, сопровождавшейся выносом огромного количества кремнезема.

Гиперстенсодержащие гнейсы каменно-костоватской свиты на диаграммах А.Симоне-на, А.А.Предовского, для Роша занимают промежуточное положение между полями пелито-псаммитовых и основных вулканогенных пород. Гиперстеновые кристаллосланцы и амфиболиты на большинстве петрохимических диаграмм локализируются совместно в поле основных пород. Таким образом, в состав каменно-костоватской свиты входят, вероятно, как осадочные, так и вулканогенные образования.

Почти исключительно вулканогенными породами ряда метабазитов сложена ядрово-трактемиевская толща — вероятный стратиграфический аналог каменно-костоватской и спасовской свит. По кислотности метабазиты близки к толеитовым базальтам континентального типа, но низкое содержание оксида кальция и высокое содержание щелочей сближают их с породами спилит-диабазовой формации. В ассоциации с основными метаэффузивами залегают пластовые тела ультрабазитов.

Чечелевская свита сложена метаморфизованными осадочными породами. В основном они относятся к алюмосиликатному ряду (по классификации Н.П.Семененко) — большей частью к собственно алюмосиликатным, железисто-алюмосиликатным, известково-силикатным породам, т.е. продуктам метаморфизма соответственно чистых, железистых и известковистых глин. На петрохимических диаграммах гнейсы чечелевской свиты попадают в поле осадочных пород. По мнению Г.М.Яценко [213], фиксирующиеся в гнейсах реликты псаммитовых структур и существенно плагиоклазовый состав полевых патов позволяют относить эти породы к метаморфизованным олигомиктовым песчанникам.

Диопсидовые гнейсы из будинированных прослоев большинством исследователей описываются как метаморфизованные карбонатно-терригенные образования типа мергелей. Наиболее развернутое обоснование этого представления приведено в работе В.Н.Кобзаря [84]. Г.М.Яценко [213] отмечает в будинах реликты псаммитовых структур и на этом основании считает, что они сложены метапесчаниками на карбонатном цементе.

К первичным осадочным породам, несомненно, относятся гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые и лейкократовые гнейсы рошавской свиты. По составу они отвечают дифференцированным осадкам, располагаясь в полях распределения псаммитовых и пелитовых пород (в первом гранат-биотитовые и лейкократовые гнейсы, во втором — гранат-кордиерит-биотитовые). В.Н.Кобзарь [84] отмечает, что в метапелитах "ингульской свиты" (куда он включает рошавскую и чечелевскую свиты) кларки никеля, кобальта, ванадия, бария, титана, циркония сопоставимы с кларками в глинах, причем не только по порядку, но и по абсолютным значениям.

В западном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона, где наряду с чечелевской свитой, вероятно, имеются также аналоги спасовской и родионовской свит, выделяются метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники, а также метаморфизованный флиш с переходом от псаммитовых прослоев к алевроитовым и пелитовым [84]. Образования ингуло-ингулецкой серии метаморфизованы в широком диапазоне фаций метамор-

физма — от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой [118]. Породы эпидот-амфиболитовой фации развиты на двух небольших участках Западно-Ингулецкой зоны — Родионовском и Омельниковском, расположенных непосредственно к западу от Криворожской и Кременчугской железорудных полос. В метapelитовых сланцах этой фации устойчива кварц-мусковитовая ассоциация; в низкотемпературной части характерны ставролит и андалузит, а в высокотемпературной — силлиманит-мусковитовый парагенезис. Куммингтонитовые железистые кварциты и сланцы, как правило, не содержат гиперстена, а карбонатные породы — форстерита. С помощью геотермометров Л.Л.Перчука определены температуры образования пород эпидот-амфиболитовой фации, составляющие 800–830 К.

Породы амфиболитовой фации занимают большую часть Ингуло-Ингулецкого района. Они распространены в Западно-Ингулецкой зоне, чрезвычайно широко развиты в Приингулье и западном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона, прослеживаются в юго-западной части района вблизи Первомайского разлома. Наряду с биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами (биотит+плагиоклаз+кварц±калиевый полевой шпат±гранат) среди пород амфиболитовой фации установлены гнейсы и кристаллосланцы с парагенезисами роговая обманка+биотит+плагиоклаз+кварц+калиевый полевой шпат+клинопироксен, гранат+биотит+силлиманит+калиевый полевой шпат+плагиоклаз+кварц, кордиерит+биотит+силлиманит+калиевый полевой шпат+плагиоклаз+кварц. Встречаются амфиболиты, безрудные кварциты с силлиманитом или кордиеритом, графит-биотитовые гнейсы, железистые породы (магнетит+гиперстен+куммингтонит+гранат+кварц, реже фаялит+гиперстен+куммингтонит+кварц+магнетит, фаялит+магнетит+салит+куммингтонит; магнетит+салит+роговая обманка+гранат+кварц+гиперстен), кальцифиров (диопсид+доломит+кальцит+шпинель+гранат; диопсид+кальцит+доломит+гранат). Гиперстен в гнейсах амфиболитовой фации обычно не встречается. Для глиноземистых гнейсов характерны парагенезисы силлиманит+калиевый полевой шпат, гранат+калиевый полевой шпат, кордиерит+калиевый полевой шпат. Мусковит в них редок, ставролит и андалузит отсутствуют. Парагенезисы гранат+кордиерит+калиевый полевой шпат отмечаются лишь в самых высокотемпературных участках. Железистость граната выше 75–77. В соответствии с установленными температурами образования среди пород амфиболитовой фации выделены зоны низкой и высокой субфаций (соответственно 800–880 и 890–920 К).

Широко развиты также породы гранулитовой фации. На востоке района они прослежены в виде широкой субмеридиональной полосы от широты ст. Долинская до г. Александрия и далее на север в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Западная граница этой полосы находится вблизи г. Чигирин. В юго-западной части района примерно такая же полоса протягивается с северо-запада на юго-восток из бассейна р. Черный Ташлык в Приингулье. Кроме того, в условиях гранулитовой фации метаморфизованы породы субмеридиональной Ядлово-Трактемировской зоны в северо-западной части района. Образование гранулитовой фации представлены гиперстеновыми гнейсами (гиперстен+биотит±калиевый полевой шпат+плагиоклаз+кварц+гранат), двупироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами (гиперстен+клинопироксен+плагиоклаз±роговая обманка±кварц±калиевый полевой шпат), высокоглиноземистыми гнейсами с кордиеритом и (или) силлиманитом (гранат+кордиерит+биотит+калиевый полевой шпат+плагиоклаз+кварц, гранат+силлиманит±кордиерит+биотит+калиевый полевой шпат+плагиоклаз+кварц), биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. Железистость граната обычно меньше 75–77. Температуры образования 920–1050 К. В основном они отвечают низкотемпературной части гранулитовой фации.

В целом для района характерна латеральная метаморфическая зональность, впервые описанная Р.Я.Белевцевым [5]. В связи с этим на одном и том же стратиграфическом уровне наблюдаются парагенезисы разных метаморфических фаций. Образования родионовской свиты метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фациях, а спасовской, чечелевской и рощаховской — в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Метаморфическая зональность в районе изобарическая. Для гнейсов амфиболитовой и гранулитовой фаций Братского синклинория, Приингулья и Западно-Ингулецкой зоны Р.Я.Белевцев по равновесию гранат+кордиерит+силлиманит+кварц с учетом вхождения воды и углекислоты в кордиерит определил давление — 500–600 МПа.

По принятым сейчас представлениям, ингуло-ингулецкая серия является нижнепротерозойской. Однако долгое время гнейсы Ингуло-Ингулецкого района (как и все гнейсы УЩ) обычно относились к архею. На изданной в 1950–60-х гг. среднемасштабной Государственной геологической карте СССР они показаны как часть архейских гнейсов.

Н.П.Семененко, выделяя ингуло-ингулецкую серию [153], считал ее наиболее древним архейским супракrustальным комплексом, расположенным ниже серии метабазитов Среднего Приднепровья и выше нижнеархейской бугско-подольской гнейсовой серии. Ю.Ир.Половинкина во всех своих работах, где так или иначе затрагивался Ингуло-Ингулецкий район, гнейсы данного района неизменно относил к архею.

Основанием для отнесения ингуло-ингулецкой серии к протерозою послужили данные изотопного возраста [78, 88]. Вместе с тем еще в первое послевоенное десятилетие при разбуривании магнитных аномалий Западно-Ингулецкой зоны стали выделять более глубокометаморфизованные аналоги нижней, средней и верхней свит криворожской серии<sup>1</sup>, которая является стратотипом нижнего протерозоя. Геолого-стратиграфическое обоснование принадлежности железистых кварцитов, гнейсов и других метаморфических пород Западно-Ингулецкой зоны к криворожской серии можно найти в ряде работ Я.Н.Белевцева, М.Н.Доброхотова, Н.П.Семененко, А.И.Стрыгина, В.Н.Вербицкого, В.Н.Кобзаря и других исследователей.

В первой "межведомственной" стратиграфической схеме, принятой УРМСК в 1967 г., ингуло-ингулецкая серия отнесена к временному интервалу 2000—1700 млн. лет, названному средним протерозоем. В следующей схеме, утвержденной УРМСК в 1970 г., образования, описываемые нами в составе ингуло-ингулецкой серии, представлены как нижнепротерозойские. К нижнему протерозою ингуло-ингулецкая серия отнесена и в более поздних схемах.

В восточной части района (см. выше) установлено налегание этой серии на архейский фундамент. По петрографическим и отчасти биостратиграфическим данным нижние ее подразделения коррелируются со стратотипическим для нижнего протерозоя европейской части СССР разрезом Кривого Рога.

Изотопный возраст плагิโอгранитоидов, подстилающих ингуло-ингулецкую серию, по данным В.И.Орсы, составляет 2740 млн. лет, что с некоторой долей условности можно считать нижним возрастным рубежом этой серии. Кроме того, он установил, что гранодиориты, залегающие в активном контакте с метаморфическими образованиями Артемовского участка (артемовской свитой), имеют возраст 2070 млн. лет. Эта дата, очевидно, может считаться верхней возрастной границей ингуло-ингулецкой серии. Как будет показано ниже, есть и другие возрастные данные, свидетельствующие о принадлежности этой серии к нижнему протерозою. Время ее метаморфизма и гранитизации отвечает рубежу 1900+100 млн. лет.

Наиболее "древние" единичные определения по амфиболу из амфиболитов зеленореценской свиты равны 2500—2300 млн. лет., по цирконам (очевидно, кластогенным) из метапесчаников родионовской свиты —  $2630 \pm 100$  и  $2930 \pm 100$  млн. лет. Возраст апатита из карбонатных пород этой свиты, близкий, по-видимому, к возрасту метаморфизма и гранитизации, — 2100 млн. лет. Сопоставимые калий-аргоновые определения получены по породообразующим минералам из образований родионовской свиты. Возраст метаморфогенных цирконов и монацитов из пироксен-биотитовых гнейсов спасовской свиты составляет 2000—2150 млн. лет. Близкие значения (1900—2000 млн. лет) получены по биотитам. Изотопный возраст гнейсов чечелевской свиты составляет 2030—2320 млн. лет (по монациту) и 2360—2670 млн. лет (по циркону). Циркон с максимальным изотопным возрастом, вероятно, кластогенный, а минимальный возраст монацита, очевидно, приблизительно соответствует возрасту метаморфизма и гранитизации. Самое высокое значение возраста для пород каменно-костоватской свиты составляет 2100 млн. лет. Оно получено по регенерированному циркону из гиперстен-биотитовых гнейсов. Нижняя возрастная граница рошаховской свиты, судя по возрасту слабо регенерированного (вероятно, кластогенного) изометричного циркона из лейкократовых гнейсов, — не менее 2270 млн. лет. Для этих же гнейсов по метаморфогенным циркону и монациту получены даты 2100 и 1990 млн. лет, близкие к верхней возрастной границе ингуло-ингулецкой серии.

<sup>1</sup> В схеме, принятой в настоящее время, нижняя свита названа скелеватской, средняя — саксаганской, верхняя расчленена на гданцевскую и глееватскую.

#### 4.3.1. ЗЕЛЕНОРЕЧЕНСКАЯ И АРТЕМОВСКАЯ СВИТЫ

В качестве опорного разреза для зеленореченской и артемовской свит принят разрез по скв. 14194 на Артемовском участке (снизу вверх):

1. Кварциты безрудные силлиманитсодержащие — 8 м.
2. Гнейсы биотит-амфиболовые, силлиманит-биотитовые — 35 м.
3. Породы кварц-амфиболовые, гранат-амфибол-пироксеновые, с магнетитом, магнетит-амфибол-пироксеновые, с прослоями кварцитов амфибол-пироксен-магнетитовых — 9 м.
4. Кварциты магнетитовые, амфибол-магнетитовые, амфибол-пироксен-магнетитовые, слюдистопирит-магнетитовые — 76 м.
5. Магнетит-амфибол-пироксеновые, кварц-магнетит-амфибол-пироксеновые. породы — 70 м.

В приведенном разрезе общая мощность зеленореченской свиты (слои 1–2) составляет 43 м, артемовской (слои 3–5) — 155 м. Существенно иначе выглядит разрез зеленореченской свиты в районе Краснофедоровского, Ореховского и Николаевского участков, где среди слагающих свиту гнейсов (в основном биотит-амфиболовых, частично амфибол-биотитовых, силлиманит-биотитовых и биотитовых) наблюдаются отдельные незначительных размеров (от 3 до 25 м) линзы и пласты мраморов и кальцифиров. Мощность свиты не превышает 200 м.

Артемовская свита местами бывает и более разнообразной по составу. Наряду с железистыми породами в ней присутствуют биотитовые, гранат-биотитовые, куммингтонитовые сланцы и гнейсы.

#### 4.3.2. РОДИОНОВСКАЯ СВИТА

Как уже отмечалось, в родионовской свите выделяются два типа разрезов — собственно родионовский и желтянский. Для родионовского типа опорным является разрез Родионовского участка, полученный в результате структурно-профильного бурения (данные А.С.Киселева и др., 1974 г.). В этом разрезе родионовская свита делится на две подсвиты. Ниже приводится его послойное описание (снизу вверх):

1. Кварциты безрудные — 95 м.
2. Сланцы графит-кварц-слюдяные, с андалузитом, графит-серицит биотит-кварцевые — 75 м.
3. Кварциты безрудные — 90 м.
4. Сланцы графит-серицит-биотит-кварцевые, графит-андалузит-кварцевые — 65 м.
5. Метапесчаники — 50 м.
6. Кварциты безрудные — 35 м.
7. Метапесчаники — 40 м.
8. Сланцы полевошпат-кварц-слюдяные, с прослоями кварцитов — 30 м.
9. Кварциты безрудные — 65 м.
10. Сланцы графит-кварц-слюдяные, с андалузитом, графит-серицит-биотит-кварцевые — 55 м.
11. Кварциты безрудные — 22 м.
12. Сланцы полевошпат-кварц-слюдяные, с прослоями кварцитов — 18 м.
13. Сланцы графит-кварц-слюдяные, с андалузитом — 55 м.
14. Кварциты безрудные — 50 м.
15. Сланцы полевошпат-кварц-слюдяные — 20 м.
16. Сланцы графит-кварц-слюдяные, с андалузитом — 20 м.
17. Метапесчаники — 10 м.
18. Сланцы графит-кварц-слюдяные, с андалузитом, графит-серицит-биотит-кварцевые — 65 м.
19. Мраморы доломитовые, кальцит-доломитовые и метапесчаники, фациально замещающие друг друга по простиранию, с единичными горизонтами сланцев кварц-биотитовых и биотит-графитовых — 420 м.

Слои 1–18 относятся к нижней подсвите, мощность которой в этом разрезе составляет 880 м; слой 19 — верхней подсвите мощностью 420 м. Общая мощность свиты по Родионовскому профилю составляет 1300 м.

Ниже описанного разреза несколькими скважинами вскрыта метаморфизованная кора выветривания архейских плагиигранитоидов. В ней описан полный профиль выветривания: 1) зона дезинтеграции, представленная породами типа брекчий, где отдельные обломки гранитов или мигматитов сцементированы слюдистой массой; 2) зона гидрослюд, в настоящее время представленная кварц-серицит-мусковитовыми породами; 3) зона каолинов, сложенная серицит-мусковитовыми сланцами. В кварцитах (скв. 15674) найдены гальки биотитовых гнейсов и метапесчаников. Т.П.Хомяк в составе пород родионовской свиты обнаружил гальку амфиболитов. По амфиболу установлен изотопный возраст этих амфиболитов, составляющий 2910 млн. лет.

Опорный разрез желтянского типа не выделен. В.М.Зинченко и В.В.Решетняк [63] с учетом данных поисково-оценочных работ на Западно-Желтянском участке в разрезе выше артемовской свиты описали две толщи (снизу вверх): карбонатно-кварцито-гнейсовую и железисто-кремнисто-кварцитовую. Нижняя толща начинается пачкой графит-биотитовых сланцев. Выше залегают гнейсы и сланцы гранат-амфибол-биотитовые с микроклином и небольшие прослои карбонатных пород, часто с диопсидом и серпентином. Далее наблюдается переслаивание биотитовых гнейсов и светлых кварцитов пироксен-, амфибол- и микроклинсодержащих. В последних в верхних частях слоев присутствуют прослои магнетитовых кварцитов мощностью до 2 м. Заканчивается разрез нижней толщи небольшой пачкой силлиманит-биотитовых сланцев с характерными пегматоидными выделениями. Максимальная мощность толщи — 320 м.

Описанная толща образует крылья Восточно-Зеленовской синклинали. В ядре синклинали залегает верхняя толща, представленная чередованием железистых и безрудных кварцитов. Ранее эта толща не выделялась, так как стратиграфическое положение пород Западно-Желтянского участка рассматривалось исходя из представления о его антиклинальной структуре и развитии здесь только одной железисто-кремнистой формации. Авторы считают, что новые материалы поисково-оценочных работ позволяют достаточно обоснованно говорить о синклинальной структуре участка и соответственно выделять в его разрезе верхнюю железисто-кремнистую формацию.

Следует отметить, что имеются и другие данные о присутствии в родионовской свите железистых кварцитов. Еще в 1960-х гг. на стратиграфическом уровне, отвечающем верхней части нынешней родионовской свиты, был выделен железорудный горизонт, представленный железистыми кварцитами Западного бурожелезнякового (у г. Желтые Воды) и Петровского железорудного месторождений [203]. Как выяснили А.С.Киселев и другие при недавно проведенном глубинном геологическом картировании к родионовской свите относятся также железистые кварциты района с. Мало-Водяное. Сейчас можно считать, что железистые кварциты локально распространены как в желтянском, так и в родионовском типах разреза.

#### 4.3.3. СПАСОВСКАЯ СВИТА

Разрез спасовской свиты изучали В.П.Брянский и другие геологи при крупномасштабной геологической съемке в северо-восточной части Ингуло-Ингулецкого района. В результате профильного бурения на Аудиторовском и Ивановском участках свита расчленена на пять пачек (снизу вверх):

1. Гнейсы гиперстен-биотитовые, гнейсы и кристаллосланцы биотитовые, магнетитсодержащие — более 500 м.

2. Гнейсы двупироксеновые, гнейсы и кристаллосланцы двупироксен-биотитовые с прослоями гнейсов и кристаллосланцев двупироксен-биотитовых, биотит-гиперстеновых, магнетитсодержащих — 80–100 м.

3. Гнейсы и кристаллосланцы гиперстен-биотитовые с прослоями гнейсов гранат-гиперстен-биотитовых, преимущественно магнетитсодержащих — 90–100 м.

4. Гнейсы и кристаллосланцы гиперстен-биотитовые, биотитовые, двупироксеновые, двупироксен-биотитовые с прослоями гнейсов гранат-гиперстен-биотитовых и гранат-биотитовых; в нижней части разреза встречаются редкие прослои магнетитсодержащих гиперстеновых гнейсов — 100–600 м.

5. Гнейсы и кристаллосланцы гиперстен-биотитовые, биотитовые (частично с графитом), гранат-биотитовые, с прослоями гранат-гиперстен-биотитовых, графит-гиперстен-биотитовых, двупироксеновых и диопсидовых гнейсов — 300–500 м.

Общая мощность свиты на Аудиторовском участке не менее 970 м, на Ивановском — не менее 1650 м. Несколько ранее был пробурен профиль на Константиновском участке (данные В.П.Брянского и др., 1976 г.). Здесь наблюдается примерно такая же последовательность разреза, но без расчленения на 1, 2 и 3 пачки. Три нижние пачки Ивановского и Аудиторовского разреза В.П.Брянский объединил в нижнюю подсвету спасовской свиты, а две верхние пачки — в верхнюю подсвету. В физических полях нижняя подсвета четко проявляется в виде линейных положительных магнитных аномалий (15, 91, 6 мА/м) протяженностью до нескольких десятков километров (Глинская аномалия), и несколько повышенными аномалиями силы тяжести (до  $5 \cdot 10^{-6}$  м/с<sup>2</sup>), которые в плане почти повторяют друг друга.

#### 4.3.4. КАМЕННО-КОСТОВАТСКАЯ СВИТА

Наиболее полные локальные разрезы каменно-костоватской свиты выявлены по обнажениям в долине р. Гнилой Еланец (сел Анновка, Шевченково и др.), а также наклонными структурными скважинами у сел Надеждовка (1–5) и Калиновка (2314–2316).

В составленном Г.А.Шварцем и А.А.Питаде путем геолого-структурных построений сводном разрезе каменно-костоватской свиты выделено шесть пачек (снизу вверх):

1. Гнейсы гранат-графит-биотит-гиперстеновые, с подчиненными прослоями гранат-биотит-гиперстеновых (до 15 м) и прослоем гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовых (10 м); в нижней части пачки установлено два прослоя кристаллосланцев (до 10 м) — 350 м.

2. Гнейсы биотит-гиперстеновые, с тремя маломощными (до 15 м) прослоями магнетит-биотит-гиперстеновых и редкими прослоями гранат-биотит-гиперстеновых, гранат-кордиерит-биотитовых, гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовых, гранат-биотитовых, магнетит-гранат-кордиерит-биотитовых — 230 м.

3. Гнейсы магнетит-биотит-гиперстеновые, в переслаивании с амфибол-гиперстен-биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми, магнетит-гранат-кордиерит-биотитовыми, кордиерит-биотитовыми, магнетит-гранат-кордиерит-биотитовыми; мощность прослоев магнетит-биотит-гиперстеновых гнейсов достигает 80 м; эта пачка является маркирующим горизонтом, четко выделяясь в магнитном поле вытянутыми положительными аномалиями (от 40 до 1194 мА/м) — 440 м.

4. Гнейсы биотит-гиперстеновые, с единичными маломощными прослоями гранат-биотит-гиперстеновых — 290 м.

5. Гнейсы гранат-биотит-гиперстеновые, гранат-биотит-кордиерит-гиперстеновые, с маломощными единичными прослоями гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовых, гиперстен-биотитовых, гранат-биотитовых и частыми будинированными прослоями кристаллосланцев пироксеновых — 510 м.

6. Гнейсы биотит-гиперстеновые, гиперстеновые, с прослоями гранат-биотитовых, графит-биотитовых — 200 м.

Общая мощность свиты по этому разрезу — 2200 м. Сопоставление его с разрезами спасовской свиты по Ивановскому, Аудиторовскому, Константиновскому участкам обнаживает их принципиальное сходство (рис. 25).

#### 4.3.5. ЧЕЧЕЛЕЕВСКАЯ СВИТА

Локальные разрезы чечелеевской свиты хорошо обнажены по р. Ингулец (в районе с. Чечелеевка), по р. Ингул и в ряде других мест района. Кроме того, эта свита вскрыта многочисленными скважинами. Анализ всех имеющихся данных позволяет достаточно определенно говорить о том, что сводный разрез чечелеевской свиты — это разрез монотонной метapelитовой толщи, в которой преобладают гнейсы биотитовые и гранат-биотитовые. Типичны явно подчиненные и маломощные (от 0,03–0,04 до 0,25–0,50 м) прослои пироксеновых гнейсов (в основном диопсидовых). В процессе складкообразования многие прослои были разбиты на отдельные будины протяженностью от 0,1–0,2 до 0,8–1,0 м, "обтекаемые" биотитовыми гнейсами.

Встречаются также прослои кордиерит-биотитовых гнейсов (кордиерит в большинстве случаев замещен слюдистыми и слюдисто-глинистыми псевдоморфозами) мощностью от 0,1 до 5–6 м. Бывает, что сближенные прослои кордиерит-биотитовых гнейсов, разделенные согласными жилами пегматита и аплит-пегматоидного гранита, образуют пачки, мощность которых достигает нескольких десятков метров.

Гранат-биотитовые гнейсы залегают в переслаивании с биотитовыми. Они наблюдаются в виде пачек мощностью от 100 м и более, а также в виде маломощных (1 м и менее) прослоев. Кроме того, в биотитовых гнейсах местами выделяются участки, содержащие гранат. В целом гранат-биотитовые гнейсы более характерны для бассейна р. Ингулец и южной части Приингулья.

По данным В.П.Брянского (1980), на севере Ингуло-Ингулецкого района разрез чечелеевской свиты делится на две части. В нижней части свиты гранат-биотитовые гнейсы переслаиваются с подчиненными биотитовыми, кордиерит-биотитовыми, графит-биотитовыми и диопсидовыми гнейсами и кристаллосланцами. Мощность прослоев колеблется в широких пределах — от 0,1 (диопсидовые гнейсы) до 45 м (гранат-биотитовые). Прослои гранат-биотитовых гнейсов всегда более мощные по сравнению с другими разновидностями, мощность которых не превышает 10 м. Общая мощность нижней части разреза ориентировочно оценивается около 1,5 км.

Верхняя часть разреза представлена довольно монотонной толщей биотитовых гнейсов (реже кристаллосланцев) с подчиненными прослоями (0,1–5 м) гранат-биотитовых и ди-

опсидовых. Интервалы между прослоями этих пород занимают несколько десятков метров. Мощность верхней части чечелевской свиты — до 2,0 км.

Для свиты характерны согласные жилы пегматитов и аплит-пегматоидных гранитов. Территория, сложенная этой свитой, отличается обилием стратиформных тел этих пород, которые располагаются густыми пачками и нередко являются весьма мощными. Именно к этой территории приурочено известное в литературе Кировоградское пегматоидное поле.

#### 4.3.6. РОЩАХОВСКАЯ СВИТА

В разрезе рощаховской свиты переслаиваются главным образом две разновидности гнейсов — гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые. Мощность прослоев этих гнейсов составляет от первых сантиметров до десятков метров. Среди гранат-биотитовых гнейсов часто наблюдаются будинированные прослои диопсидовых, гиперстеновых и двупироксеновых. В ряде обнажений (села Рощаховка, Еланец, б. Каменная и другие участки) установлены своеобразные мелкозернистые лейкократовые кварц-полевошпатовые гнейсы с мелкими чешуйками биотита, редкими зернами светло-розового граната, в некоторых разновидностях с кордиеритом и силлиманитом.

На южной окраине с. Рощаховка в условиях отличной обнаженности лейкократовые гнейсы прослежены по простираению на протяжении почти 2 км. В изученном здесь Г.А.Шварцем разрезе хорошо виден ритмичнослоистый характер горизонта, к которому приурочены лейкократовые гнейсы. Выделено два типа ритмов с разными соотношениями мощностей лейкократовых и гранат-биотитовых гнейсов. Ритм, выделенный в нижней части горизонта, представлен снизу лейкократовыми гнейсами с гранатом и биотитом мощностью 47,0 м, а в верхней гранат-биотитовыми гнейсами мощностью 0,5 м. В ритмах, выделенных выше по разрезу, нижние части имеют мощность 1,0–3,0 м и представлены лейкократовыми гнейсами с силлиманитом, кордиеритом и биотитом. Мощность верхних частей ритмов этого типа — 9,0–13,5 м. Сложены они гранат-биотитовыми гнейсами. Всего по разрезу установлено шесть таких ритмов. Сочетание ритма первого типа и шести ритмов второго типа рассматривается как сложный ритм более высокого порядка. Выделено два таких ритма. Мощность нижнего сложного ритма 94,0 м. Верхний ритм обнажен не полностью. Общая мощность горизонта порядка 200 м. Установленное закономерное строение этого горизонта выдерживается почти непрерывно на протяжении 1–1,2 км до южной окраины с. Рощаховка.

\* \*  
\*

К северу от Братского синклинория в западном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона В.Н.Кобзарь [84] выделяет "шполянскую свиту", связанную фациальным переходом с развитой южнее "ингульской свитой" (автор объединяет эти свиты в единую "шполянско-ингульскую серию", которая в основном соответствует ингуло-ингулецкой серии). В районе городов Звенигородка и Ватутино в субмеридиональной полосе гнейсов шириной более 10 км В.Н.Кобзарь описал локальные разрезы, которые на основании литологических реконструкций он попытался логически увязать в сводный разрез (автор отмечает, что "отсутствие повторяющихся маркирующих горизонтов и незначительные вариации элементов залегания пород свиты не позволяют сделать достоверные заключения о ее внутренней пликативной структуре"). В западной части этого разреза залегает пласт метаконгломератов (г. Звенигородка), далее к востоку следуют гнейсовые разрезы, условно названные "метапесчаниковыми", "метафлишевыми" и "промежуточными". Крайне восточным является гнейсовый разрез с. Юрковка (на р. Шполка).

Фундамент "шполянской свиты", по мнению В.Н.Кобзаря, представлен плагиоклазовыми гранитоидами звенигородского комплекса, включающими останцы ортоамфиболитов и метальтрабазитов росинско-тикичской серии. В сводном разрезе "свиты" выделяется три "подсвиты". Нижняя (мощность более 1,5 км) сложена первично-грубозернистыми породами — метаконгломератами и биотит-плагиоклазовыми гнейсами — метапесчаниками и метагравелитами, связанными фациальными взаимопереходами по простираению с "промежуточными" биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, "также несущими обильные реликты обломочного материала". К средней подсвите В.Н.Кобзарь относит "метафлиш", образованный ритмичным переслаиванием биотитовых плагиогнейсов — метапесчаников, биотитовых микрогнейсов — металевролитов и амфиболитов, которые ав-

тор считает метапелитами. К верхней подсвите (мощность около 1 км) относятся гнейсы "юрковского типа", представленные биотитовыми и пироксеновыми (главным образом диопсидовыми) плагиогнейсами и гнейсо-кварцитами. Этот разрез не увязывается с приведенными выше разрезами Братского и Ингуло-Ингулецкого синклиналиев. Обращает, однако, на себя внимание явно завышенная мощность "шполянской свиты", не сопоставимая с мощностью ингуло-ингулецкой серии в указанных разрезах. Поэтому при слабой изученности структуры западного обрамления Корсунь-Новомиргородского плутона трудно сказать, насколько гипотетический разрез В.Н.Кобзаря отражает действительную последовательность напластования пород в этом районе.

#### 4.4. Криворожская серия

В криворожскую серию объединяется пестрая по составу толща слабо метаморфизованных пород, слагающих Криворожско-Кременчугскую структурно-фациальную зону. Последняя представляет собой узкий (до 7 км) приразломный прогиб, а точнее — серию сопряженных чешуйчатых моноклинальных структур или асимметричных синклиналей, приуроченных к Криворожскому глубинному разлому и пересекающих в субмеридиональном направлении весь УЩ (рис. 26). Наиболее распространенными породами в составе серии являются джеспилиты и железистые кварциты, филлитовидные, аспидные и зеленые сланцы, метапесчаники, метаконгломераты и доломитовые мраморы.

Геология и стратиграфия Криворожского железорудного бассейна изучаются более ста лет. Слагающие его породы под названием саксаганской, а позже криворожской группы (эпохи), серии или свиты выделялись во всех стратиграфических схемах докембрия УЩ и почти неизменно относились к протерозою. Только П.П.Пятницкий считал их архейскими, сопоставляя с киватинием Канадского щита.

Первое стратиграфическое расчленение пород, слагающих криворожскую серию, сделано С.О.Конткевичем [89] еще в 1880 г. Он выделил здесь пять горизонтов (снизу вверх): 1) гнейсы и зеленокаменные породы; 2) аркозовые песчаники (он называл их кварцитами); 3) аспидные сланцы; 4) железисто-кварцитовые сланцы; 5) глинистые и углистые сланцы. Позже эта схема расчленения несколько менялась и уточнялась при участии В.А.Домгера, П.П.Пятницкого, А.О.Михальского, А.В.Фааса. В схеме последнего выделялись: 1) нижняя свита, представленная аркозовыми породами, серицитовыми сланцами и кварцитами; 2) тальковые и тальк-хлоритовые сланцы; 3) свита амфибол-магнетитовых и хлорит-кварцевых сланцев с подчиненными пластами глинисто-кварцевых и нетипичных железистых кварцитов; 4) продуктивная свита железистых кварцитов и сланцев; последняя относилась не к верхам разреза, а рассматривалась особняком. Толщу зеленокаменных пород и гнейсов А.В.Фаас и ряд других исследователей считали фундаментом криворожской серии.

Несколько более детальная стратиграфическая схема была разработана группой Геолкома в 1924—1930 гг. На более древних гнейсах и гранитах по этой схеме залегают: 1) амфиболиты и эпидиобаза (мощность 500 м); 2) аркозы (100 м); 3) филлиты (5—20 м); 4) тальковые и актинолитовые сланцы (10 м); 5) хлоритовые и амфиболовые сланцы (200 м); 6) джеспилиты и железистые роговики (50 м); 7) глинистые, углистые и аспидные сланцы (300—2000 м). В середине 1930-х гг. Ю.Г.Гершойг выделил в составе продуктивной толщи два железистых горизонта, а также песчано-железистый горизонт в основании подрудной толщи глинистых и углистых сланцев.

В 1939 г. Я.Н.Белевцев разработал так называемую многопластовую схему стратиграфического расчленения криворожской серии. По этой схеме в составе продуктивной толщи криворожской серии выделялось шесть железистых и разделяющие их сланцевые горизонты. В уточненном виде, с выделением в железорудной свите уже семи железистых и такого же количества сланцевых горизонтов эта схема была опубликована в 1946 и 1955 гг. [9]. Схема Я.Н.Белевцева была принята за основу при составлении стратиграфической схемы Криворожского района в корреляционной стратиграфической схеме докембрия УЩ, утвержденной УРМСК в 1970 г. В этой схеме выделялись: 1) нижняя (скелеватская) свита (мощность 500 м); 2) средняя (саксаганская) свита (1400 м); 3) верхняя (фрунзенская) свита (больше 4000 м). В схеме УРМСК 1978 г., которой мы придерживаемся, выделена еще новокриворожская свита, залегающая в основании криворожской серии, а верхняя (фрунзенская) свита расчленена на две: гданцевскую и глееватскую.

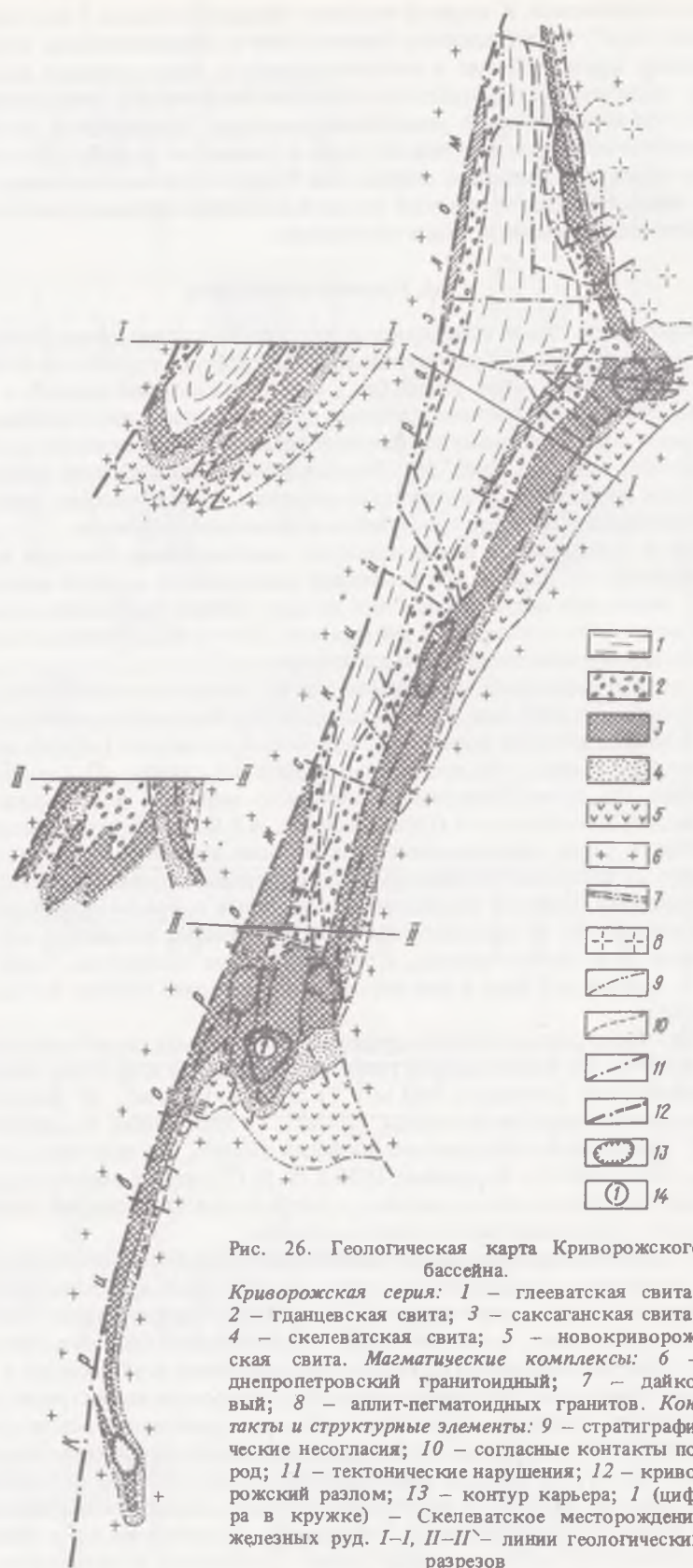


Рис. 26. Геологическая карта Криворожского бассейна.

Криворожская серия: 1 — глееватская свита; 2 — гданцевская свита; 3 — саксаганская свита; 4 — скелеватская свита; 5 — новокриворожская свита. Магматические комплексы: 6 — днепропетровский гранитоидный; 7 — дайковый; 8 — аплит-пегматоидных гранитов. Контакты и структурные элементы: 9 — стратиграфические несогласия; 10 — согласные контакты пород; 11 — тектонические нарушения; 12 — криворожский разлом; 13 — контур карьера; 1 (цифра в кружке) — Скелеватское месторождение железных руд. I-I, II-II — линии геологических разрезов

Таким образом, в настоящее время криворожская серия расчленяется на пять свит (снизу вверх): новокриворожскую, скелеватскую, саксаганскую, гданцевскую и глееватскую.

Новокриворожская свита сложена метаморфизованными вулканитами преимущественно основного состава (метадиабазы и диабазовыми метапорфирами) при подчиненном развитии вулканитов среднего, возможно, и кислого состава, а также туфогенных пород, представленных в настоящее время биотит-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми и другими сланцами. Некоторые исследователи считают, что эти сланцы не являются самостоятельными стратиграфическими горизонтами, а образовались в зонах тектонических нарушений за счет амфиболитов. Новокриворожская свита залегает на размытой поверхности архейских плагиигранитов. Развитые местами в ее основании кварц-серицитовые сланцы принимаются многими исследователями за метаморфизованную кору выветривания плагиигранитов, которая лишь местами сохранилась от размыва (рис. 27). Мощность новокриворожской свиты достигает 1300 м.

Скелеватская свита на новокриворожской залегает тоже с размывом и в ее основании местами тоже фиксируется метаморфизованная кора выветривания. Представлена скелеватская свита метаморфизованной преимущественно осадочной толщей, в составе которой преобладают метапесчаники, метаконгломераты, филлитовые и тальковые сланцы с подчиненными пачками серых кварцитов; встречаются прослои доломитовых мраморов. Максимальная мощность скелеватской свиты 300 м.

Саксаганская свита сложена закономерно переслаивающимися железистыми кварцитами, джеспилитами и сланцами разного состава. Среди железистых кварцитов выделяются силикатные (хлорит-магнетитовые, куммингтонит-магнетитовые, биотит-магнетитовые, карбонатсодержащие и др.) и существенно рудные разновидности (магнетит-мартитовые, мартитовые, гематит-мартитовые, краско-мартитовые). Сланцы представлены кварц-серицит-биотитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-куммингтонит-биотитовыми, аспидными, углисто-серицитовыми и другими разновидностями. Перечисленные породы группируются в семь преимущественно железистых и семь сланцевых горизонтов. Следует отметить, что полный разрез саксаганской свиты ни в одном месте не представлен; обычно несколько горизонтов из разреза выпадают. Максимальная мощность саксаганской свиты 1500 м.

Гданцевская свита, залегающая на саксаганской с перерывом, представлена преимущественно сланцами разного состава, среди которых преобладают кварц-слюдистые, часто карбонатсодержащие и графитоносные, метапесчаники, безрудными кварцитами и доломитовыми мраморами. В нижней части свиты широко развиты седиментационные брекчии, представленные обломками кварц-карбонатных и хлорит-кварц-карбонатных пород с магнетит- и карбонат-кварцевым цементом, а также железистые кварциты. Мощность гданцевской свиты достигает 1600 м.

Глееватская свита, завершающая разрез криворожской серии, залегает на гданцевской с перерывом и угловым несогласием (?). Представлена она очень мощной (до 3500 м) толщей метапесчаников, метаконгломератов и кварц-биотитовых, часто карбонатсодержащих сланцев.

Вопросы генезиса пород, слагающих криворожскую серию, подробно освещены в ряде крупных обобщающих работ [24, 26, 59]. Большинство исследователей придерживаются терригенно-осадочной гипотезы образования железисто-кремнистых пород этой серии, относят их к осадочной терригенно-хемогенной миогеосинклинальной формации. В составе всей серии выделяется целый ряд формаций, различных по составу и генезису. Так Г.И.Каляев различает здесь почти полный набор геосинклинальных формаций: спилит-диабазовую (новокриворожская свита), нижнюю терригенную (скелеватская свита), джеспилитовую (саксаганская свита), углисто-терригенную (нижняя подсвита гданцевской свиты), лагунную (верхняя подсвита гданцевской свиты) и молассовую (глееватская свита). В.В.Решетняк и А.С.Киселев предлагают выделять в составе гданцевской свиты железисто-кремнисто-кластогенную и железисто-кремнисто-метаультрабазитовую формации. Первая приурочена к троговым долинам в ядерной части Криворожской структуры и характеризуется специфическими условиями железорудного осадконакопления. На юге района железорудная толща и вмещающие ее образования формировались либо в мелководной обстановке, либо в прибрежно-лагунных или даже глубоководных условиях (в палеотрогах), но в непосредственной близости к береговой линии и в крайне неустойчивом тектоническом режиме, о чем свидетельствуют весьма сложный комплекс пород,

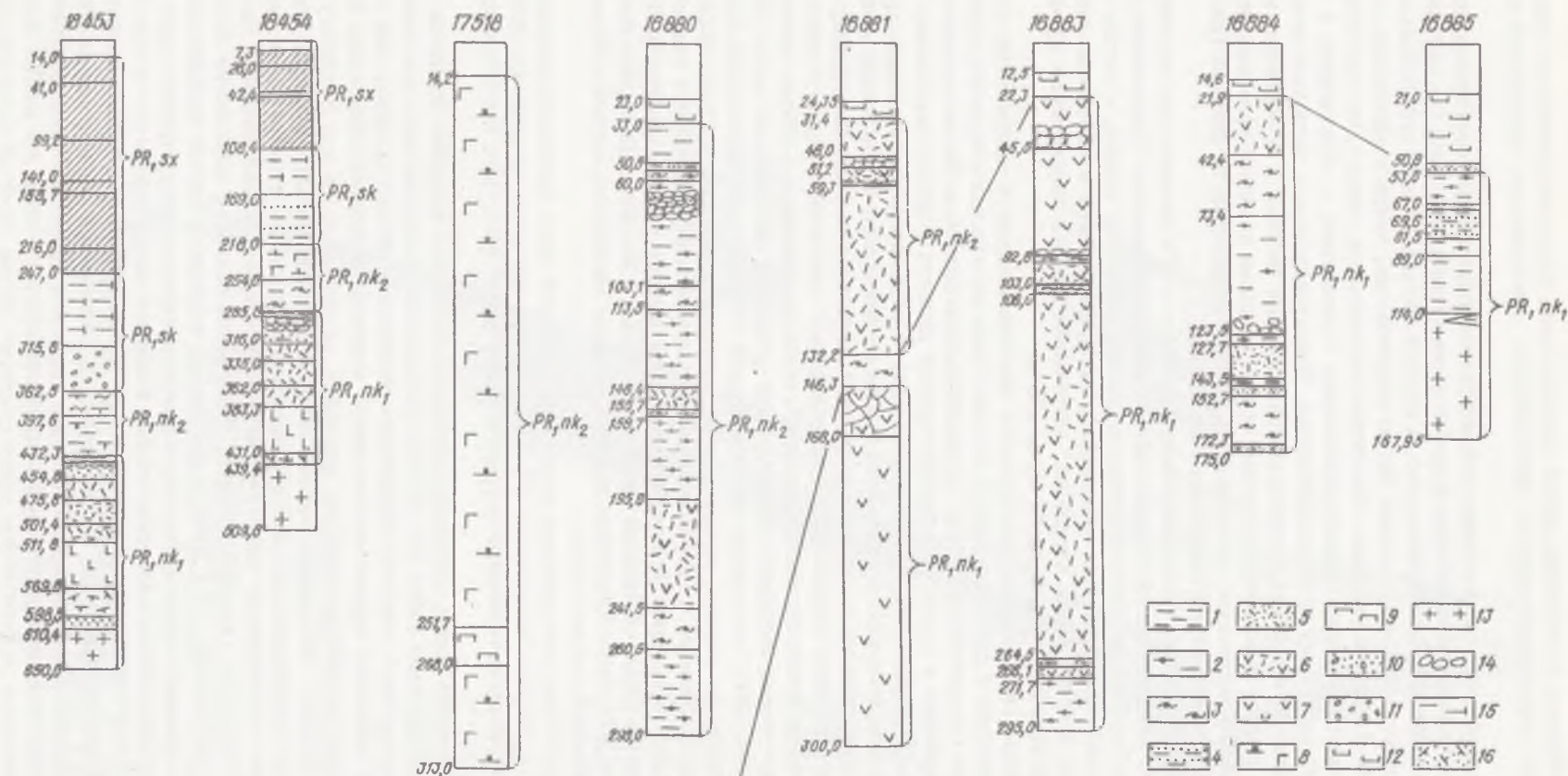


Рис. 27. Корреляция разрезов новокриворожской свиты (по Н.Г.Ефименко).

Породы: 1 – сланец кварц-полевошпат-биотитовый с хлоритом; 2 – сланец кварц-амфибол-полевошпат-биотитовый с порфиробластами полевого шпата и амфибола; 3 – сланцы кварц-хлоритовый, биотит-хлоритовый с амфиболом и кварц-амфибол-биотит-хлоритовый; 4 – переслаивание метапесчаника биотитового со сланцем кварц-полевошпат-биотитовым; 5 – туфопесчаник; 6 – апопорфирит диабазовый; 7 – аподиабаз; 8 – апогаббро; 9 – тремолитит; 10 – метаконгломерат; 11 – метапесчаник; 12 – кора выветривания; 13 – плагιοгранит; 14 – брекчия; 15 – сланец слюдисто-карбонат-талковый; 16 – туф пористый миндалекаменный

невыдержанность отдельных пачек по мощности и простирацию, исчезновение из разреза некоторых циклов или отдельных слоев, а также частичное чередование пластов метапесчаников, метабрекчий железистых кварцитов, богатых железных руд, малорудных и безрудных кварцитов. Севернее, начиная с месторождений им. Кирова и им. Карла Либкнехта, в низах гданцевской свиты появляются яснополосчатые железистые кварциты существенно магнетитового состава, образованные в более глубоководных условиях открытого морского бассейна.

Железисто-кремнисто-метаультрабазитовая формация развита в районе Западно-Анновских и Дальних западных полос в Северном Криворожье, а также в южной части Правобережного железорудного района. Для этой формации характерна частая перемежаемость слагающих ее образований, что свидетельствует о неустойчивых условиях осадконакопления: образование подводных оползней (олигостромы), формирование осадков в процессе развития турбидитных потоков в субазальных аллювиальных, озерных, склоновых, дельтовых и даже русловых фациальных условиях.

Породы криворожской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Наиболее низкотемпературный метаморфизм представлен гранатовой метаморфической зоной, распространяющейся в средней части Криворожья (рудники им. Фрунзе, XX съезда КПСС, Розы Люксембург, Ленина, Первого Мая). Севернее и южнее эта зона довольно резко сменяется ставролитовой, захватывающей на севере южную часть Центральной и Западной Анновских полос и всю Восточно-Анновскую полосу, а на юге — Лихмановскую синклинали. Средняя и северная части Центральной и Западной Анновских полос относятся уже к силлиманит-мусковитовой зоне. В Кременчугском районе наиболее низкотемпературные парагенезисы зеленосланцевой фации (с хлоритом, хлоритоидом, биотитом и альмандином) развиты только на Попельнастовском, Горишне-плавненском и Галещинском участках.

По составу сосуществующих минералов определены следующие значения температур метаморфизма: для гранатовой зоны — 720—840 К, для ставролитовой — 750—850 К и силлиманит-мусковитовой — 860—900 К; общее давление  $(3-6) \cdot 10^8$  Па.

Как уже отмечалось, раннепротерозойский возраст криворожской серии сейчас практически ни у кого не вызывает сомнений. Однако вопрос об объеме серии, ее нижней и верхней возрастных границах продолжает оставаться остро дискуссионным. Прежде всего, не все исследователи согласны с включением в состав криворожской серии новокриворожской свиты. Многие склонны объединять metabазиты Криворожья с конкско-верховцевской серией, а Н.П.Семененко [154] выделяет их в самостоятельную (саксаганскую metabазитовую) серию. По мнению ряда исследователей, глееватская свита (а по мнению других — гданцевская и глееватская) тоже представляет самостоятельную серию, относящуюся к верхам нижнего протерозоя (бывший средний протерозой); Н.П.Семененко называет ее ингулецкой серией, объединяя с аналогичными по составу, но более глубоко метаморфизованными образованиями ингулецкого района. М.Н.Доброхотов и Н.П.Щербак [48] выделили ее под названием верхнекриворожской серии.

В гальке из конгломератов скелеватской свиты установлена разновозрастная сульфидная минерализация, датированная свинцово-изохронным методом в 2700, 2300 и 2100 млн. лет [158]. Последнее значение принимается за нижний возрастной рубеж криворожской серии. Менее точно этот рубеж оценивается наличием в терригенных породах серии кластогенных цирконов с возрастом 2600—2800 млн. лет. Это лишь подтверждает, что осадки серии ложились на размытую поверхность архейских гранитоидов. Возраст доломитовых мраморов гданцевской свиты, определенный А.Д.Искандеровой свинцово-изохронным методом по породе, составляет 1810—1760 млн. лет.

#### 4.4.1. НОВОКРИВОРОЖСКАЯ СВИТА

Новокриворожская свита прослеживается с небольшими перерывами на протяжении всей Криворожско-Кременчугской зоны, вдоль ее восточного края. До последнего времени состав новокриворожской свиты считался довольно монотонным, с преобладанием амфиболизированных основных вулканитов. Сейчас наряду с вулканитами здесь установлены туфогенные и первично-осадочные породы. Преимущественная их приуроченность к определенным частям разреза позволила геологам Криворожской экспедиции расчленить новокриворожскую свиту на две подсвиты. В составе нижней подсвиты преобладают метаморфизованные диабазы и диабазовые порфиристы, перемежающиеся с кварцсодержа-

щими сланцами, представляющими метаморфизованные туфогенные породы. Весьма важной особенностью разреза подсвиты в южной части Криворожья является наличие в его низах белых кварцитов и метагравелитов. Мощность нижней подсвиты в среднем 550 м. Верхняя подсвита сложена ортосланцами основного и среднего состава с прослоями метапесчаников, а также амфиболитами, вмещающими покровы тремолитизированных пикритов. Мощность верхней подсвиты до 750 м (см. рис. 27).

Приводим разрез новокриворожской свиты по скв. 16880—16885, расположенным на профиле А—А восточнее рудника им. Ленина (пачки 1—4 представляют нижнюю, а 5—11 — верхнюю подсвиту) (снизу вверх):

1. Сланец кварц-амфибол-полевошпат-биотитовый — до 200 м.
2. Метапорфирит диабазовый, с миндалитами, выполненными карбонатом и кварцем; в порфировых выделениях роговая обманка и актинолит — 110 м.
3. Сланец амфибол-кварц-хлоритовый — 1 м.
4. Сланец (аподиабаз) эпидот-хлорит-плагноклаз-актинолитовый, с сульфидами, участками интенсивно биотитизированный — 520 м.
5. Сланец кварц-полевошпат-амфибол-биотитовый, с кварц-карбонатными миндалитами и порфировыми выделениями амфибола и плагноклаза — 25 м.
6. Сланец кварц-хлоритовый, узловатый, с кварц-карбонатными миндалитами — 7 м.
7. Сланец кварц-плагноклаз-биотитовый, с кварцевыми миндалитами и порфировыми выделениями плагноклаза — 35 м.
8. Сланец кварц-амфибол-биотит-хлоритовый — 4 м.
9. Метапесчаник алевритовый, кварцевый, с примесью биотита, плагноклаза, хлорита, турмалина — 1 м.
10. Сланец кварц-плагноклаз-биотитовый — 12 м.
11. Амфиболит мелкозернистый, местами биотитизированный, с телами тремолита мощностью до 10 м — 180 м.

В Кременчугском районе А.С.Войновский [22] выделяет в новокриворожской свите три толщи: зеленых сланцев (215 м), аподиабазов (390 м) и кварц-биотитовых сланцев (340 м). На интенсивно гранитизированных основных породах конкско-верховцевской серии и плагиигранитах днепропетровского комплекса здесь залегают (снизу вверх):

1. Метапесчаник серицит-кварцевый — 15 м.
2. Чередующиеся в виде слоев мощностью от нескольких сантиметров до 20—30 м зеленые сланцы (кварц-альбит-актинолитовые, альбит-кварц-биотит-роговообманковые, кварц-плагноклаз-роговообманковые, хлорит-амфиболовые, амфиболовые) и ортоамфиболиты; в верхней части толщи встречены по два прослоя безрудных и магнетит-амфиболовых кварцитов — 200 м.
3. Амфиболит с реликтами диабазовой структуры (аподиабаз), вмещающий тела существенно амфиболовых пород и прослой кварцита — 390 м.
4. Сланец альбит-биотит-амфиболовый, амфиболовый и кварц-биотитовый — 180 м.
5. Сланец кварц-биотитовый, с прослоями амфибол-биотитового сланца с реликтовой миндалекаменной структурой — 160 м.

Выше согласно залегают кварц-серицитовые сланцы скелеватской свиты. Общая мощность новокриворожской свиты составляет здесь 900—1000 м.

#### 4.4.2. СКЕЛЕВАТСКАЯ СВИТА

В составе скелеватской свиты выделяются три подсвиты (горизонты). Нижняя (аркозо-кварцитовая) подсвита представлена полевошпат-кварцевыми и кварцевыми метапесчаниками с линзовидными прослоями конгломератов, а также пластами кварц-серицитовых сланцев и кварцитов. Прослой конгломератов распределены неравномерно; местами они преобладают в разрезе; снизу вверх их количество уменьшается. Мощность нижней подсвиты меняется от 20 до 160 м.

Средняя (филлитовая) подсвита сложена кварц-серицитовыми сланцами, которые вверх по разрезу постепенно сменяются кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-серицит-хлорит-биотитовыми и кварц-биотитовыми с примесью графита, местами со ставролитом. Встречаются прослой серых кварцитов. Мощность этой подсвиты от 20 до 180 м.

Верхняя (тальковая) подсвита представлена карбонат-тальковыми, тремолит-тальковыми, карбонат-хлорит-актинолит-тальковыми, хлорит-актинолитовыми, хлоритовыми, актинолитовыми и другими сланцами ультраосновного состава, которые вмещают несколько прослоев филлитовидных сланцев, метагравелитов и песчаников. Мощность верхней подсвиты 10—170 м.

Подробное описание разреза скелеватской свиты, вскрытого горными выработками шахты "Гигант", приводит Э.В.Дмитриев с соавторами [40]. На метаморфизованной коре

выветривания саксаганских плагиогранитов, представленной микроклин-кварц-серицитовой породой, здесь залегают (снизу вверх):

1. Метапесчаник аркозовый, в основании интервала крупнозернистый — 10,5 м.
2. Порода силикат-доломит-кварцевая — 1,5 м.
3. Мрамор доломитовый, с прослоями, обогащенными кварцем и силикатами — 1,5 м.
4. Сланец тальк-хлоритовый, доломитсодержащий — 4 м.
5. Мрамор доломитовый, с прослоями, обогащенными кварцем и силикатами — 1,5 м.
6. Сланцы филлитовидные (прослой до 20 см), чередующиеся с аркозовыми метапесчаниками (до 50 см) — 3 м.
7. Метапесчаник аркозовый — 1,5 м.
8. Сланцы филлитовидные, чередующиеся с аркозовыми метапесчаниками — 1,5 м.
9. Метапесчаник аркозовый — 2 м.
10. Сланец кварц-полевошпат-серицитовый, филлитовидный — 1 м.
11. Метапесчаник аркозовый — 0,7 м.
12. Сланцы филлитовидные, чередующиеся с аркозовыми метапесчаниками — 1,3 м.
13. Метапесчаник аркозовый — 1,5 м.
14. Сланцы филлитовидные, чередующиеся с аркозовыми метапесчаниками — 4,5 м.
15. Метапесчаник аркозовый — 2,8 м.
16. Сланцы филлитовидные, чередующиеся с аркозовыми метапесчаниками — 1,7 м.
17. Равномерное переслаивание метаалевролитов и метапесчаников — 2 м.
18. Метаалевролит полимиктовый — 2 м.
19. Метапесчаник аркозовый — 2,7 м.
20. Метаалевролит полимиктовый — 0,3 м.
21. Метапесчаник аркозовый — 2 м.
22. Сланец кварц-полевошпат-серицитовый, филлитовидный — 1 м.
23. Метапесчаник аркозовый — 1 м.
24. Сланец кварц-полевошпат-серицитовый, филлитовидный — 3 м.
25. Метаконгломерат мелкогалечниковый — 1,5 м.
26. Сланец кварц-полевошпат-серицитовый, филлитовидный — 1 м.
27. Мрамор кальцитовый, с прослойками хлорит-кварцевой породы — 3,5 м.

Общая мощность свиты — 60 м. Особенность этого разреза составляют его ритмичное строение (выделяется 12 ритмов, в основании каждого из которых залегают метапесчаники или метаконгломераты), а также присутствие карбонатных пород. Очевидно, в этом разрезе представлена в основном средняя подсвита скелеватской свиты; к нижней подсвите может быть отнесен только первый слой метапесчаников.

В Кременчугском районе в основании скелеватской свиты отсутствуют базальные конгломераты; мощность всей свиты здесь не превышает 85 м.

#### 4.4.3. САКСАГАНСКАЯ СВИТА

В составе саксаганской свиты установлено семь сланцевых и семь железистых горизонтов, которые закономерно перемежаются. Первый и второй сланцевые горизонты с заключенными между ними первым железистым и примыкающим ко второму сланцевому вторым железистым горизонтом составляют нижнюю железорудную подсвиту. Средняя (сланцевая) подсвита состоит из третьего и четвертого сланцевых горизонтов и расположенного между ними третьего железистого, который, однако, очень часто выпадает из разреза. И наконец, четвертый — седьмой железистый и перемежающиеся с ними пятый — седьмой сланцевые горизонты составляют верхнюю железорудную подсвиту. Мощность нижней подсвиты до 300 м, средней — до 180 м и верхней — до 800 м. На долю железистых кварцитов и джеспилитов в составе всех трех подцвет приходится 500–800 м.

Приводим разрез саксаганской свиты по Скелеватскому месторождению [59] (снизу вверх):

1. Сланцы кварц-серицит-хлоритовый, кварц-амфибол-хлоритовый и кварц-биотит-амфибол-хлоритовый, с прослоями (до 30 см) кварцитов мономинеральных, карбонатных и силикатно-карбонатных (первый сланцевый горизонт) — 80–160 м.
2. Кварциты магнетит-куммингтонитовый и магнетит-карбонат-куммингтонитовый — 8–20 м.
3. Джеспилиты куммингтонит-карбонат-магнетитовый и карбонат-магнетитовый — 10–100 м.
4. Кварциты магнетит-куммингтонитовый и магнетит-карбонат-куммингтонитовый (слои 2–4 составляют первый железистый горизонт) — 2–25 м.
5. Сланцы кварц-хлорит-амфиболовый и кварц-хлорит-биотитовый, с кварцевыми и кварц-карбонатными прослоями, количество которых увеличивается к подошве и кровле горизонта (второй сланцевый горизонт) — до 10 м.
6. Кварциты магнетит-куммингтонитовый и магнетит-карбонат-куммингтонитовый — 10–40 м.

7. Джеспилит куммингтонит-магнетитовый и карбонат-куммингтонит-магнетитовый, с невыдержанными пачками (до 10 м) и прослоями кварцитов амфибол-хлорит-биотитового и мономинерального — до 11 м.

8. Кварциты магнетит-куммингтонитовый и магнетит-карбонат-куммингтонитовый (слои 6—8 составляют второй железистый горизонт) — 8—25 м.

9. Сланцы биотит-хлорит-амфиболовый и амфибол-биотит-хлоритовый, с подчиненными прослоями графит-хлорит-биотитового и гранат-амфибол-хлорит-биотитового, а также безрудного кварцита (третий сланцевый горизонт) — до 80 м.

10. Кварцит магнетит-амфибол-биотитовый — до 40 м.

11. Переслаивание кварцитов куммингтонит-карбонат-магнетитового, куммингтонит-магнетитового и магнетитового — до 35 м.

12. Кварцит магнетит-биотит-куммингтонитовый (слои 10—12 составляют третий железистый горизонт, который местами выклинивается) — до 45 м.

13. Сланцы биотит-хлорит-амфиболовый и амфибол-биотит-хлоритовый, с прослоями графит-хлорит-биотитового, гранат-амфибол-хлорит-биотитового и кварцита безрудного (четвертый сланцевый горизонт) — до 100 м.

14. Кварцит магнетит-карбонатный — 10—25 м.

15. Кварцит куммингтонит-карбонат-магнетитовый — 8—25 м.

16. Джеспилит магнетитовый, серополосчатый — 35—55 м.

17. Джеспилит гематит-магнетитовый — 30 м.

18. Джеспилит магнетитовый, краснополосчатый — 45—55 м.

19. Кварцит куммингтонит-карбонат-магнетитовый — 7—12 м.

20. Кварцит куммингтонит-магнетит-карбонатный (слои 14—20 составляют четвертый железистый горизонт) — 5—15 м.

21. Сланцы кварц-хлоритовый, кварц-хлорит-биотитовый и амфибол-хлорит-биотитовый, с прослоями безрудных, часто карбонатсодержащих кварцитов (пятый сланцевый горизонт) — до 120 м.

22. Кварцит магнетит-карбонат-куммингтонитовый — до 60 м.

23. Джеспилиты куммингтонит-карбонат-магнетитовый и карбонат-магнетитовый — до 40 м.

24. Джеспилит магнетитовый и гематит-магнетитовый — до 80 м.

25. Джеспилит куммингтонит-карбонат-магнетитовый — 15—20 м.

26. Кварцит куммингтонит-магнетит-карбонатный (слои 22—26 составляют пятый железистый горизонт; джеспилиты в составе горизонта полностью окислены) — 10—15 м.

27. Кварцит безрудный, сильно выветрелый, с прослоями гематитсодержащих кварцитов; породы имеют преимущественно кварц-каолиновый и кварц-гетит-гематитовый состав (шестой сланцевый горизонт) — 3—40 м.

28. Джеспилиты куммингтонит-карбонат-магнетитовый и карбонат-магнетитовый — 10—30 м.

29. Джеспилит магнетитовый — 10—25 м.

30. Джеспилиты гематит-магнетитовый и магнетит-гематитовый — до 150 м.

31. Джеспилит магнетитовый (слои 28—31 составляют шестой железистый горизонт; джеспилиты в составе горизонта повсеместно окислены) — до 200 м.

Седьмой сланцевый и седьмой железистый горизонты хорошо представлены на руднике им. В.И.Ленина. Сланцевый горизонт, имеющий мощность 45—75 м, сложен здесь кремнистыми сланцами, сильно окисленными мартиг-сидерит-хлоритовыми и мартиг-хлорит-амфиболовыми. В составе седьмого железистого горизонта наблюдаем следующее чередование пород (снизу вверх):

32. Кварцит магнетит-карбонат-силикатный — 15—20 м.

33. Сланец железисто-кремнистый — 60—65 м.

34. Кварцит магнетит-карбонат-силикатный — 15—20 м.

35. Сланец железисто-кремнистый — 100—120 м.

36. Кварцит магнетит-карбонат-силикатный — 15—20 м.

37. Сланец железисто-кремнистый — 75—85 м.

38. Кварцит магнетит-карбонат-силикатный — 20—25 м.

Мощность седьмого железистого горизонта составляет здесь 300—360 м. Суммарная мощность саксаганской свиты в районе Скелеватского месторождения достигает 1300 м, а максимальная ее мощность — 1500 м (Саксаганский участок).

К северу от Криворожского бассейна, на территории Правобережного района мощность саксаганской свиты резко снижается (до 100—300 м) при одновременном уменьшении количества пластов железистых кварцитов. В Кременчугском районе разрез саксаганской свиты имеет свои специфические особенности (рис. 28). Здесь нет сланцевого горизонта между вторым и третьим железистыми. В основном рудоносном горизонте, соответствующем пятому железистому горизонту Криворожского бассейна, отсутствуют железистые кварциты окисной фации, он обогащен силикатами и железистыми карбонатами. В разрезе всех сланцевых горизонтов появляются метапесчаники, а во втором сланцевом — внутриформационные метаконгломераты.

Приводим разрез первого сланцевого горизонта на Галещинском участке по профилю XXI—XXI, скв. 1708 (снизу вверх):

1. Метапесчаник — 14 м.
2. Сланец кварц-биотит-серицитовый, с прослоями безрудного кварцита — 36 м.
3. Кварцит биотитсодержащий, с магнетитом, грубополосчатый, с прослоями сланца кварц-гранат-биотитового — 8 м.
4. Кварцит карбонат-биотит-магнетитовый, средне- и тонкополосчатый, с меньшим количеством сланцевых прослоев, чем в предыдущем интервале, — 30 м.
5. Кварцит биотит-магнетитовый, грубо- и неравномернополосчатый, с прослоями кварц-магнетит-гранат-биотитового сланца — 20 м.
6. Сланец кварц-гранат-биотитовый, с магнетитом, переслаивающийся с безрудным биотит-магнетитовым кварцитом — 18 м.
7. Сланец кварц-куммингтонит-биотитовый, с прослоями безрудного кварцита — 20 м.

Мощность первого сланцевого горизонта меняется от 60 до 150 м. Вышележащий первый железистый горизонт имеет максимальную мощность (180—200 м) на Горишнеплавненском и Галещинском участках, минимальную (10—30 м) — на Еристовском и в южной части Белановского месторождения. В разрезе горизонта преобладают четкополосчатые железистые кварциты гематит-магнетитового, хлорит- и куммингтонит-магнетитового состава, которым подчинены магнетит-куммингтонитовые сланцы с прослоями безрудных кварцитов. Кварциты от тонко- и широкополосчатых с перемежающимися рудными, кварцевыми и редко кварц-силикат-магнетитовыми слоями.

Описание разреза первого горизонта железистых кварцитов приводится по скв. 1273 Горишнеплавненского участка, где породы его наименее окислены (снизу вверх):

8. Кварцит магнетитовый, серополосчатый, среднеслоистый, с преобладанием безрудных слоев над рудными — 2 м.
9. Кварцит гематит-магнетитовый, краснополосчатый, широко- и грубослоистый — 40 м.
10. Кварцит магнетитовый и куммингтонит-магнетитовый, серополосчатый, среднеслоистый, в верхней части интервала тонкослоистый — 20 м.
11. Кварцит гематит-магнетитовый, тонкослоистый, краснополосчатый, послойно карбонатизированный.
12. Кварцит магнетитовый и куммингтонит-магнетитовый, серополосчатый, преимущественно среднеслоистый, изредка тонкослоистый; отмечаются биотитизация, рибекитизация и альбитизация — 70 м.
13. Кварцит магнетитовый, красно- и серополосчатый, неравномернослоистый — 31 м.

Второй железистый горизонт на южном фланге Белановского участка отсутствует. Мощность его на основной части железорудной полосы оценивается в 250—350 м, сокращаясь до 20—50 м на Еристовском месторождении. Горизонт сложен железистыми кварцитами и сланцами с переменным содержанием магнетита, куммингтонита и кварца. Эпизодически в разрезе появляются магнетит-карбонат-биотитовые и хлоритовые сланцы.

Приводим разрез второго железистого горизонта на Горишнеплавненском участке по профилю II—II, скв. 1273 (снизу вверх):

14. Кварцит биотит-магнетитовый, с прослоями пиритизированного кварц-магнетит-биотитового сланца — 7 м.
15. Кварцит магнетитовый, среднеслоистый, с прослоями магнетит-биотитового и куммингтонит-биотитового сланца — 7 м.
16. Кварцит магнетитовый, с редкими слоями кварц-магнетит-куммингтонитового сланца — 13 м.
17. Кварцит куммингтонит-магнетитовый, переслаивающийся с кварц-магнетит-куммингтонитовыми сланцами, — 18 м.
18. Кварцит куммингтонит-магнетитовый, с прослоями биотитового сланца — 53 м.
19. Сланец кварц-биотитовый, с вкрапленностью магнетита и прослоями безрудного кварцита — 22 м.
20. Сланец кварц-куммингтонитовый, с биотитом и редкими слоями безрудного кварцита — 32 м.
21. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, карбонатизированный — 63 м.
22. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, с прослоями кварц-магнетит-биотитового сланца — 26 м.
23. Кварцит магнетит-биотитовый, малорудный, грубослоистый, с прослоями кварц-магнетит-биотитового сланца — 10 м.
24. Кварцит биотит-магнетит-куммингтонитовый, с прослоями сланца — 34 м.
25. Кварцит биотит-магнетитовый, реже куммингтонит-магнетитовый, с прослоями сланца — 50 м.
26. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, с прослоями магнетит-куммингтонитового сланца — 40 м.
27. Кварцит магнетит-биотитовый, с прослоями кварц-магнетит-биотитового и кварц-магнетит-куммингтонитового сланца — 54 м.
28. Кварцит куммингтонит-магнетитовый, с прослоями кварц-магнетит-куммингтонитового сланца — 40 м.
29. Сланец кварц-магнетит-куммингтонитовый, с прослоями (до 30 %) кварцита магнетит-куммингтонитового — 20 м.
30. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, сливной — 50 м.
31. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, с прослоями сланца кварц-магнетит-куммингтонитового — 30 м.

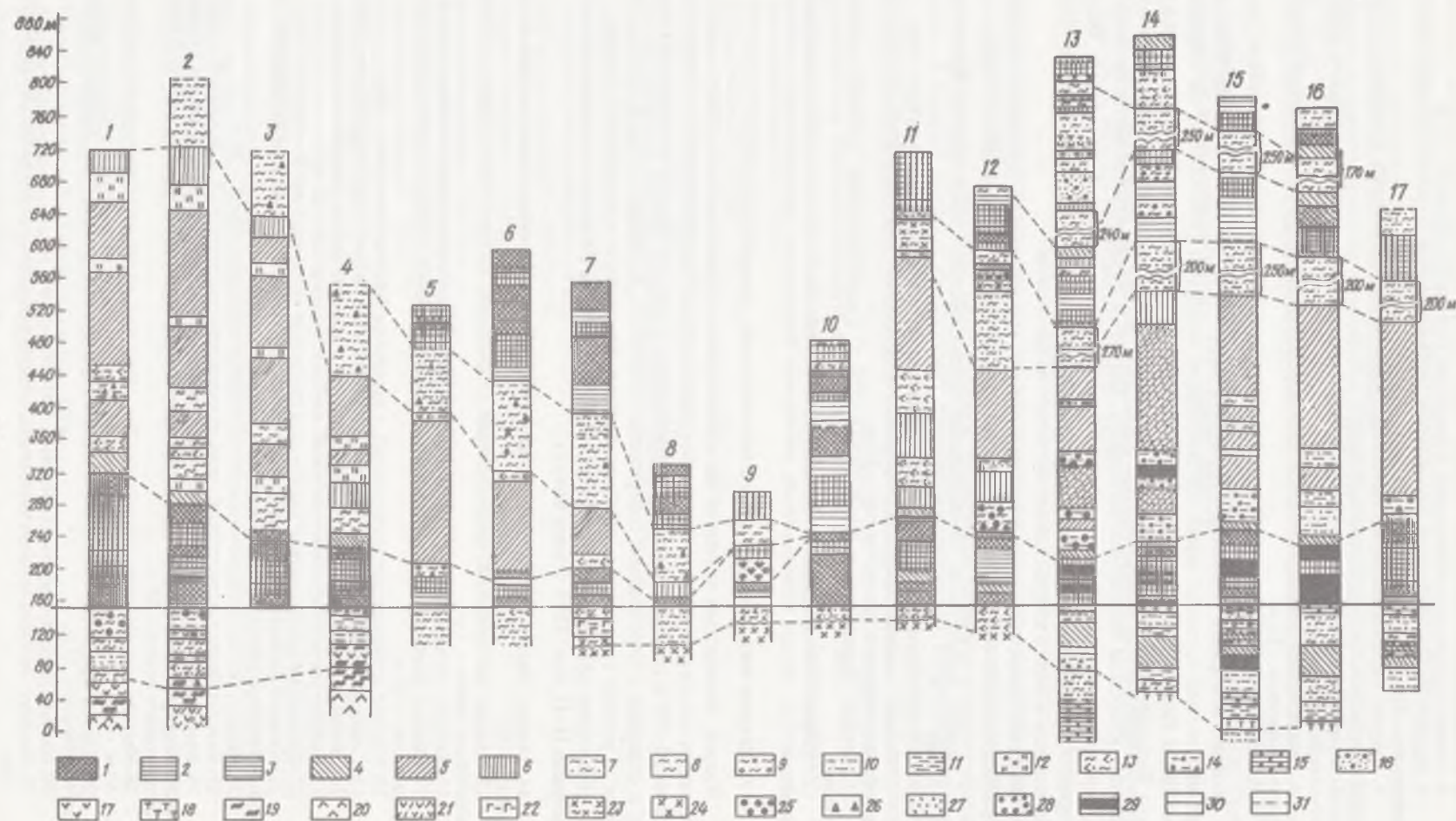


Рис. 28. Сопоставление разрезов саксаганской свиты в Кременчугском железорудном районе. *Месторождения:* 1–3 – Горишнеплавненское; 4 – Лавриковское; 5–8 – Еристовское; 9–12 – Белановское; 13–17 – Галещинское. *Породы:* 1 – кварцит магнетитовый краснополосчатый, иногда с железной слюдой; 2 – то же, серополосчатый; 3 – кварцит куммингтонит-магнетитовый; 4 – кварцит магнетит-куммингтонитовый; 5 – сланец-кварциты и кварциты магнетит-куммингтонитовые, магнетит-биотитовые, магнетит-хлоритовые; 6 – кварцито-сланцы того же состава с низким содержанием железа; 7 – сланцы кварц-сланцевые филлитовидные; 8 – сланец кварц-биотитовый; 9 – сланец кварц-биотитовый с магнетитом; 10 – сланец кварц-серицитовый; 11 – сланец кварц-хлоритовый; 12 – сланец кварц-магнетит-куммингтонитовый; 13 – сланец биотит-куммингтонитовый с магнетитом; 14 – сланец кварц-магнетит-сидеритовый; 15 – метапесчаник кварцевый; 16 – брекчия седиментационная с песчанниковым цементом; 17 – эпидиабаз; 18 – сланцы хлорит- и карбонат-талковые; 19 – сланец биотитовый крупночешуйчатый; 20 – амфиболит; 21 – сланец амфиболовый; 22 – сланец биотит-амфиболовый; 23 – сланец слюдяной фельдшпатизированный; 24 – гранитоид галещинский; 25 – наличие граната в породах; 26 – наличие графита в породах; 27 – процессы окисления; 28 – наличие карбоната в породе; 29 – богатые железные руды; 30 – линия стратиграфического несогласия; 31 – контакты предполагаемые

32. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, грубослоистый, с прослоями кварц-магнетит-куммингтонитового сланца – 34 м.

33. Сланец кварц-магнетит-куммингтонитовый – 20 м.

Второй сланцевый горизонт прослеживается от северных профилей Горишнеплавненского до южных профилей Белановского участка. На других профилях Белановского участка он исчезает и снова появляется в северной части района. Максимальная мощность горизонта (150–300 м) на Галещинском и Горишнеплавненском месторождениях. Между этими месторождениями мощность горизонта снижается до 30–100 м. Отличительной чертой горизонта является присутствие пластов внутрiformационных пиритовых метаконгломератов и метаконгломератов мощностью 1–10 м. Галька и обломки в них (1–10 мм) представлены углистыми сланцами, безрудными кварцитами, жильным кварцем.

На Галещинском участке вскрыт следующий разрез второго сланцевого горизонта по профилю XXI–XXI, скв. 1717 (снизу вверх):

34. Кварцит безрудный, с прослоями кварц-биотитового сланца, с углистым веществом и турмалином – 8 м.

35. Сланец кварц-биотитовый, тонкокристаллический, углистый, турмалинодержущий – 50 м.

36. Кварцит безрудный, тонкозернистый – 4 м.

37. Метакогломерат, с сульфидным цементом – 10 м.

38. Кварцит безрудный, мелкозернистый – 4 м.

39. Сланец турмалин-кварц-серицит-биотитовый, углистый, филлитовидный, с прослоями сланца гранат-биотитового и шнуровидными скоплениями сульфидов – 60 м.

40. Сланец кварц-биотитовый, изредка содержащий тонкозернистый магнетит, с прослоями магнетит-биотитового кварцита – 20 м.

Третий железистый горизонт развит только в центральной части Кременчугского района (за исключением северных профилей Белановского участка); мощность его 60–200 м. На Галещинском участке в составе этого горизонта присутствуют мощные (до 15 м) пласты кварц-биотитовых и кварц-куммингтонитовых сланцев. Наиболее полный разрез горизонта вскрыт скважинами по профилю I–I Еристовского участка (снизу вверх):

41. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, преимущественно среднеслоистый, переслаивающийся в нижней части интервала со сланцами существенно куммингтонитового состава – 20 м.

42. Кварцит магнетитовый и гематит-магнетитовый, изредка куммингтонит-магнетитовый, серо- и краснополосчатый – 60 м.

43. Кварцит магнетитовый, куммингтонит-магнетитовый, серополосчатый, с прослоями магнетит-куммингтонитового сланца – 20 м.

44. Кварцит магнетитовый, краснополосчатый, с маломощными пластами кварц-хлоритового и кварц-биотитового сланца – 20 м.

Третий сланцевый горизонт установлен только на Галещинском участке, где его мощность изменяется от 150 до 300 м. Разрез его сравнительно однообразный, по скв. 1717 (снизу вверх):

45. Сланец хлоритоидсодержащий, кварц-биотитовый, с редкими прослоями безрудных кварцитов и метапесчаников – 80 м.

46. Сланец хлоритоид-кварц-биотитовый, с прослоями магнетит-биотитовых кварцитов мощностью по 5–15 см – 80 м.

47. Кварцит безрудный, брекчированный; в начале интервала с прослоями кварцитовидных метапесчаников – 12 м.

48. Сланец кварц-биотитовый, мелкозернистый, с линзовидными прослоями безрудных кварцитов и метапесчаников – 10 м.

49. Сланец хлоритоид-кварц-биотитовый, тонкозернистый, с прослоями метапесчаников мощностью до 50 см и обломками безрудных кварцитов – 60 м.

Четвертый железистый горизонт развит тоже только на Галещинском участке; мощность его до 70 м. Приводим разрез этого горизонта по скв. 1717 (снизу вверх):

50. Сланец кварц-биотитовый, с куммингтонитом и магнетитом, местами с хлоритоидом, содержит прослой куммингтонит-биотитового безрудного кварцита — 30 м.

51. Кварцит куммингтонит-биотит-магнетитовый, с прослоями кварц-биотитового сланца — 10 м.

52. Кварцит магнетитовый и гематит-магнетитовый, средне- и тонкослоистый, красно- и серополосчатый — 22 м.

53. Кварцит биотит-магнетитовый, среднеслоистый, с прослоями кварц-биотитового сланца — 10 м.

Разрез саксаганской свиты в Кременчугском железорудном районе завершается четвертым сланцевым горизонтом мощностью до 70 м, который установлен лишь на Галещинском участке. Приводим его по скв. 1717 (снизу вверх):

54. Сланец магнетит-кварц-биотитовый, с редкими прослоями магнетит-биотитового кварцита — 10 м.

55. Сланец кварц-биотитовый, массивный, с прослоями метапесчаников с биотит-серицитовым цементом и безрудного магнетит-биотитового кварцита — 60 м.

#### 4.4.4. ГДАНЦЕВСКАЯ СВИТА

Гданцевская свита в Криворожском бассейне расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита имеет существенно кластогенный состав, включая седиментационные брекчии, железистые и безрудные кварциты, метапесчаники, хлоритовые сланцы и кварц-карбонатные породы. В верхней подсвите преобладают доломитовые мраморы, кварц-карбонатные породы, слюдисто-кварц-карбонатные и графитоносные ("углистые") сланцы. Минимальная мощность нижней подсвиты установлена в южной части Криворожья (Лихмановская синклиналь), где она не превышает 150 м; максимальная (до 700 м) — в районе Саксаганского рудного поля. Мощность верхней подсвиты достигает 900 м (рис. 29).

Приводим разрез гданцевской свиты, по данным Г.И.Каляева [76] (снизу вверх):

1. Метаконгломерат — 5–15 м.
2. Кварцито-песчаник — 5–15 м.
3. Метапесчаник железистый — 10–30 м.
4. Сланцы графит-углистый, кварц-биотитовый — 200–300 м.
5. Сланец кварц-карбонатный — 10–15 м.
6. Мрамор доломитовый — 40 м.
7. Сланцы графитит-углистый, кварц-биотитовый — 80–90 м.
8. Сланец кварц-биотитовый — 40 м.
9. Сланец кварц-карбонатный — 25 м.
10. Сланцы графитит-углистый, кварц-биотитовый — 50–60 м.
11. Сланец кварц-карбонатный — 15 м.
12. Мрамор доломитовый — 320–350 м.
13. Сланец кварц-биотитовый — 200 м.
14. Кварцито-песчаник — 110 м.
15. Метаконгломерат — 150 м.
16. Кварцито-песчаник — 70–80 м.
17. Сланец карбонат-талек-тремолитовый — 15–20 м.
18. Сланец кварц-карбонатный — 70–80 м.
19. Мрамор доломитовый — 20 м.
20. Сланец кварц-биотитовый — 20 м.
21. Сланец кварц-карбонатный — 60–70 м.
22. Мрамор доломитовый — 20–25 м.
23. Кварцито-песчаник — 20 м.

А.С.Киселев дает следующее описание фрагмента гданцевской свиты (снизу вверх):

1. Седиментационная брекчия: обломки кварц-карбонатной и хлорит-кварц-карбонатной пород с магнетит- и карбонат-кварцевым цементом — 10 м.
2. Мрамор доломитовый, с примесью кварца и хлорита — 4 м.
3. Кварцит хлорит-магнетитовый — 0,6 м.
4. Мрамор доломитовый, с примесью кварца, хлорита, местами графита (полосчатые разности) — 21 м.
5. Кварцит карбонат-магнетитовый, с хлоритом — 7 м.
6. Кварцит гематит-магнетитовый, тонко- и среднеполосчатый — 7 м.
7. Кварцит карбонат-магнетитовый, с хлоритом — 9 м.
8. Мрамор доломитовый, с примесью кварца — 90 м.
9. Кварцит биотит-доломитовый — 0,5 м.
10. Мрамор доломитовый, с примесью кварца — 3 м.
11. Кварцит биотит-доломитовый — 3 м.
12. Мрамор доломитовый, с примесью кварца — 8 м.

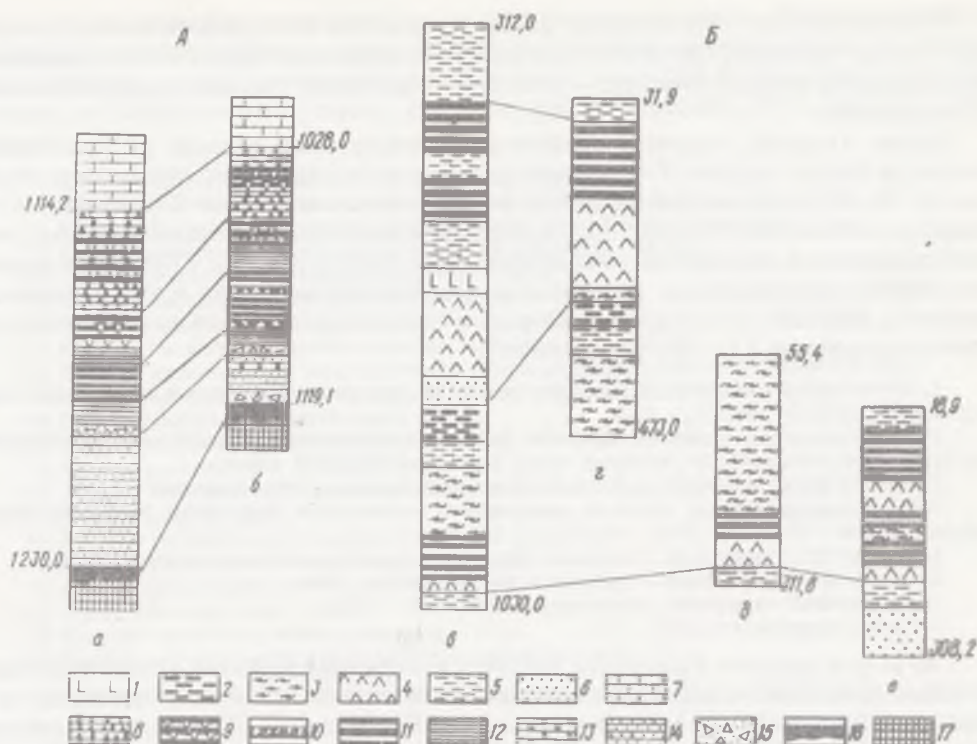


Рис. 29. Корреляционная схема железисто-кремнисто-кластогенной (А) и железисто-кремнисто-мета-ультрабазитовой (Б) формаций среди гданцевской свиты Кривбасса.

Скважины: а – 17455; б – 17438; в – 16879; г – 16910; д – 16900; е – 16909. Породы: 1 – ультрабазит брекчированный; 2 – сланец слюисто-графитовый; 3 – сланец глиноземистый (ставролит-гранат-слюистый с андалузитом и кордиеритом); 4 – ультрабазит (сланец хлорит-актинолит-тремолитовый, амфиболит актинолитовый, тремолитит); 5 – сланцы слюистые метапелитовые и метаалевритовые; 6 – метапесчаник; 7 – карбонатные породы; 8 – мраморы кальцитовые и кальцит-доломитовые; 9 – кварцит кластогенный железистый, с грубослоистой текстурой (седиментационная конгломерато-брекчия); 10 – внутриформационные магнетитовые руды с брекчиевидной текстурой; 11 – кварцит полосчатый силикатно-магнетитовый железистый гданцевской свиты; 12 – кварцит безрудный, иногда с прослоями хлоритовых сланцев; 13 – железисто-карбонатные породы (сидерит-кальцитовые, кварц-кальцитовые и др.); 14 – кластогенные кварцевые метапесчаники и метагравелиты с мартитом или магнетитом; 15 – кластогенные грубообломочные метагравелиты, конгломерато-брекчии железистых кварцитов саксаганской свиты и переотложенные богатые железные руды; 16 – богатые железные руды хлорит-магнетитового, гематит-мартитового и мартитового состава на контакте гданцевской и саксаганской свит; 17 – железистый кварцит пятого железистого горизонта саксаганской свиты

13. Кварцит биотит-доломитовый – 2 м.

14. Мрамор доломитовый, с примесью кварца – 7 м.

15. Порода кварц-карбонат-магнетитовая, с хлоритом – 1,5 м.

16. Кварцит хлорит-магнетитовый, карбонат-магнетитовый и гематит-магнетитовый, тонкополосчатый – 7 м.

17. Седиментационная брекчия: обломки доломитового мрамора (50–60 % объема породы) с кварц-хлорит-магнетитовым цементом – 14 м.

18. Мрамор доломитовый, переходящий в кварц-доломитовый, кварцитоподобный, местами с биотитом и магнетитом (в низах интервала) – 15 м.

19. Сланец графит-карбонат-биотитовый с прослоями (до 0,3 м) доломитового мрамора; к низам интервала в сланце увеличивается количество графита, он переходит в аспидный – 2,5 м.

20. Мрамор кварц-доломитовый, с вкрапленностью пирита; переходит в сланец – 50 м.

21. Сланец слюисто-кварц-карбонатный, с вкрапленностью и тонкими прослоями пирита – 1,5 м.

22. Сланец слюисто-карбонат-кварцевый, полосчатый, с тонкими прослоями пирита – 50 м.

23. Сланец биотит-кварц-карбонатный – 5 м.

24. Сланец карбонат-биотит-кварцевый, с графитом, местами актинолитом и роговой обманкой, полосчатый – 7 м.

25. Порода карбонат-кварцевая, кварцитоподобная, неравномернополосчатая, с прослоями (до 3,5 м) кварц-доломитового мрамора – 20 м.

26. Сланец карбонат-биотит-кварцевый, неравномернополосчатый, местами узловатый (при появлении редкой вкрапленности граната), с прослоями мощностью до нескольких десятков метров кварц-доломитовых мраморов; сланец и мрамор иногда обогащены графитом и становятся четкополосчатыми – 120 м.

В Кременчугском железорудном районе гданцевская свита расчленяется на пять под-свит: первая (нижняя), третья и пятая подсвиты представлены существенно терригенными образованиями, вторая и четвертая — хемогенно-осадочными, главным образом железистыми кварцитами.

Первая (нижняя) подсвита протягивается непрерывной полосой от Еристовского участка на юге до профиля V—V Харченковского участка на севере; мощность ее изменяется от 20—140 м на юге района до 800 м на Галещинском участке. В базальном ее слое находятся обломочные породы, представленные полимиктовыми метапесчаниками, метаконгломератами и седиментационными брекчиями. На Еристовском и Белановском участках развиты кварцитовидные песчаники, кварц-серицитовые сланцы и кварцсодержащие доломиты. Наиболее представительный разрез нижней подсвиты описан на Галещинском участке по профилю XXI—XXI (снизу вверх):

1. Метапесчаник кварцевый, полевошпат-кварцевый, неравномернозернистый, с прослоями кварц-биотитового сланца и гравелита — 40 м.
2. Метаконгломерат и седиментационная брекчия; в обломках железистые кварциты нижележащих горизонтов, метапесчаники, жильный кварц, цемент псаммитовый — 40 м.
3. Метапесчаник кварцевый, полевошпат-кварцевый, средне- и мелкозернистый — 24 м.
4. Конгломерато-брекчия; обломки представлены железистыми кварцитами, жильным кварцем, метапесчаником — 20 м.
5. Метапесчаник кварцевый, с кварц-серицитовым и кварц-биотитовым цементом — 25 м.
6. Сланец кварц-биотитовый, с прослоями метапесчаника — 34 м.
7. Метапесчаник кварцевый, неравномернозернистый — 76 м.
8. Сланец кварц-биотитовый — 64 м.

Во второй подсвите выделяются две пачки железистых кварцитов, разделенные пластами алюмосиликатных сланцев и метапесчаников. Мощность подсвиты минимальная на Белановском участке (80 м) и максимальная — на Галещинском (750 м); переходы к выше- и нижележащей подсвите постепенные. Приводим разрез второй подсвиты на Галещинском участке по профилю XII—XII (снизу вверх):

9. Кварцит магнетитовый, серополосчатый, тонко- и среднеслоистый, в основании интервала с прослоями куммингтонитового сланца — 35 м.
10. Кварцит магнетитовый, краснополосчатый, тонко- и среднеслоистый — 10 м.
11. Кварцит магнетитовый, серополосчатый, с прослоями краснополосчатого гематит-магнетитового кварцита, средне- и тонкослоистого — 35 м.
12. Кварцит магнетитовый, краснополосчатый, тонко- и среднеполосчатый — 10 м.
13. Кварцито-сланец магнетит-кумингтонитовый, средне- и грубополосчатый — 85 м.
14. Сланец магнетит-кумингтонит-кварцевый, неравномернослоистый — 35 м.

Третья подсвита сложена переслаивающимися и взаимосменяющимися по латерали метапесчаниками, различными по составу сланцами, доломитовыми мраморами, безрудными, изредка железистыми кварцитами, вулканогенными породами; мощность ее 300—350 м. На Харченковском участке в составе подсвиты чередуются пачки мощностью 15—50 м кварц-биотитовых сланцев, магнетит-кумингтонитовых и безрудных кварцитов, доломитовых мраморов и амфиболитов с подчиненными прослоями метапесчаников. Приводим разрез третьей подсвиты на Галещинском участке по профилю XXX—XXX (снизу вверх):

15. Метапесчаник кварцевый и полевошпат-кварцевый — 5 м.
16. Метаконгломерат с прослоями метапесчаника — 5 м.
17. Мрамор доломитовый — 6 м.
18. Кварцит безрудный — 14 м.
19. Мрамор доломитовый — 6 м.
20. Кварцит безрудный — 104 м.
21. Кварцито-сланец кварц-хлоритовый — 6 м.
22. Сланец кварц-биотитовый, филлитовидный, с углистым веществом — 12 м.
23. Мрамор доломитовый — 40 м.
24. Кварцит безрудный — 6 м.
25. Мрамор доломитовый — 34 м.
26. Кварцит безрудный — 8 м.
27. Мрамор доломитовый — 38 м.
28. Кварцит безрудный — 10 м.
29. Сланец кварц-биотитовый филлитовидный, с графитом — 14 м.

Третья подсвита постепенно сменяется четвертой, представляющей основной объем гданцевской свиты на северо-западных участках, где они образуют полосу, прослеживающуюся на расстоянии около 15 км при ширине 200—800 м. Более половины объема под-

свиты составляют гематит-магнетитовые и магнетитовые кварциты. Выделяются два типа разрезов четвертой подсвиты; один представляет сравнительно приподнятые участки осадконакопления, другой — интенсивно прогибавшиеся депрессии. Первый тип хорошо представлен на Харченковском участке, разрез его дан по профилю V—V, скв. 1925 (снизу вверх):

30. Кварцит биотит-куммингтонит-магнетитовый — 25 м.
31. Кварцито-сланец магнетит-гранат-биотитовый, широкополосчатый — 10 м.
32. Кварцит биотит-магнетитовый, серополосчатый, неравномернослоистый — 15 м.
33. Кварцит магнетит-биотитовый, неравномернослоистый — 14 м.
34. Сланец гранат-куммингтонит-биотитовый — 10 м.
35. Кварцит магнетит-биотитовый, тонкослоистый — 10 м.
36. Кварцито-сланец гранат-куммингтонит-биотитовый — 25 м.
37. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, тонкослоистый — 30 м.
38. Кварцит магнетитовый, серополосчатый, микрослоистый, с железной слюдкой — 50 м.
39. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, средне- и широкополосчатый — 35 м.
40. Сланец биотит-куммингтонитовый — 10 м.
41. Кварцит магнетит-биотит-куммингтонитовый — 15 м.
42. Мрамор доломитовый — 30 м.
43. Кварцит магнетитовый, серополосчатый, тонкослоистый — 55 м.
44. Мрамор доломитовый — 30 м.
45. Кварцит магнетитовый, серополосчатый, тонкослоистый — 10 м.
46. Кварцито-сланец магнетит-куммингтонитовый — 15 м.
47. Сланец гранат-ставролит-биотитовый — 15 м.
48. Мрамор доломитовый — 20 м.
49. Кварцит магнетит-куммингтонитовый — 10 м.
50. Кварцит магнетитовый, серополосчатый, тонкослоистый — 25 м.

Мощность четвертой подсвиты составляет здесь 460 м. Второй тип разреза, представленный в депрессиях на участке Мануйловский по профилю X—X (снизу вверх):

- Кварцит магнетит-биотит-куммингтонитовый — 7 м.  
Кварцит магнетитовый, серополосчатый, тонко- и среднеслоистый — 80 м.  
Кварцит магнетит-биотит-куммингтонитовый — 50 м.  
Кварцит магнетитовый, серополосчатый — 140 м.  
Кварцит гематит-магнетитовый, краснополосчатый, тонко- и среднеслоистый — 160 м.  
Кварцит магнетитовый, серополосчатый, тонко- и среднеслоистый — 55 м.  
Кварцит куммингтонит-магнетитовый, серополосчатый, среднеслоистый — 40 м.  
Кварцит магнетитовый, серополосчатый, тонко- и среднеслоистый — 100 м.  
Кварцит магнетит-куммингтонитовый — 15 м.

Разрез криворожской серии в Кременчугском железорудном районе завершается пятой подсвитой сланцев и доломитов гданцевской свиты. Мощность ее изменяется от 20—40 до 300 м. В основном своем объеме породы подсвиты гранитизированы, частично, по-видимому, срезаны главным разломом. Наиболее представительный разрез верхней подсвиты установлен на Мануйловском участке по профилю XII—XII, скв. 1908 (снизу вверх):

51. Сланец кварц-биотитовый, с графитом — 14 м.
52. Мрамор доломитовый — 25 м.
53. Сланец кварц-биотитовый, с графитом — 25 м.
54. Кварцит безрудный — 20 м.
55. Сланец кварц-ставролит-биотитовый — 45 м.
56. Метопесчаник кварцитовидный — 15 м.
57. Сланец кварц-биотитовый, с графитом — 35 м.
58. Тремолит-актинолитовая порода — 10 м.
59. Сланец кварц-биотитовый, с графитом — 35 м.
60. Мрамор доломитовый — 10 м.
61. Кварцит магнетитовый, серополосчатый, тонкослоистый — 10 м.
62. Сланец кварц-биотитовый — 10 м.
63. Кварцит безрудный — 15 м.
64. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, слаборудный — 10 м.
65. Кварцит железослюдко-магнетитовый, серополосчатый, тонкослоистый — 15 м.
66. Кварцит магнетит-куммингтонитовый, среднеслоистый — 25 м.

#### 4.4.5. ГЛЕЕВАТСКАЯ СВИТА

Глееватская свита расчленяется на две подсвиты. Нижняя представлена метаконгломератами, метопесчаниками, метаалевролитами и сланцами гранат-кварц-биотитовыми, мощность ее достигает 1900 м. В составе верхней подсвиты, мощность которой несколько меньше, переслаиваются метопесчаники, метаалевролиты и сланцы кварц-биотитовые. При-

водим разрез глееватской свиты по скв. 20500 ("Спутник" Криворожской сверхглубокой) (снизу вверх):

1. Сланец биотит-кварцевый, полосчатый — 65 м.
2. Кварцит биотит-карбонатный, массивный, с прослоями (до 1–2 см) мрамора доломитового — 62 м.
3. Сланец биотит-карбонат-кварцевый; в конце интервала с графитом — 32 м.
4. Метапесчаник кварцевый, с биотит-карбонатным цементом и глыбками кварца, содержание которых в начале интервала достигает 25 % объема породы — 36 м.
5. Сланец биотит-карбонат-кварцевый, неяснополосчатый — 35 м.
6. Метапесчаник кварцевый, с биотит-карбонатным цементом — 10 м.
7. Сланец карбонат-биотит-кварцевый, неяснополосчатый — 80 м.
8. Сланец карбонат-биотит-кварцевый, тонкополосчатый — 35 м.
9. Метапесчаник кварцевый, с биотит-карбонатным цементом и гальками кварца (до 10–15 % объема породы) — 200 м.
10. Метаалевролит, местами микроклинизированный — 60 м.
11. Сланец кварц-биотитовый, с гранатом — 8 м.
12. Метаконгломерат средне- и крупногалечный, с кварцевыми и гранитными гальками; прослой (от 1 до 8 м) метапесчаников и сланцев гранат-биотитовых — 450 м.
13. Кристаллосланец полевошпат-кварц-биотитовый, с редкими прослоями метапесчаников — 50 м.
14. Метапесчаник полосчатый — 2 м.
15. Метаконгломерат средне- и крупногалечный, кварцевый, с прослоями сланцев и метапесчаников — 4 м.
16. Кристаллосланец полевошпат-кварц-биотитовый — 30 м.

Г.И.Каляев [76] дает следующий обобщенный разрез верхней части молассовой формации, которая соответствует глееватской свите (снизу вверх):

1. Переслаивание конгломератов с кварцито-песчаниками — 230–250 м.
2. Кварцито-песчаник, с прослоями метаконгломератов — 200 м.
3. Сланец кварц-биотитовый — 150 м.
4. Метаконгломерат, с прослоями кварцито-песчаников — 200–250 м.

#### 4.5. Тетеревская серия

Тетеревская серия сложена слабо мигматизированными, а местами совсем немигматизированными гнейсами, амфиболитами, карбонатными породами, слюдяными и кварц-амфиболовыми сланцами, развитыми в Северо-Западном районе УЩ в зоне южного и юго-западного обрамления Коростенского плутона (рис. 30).

Как самостоятельное стратиграфическое подразделение толща этих пород была впервые выделена В.И.Луцицким [108] совместно с гнейсами Среднего Побужья под названием тетерево-бугской свиты и отнесена к верхнему архею. Несколько позже Д.Н.Соболев [165] выделил уже отдельно тетеревскую свиту, которую считал древнее чарнокито-бугитов и чудново-бердичевских гранитов. Н.П.Семененко [153] перевел эту свиту в ранг серии, сохранив за нею то же стратиграфическое положение: докембрий  $\Pi_2$ , или верхний архей, древнее чарнокитов и чудново-бердичевских гранитов. Исследования Н.П.Щербака [196] и детальные геологосъемочные работы последнего десятилетия показали, что тетеревская серия несколько моложе бугской и бердичевских гранитов и относится не к архею, а нижнему протерозою. Было установлено общее структурное несогласие субстрата бердичевских гранитов и образований тетеревской серии; для последних характерен менее сложный тектонический узор и меньшее количество наложенных тектонических деформаций.

Первое стратиграфическое расчленение тетеревской серии предложил И.И.Щоцкий [192], выделивший в ее составе две свиты: городскую и кочеровскую; в первой доминируют гнейсы, а во второй — амфиболиты и карбонатные породы. Предполагалось, что городская свита древнее, хотя достоверные их взаимоотношения не были установлены. В.Г.Пастухов [131] установил, что породы кочеровской свиты подстилаются и перекрываются толщами биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов; первая (более древняя) была выделена в станишовскую свиту, вторая — городскую. Позже В.И.Почтаренко включил в состав тетеревской серии и новоград-волынскую свиту, впервые выделенную А.Я.Хатунцевой [187] и переименованную потом в клесовскую свиту. В 1982 г. решением УРМСК последняя была выделена в самостоятельную клесовскую серию, сложенную в основном породами вулканогенного происхождения. Клесовская серия располагается выше тетеревской, хотя по некоторым данным время их образования частично перекрывается, просто они формировались в различных структурно-формационных зонах.

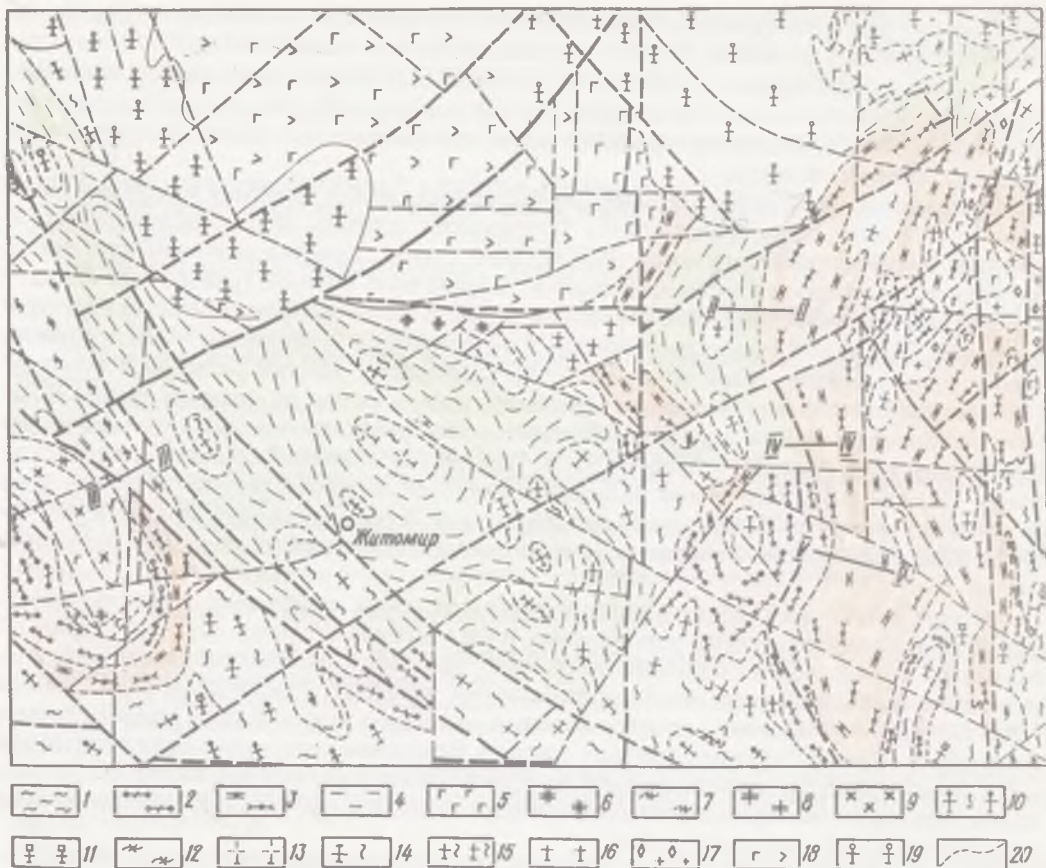


Рис. 30. Схема геологического строения района среднего течения р. Тетерев.

**Породы:** 1 – амфиболиты и гнейсы рошинско-тикичской серии; 2 – гнейсы и сланцы виленской свиты; 3 – карбонатные породы и сланцы кочеровской свиты 4 – гнейсы биотитовые городской свиты; 5 – габбро- и габбро-норит; 6 – эндербит; 7 – плагиомигматиты биотитовые и амфибол-биотитовые (звенигородские); 8 – монцониты кварцевые и габбро-монцониты (букинские); 9 – диориты и кварцевые диориты (букинские); 10 – гранит и мигматит гранат-биотитовые (бердичевские); 11 – гранит и мигматит биотитовые порфиروбластические (коростышевские); 12 – плагиомигматиты амфиболовые и биотит-амфиболовые; 13 – плагиомигматиты амфибол-биотитовые и биотитовые; 14 – граниты и мигматиты биотитовые и мусковит-биотитовые (житомирские); 15 – граниты и мигматиты биотитовые и биотит-амфиболовые; 16 – гранит биотитовый (быстревский); 17 – гранит аплит-пегматоидный; 18 – анортозит и габбро-анортозит; 19 – рапакиви и рапакивиоподобные граниты (костенские); 20 – линии разломов. **Опорные профили скважин:** I-I – Белокриничанский; II-II – Тетеревский; III-III – Васильевский; IV-IV – Кочеровский; V-V – Брусиловский

Е.М.Лазько с соавторами [101] считают, что рассматриваемые образования, объединяемые нами в тетеревскую серию, относятся к разновозрастным геологическим комплексам: толща биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов, обнажающихся по р. Тетерев между пгт Чуднов и г. Житомир, в нижнем течении р. Гнілопять и по р. Случь ниже пгт Любар, – к тикичскому комплексу (верхний архей или зозой); толща разнообразных по составу гнейсов, сланцев, амфиболитов и карбонатных пород, обнажающихся по р. Тетерев между гордами Коростышев и Радомышль (радомышльская серия), – к звенигородскому комплексу (нижний протерозой). В.П.Кирилюк [82] выделяет самостоятельный радомышльский комплекс, а в его составе городскую (нижнюю) и кочеровскую свиты.

В настоящее время УРМСК принято трехчленное деление тетеревской серии. Нижняя, виленская, свита сложена гнейсами и сланцами биотитовыми, иногда с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, графитом, местами с титаномagnetитом, в верхней части разреза с прослоями амфиболитов, амфиболовых гнейсов и кальцифиров. Средняя, кочеровская, представлена в основном мраморами и кальцифирами, сланцами амфибол-диопсидовыми, диопсидовыми, амфибол-биотитовыми, гнейсами амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и амфиболитами. В верхах разреза изредка встречаются кварциты и метапесчаники. Мощность кочеровской свиты около 6000 м. Верхняя, городская, свита сложена гнейсами и

сланцами биотитовыми (иногда с титаномагнетитом), мусковит-силлиманит-гранат-биотитовыми, графит-биотитовыми: ее предполагаемая мощность около 2000 м.

Виленская свита залегает, очевидно, на размытой поверхности бердичевских гранитов. Переход между виленской и кочеровской свитами постепенный. Судя по наличию горизонтов конгломератов в основании городской свиты, она залегает несогласно на карбонатных породах кочеровской свиты.

Породы виленской свиты наиболее широко развиты между городами Житомир и Шепетовка, в западной части субширотного Тетеревского прогиба. Здесь они приурочены к крыльям и периклинальному замыканию крупной (размах крыльев до 80 км) синклинорной структуры северо-западного простирания, ядерная часть которой (район пгт Понинка — с. Барановка) сложена породами городской свиты. К восточному крылу этой структуры приурочен Букинский массив монцонитов и чарнокитов, а к западному — Шепетовский массив гранодиоритов. Значительно меньшие по площади участки развития пород этой свиты находятся южнее и восточнее г. Житомир; ими, в частности, сложены крылья Кочеровской синклинали (эта структура выделяется еще под названием Брусиловского или Радомышльского прогиба). Ядерная часть синклинали сложена породами кочеровской свиты. Породы городской свиты пользуются наиболее широким распространением. Ими сложена большая часть Тетеревского прогиба, между Кочеровской синклиналью и упомянутой выше синклинорной структурой, ядро которой тоже сложено породами городской свиты.

Анализ химического состава пород тетеревской серии, содержание в них элементов-примесей и наличие реликтов псаммитовых и алевроитовых структур свидетельствуют об осадочном происхождении большинства из них. Гранатовые, силлиманитовые и часть биотитовых гнейсов являются метаморфизованными пелитами. Графитсодержащие гнейсы образовались, по-видимому, по обогащенным органикой мергелистым, кремнисто-мергелистым и кремнисто-известковым осадкам. Исходным материалом для значительной части гнейсов был алевропсаммитовый материал с глинистым или карбонатно-железисто-глинистым цементом. Часть амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов образовались по туфогенным и эффузивным породам.

Изотопный состав кислорода из карбонатных пород тетеревской серии ( $\delta^{18}\text{O} = 15,5 - 24,9 \text{ ‰}$ ) подтверждает их первично-осадочное происхождение. Вариации содержания  $^{13}\text{C}$  ( $\delta$  — от +2,0 до +3,5 ‰) в мраморах свидетельствуют об окислительной обстановке в момент образования карбонатных осадков. Они накапливались в условиях открытого морского бассейна при хорошей аэрации вод.

Породы тетеревской серии метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Минеральные парагенезисы виленской свиты и состав граната в них, содержащего 79–80 % альмандинового, 6–10 — пиропового, 5–11 — спессартинового и 3–5 %grossулярового компонентов, позволяют определить температуру метаморфизма 880–930 К и давление  $(3-5) \cdot 10^8$  Па. Отсутствие в карбонатных породах кочеровской свиты оливина и широкое развитие амфибола тоже являются признаком сравнительно невысокой степени метаморфизма. Температура, определенная по амфибол-биотитовым парагенезисам из этой свиты, составляет 860–950 К. Несколько ниже условия метаморфизма городской свиты ( $T = 820-890 \text{ К}$ ;  $P = (2,0-2,5) \cdot 10^8 \text{ Па}$ ).

Биотит, силлиманит и плагиоклаз в метапелитах виленской свиты замещаются мусковитом и кварцем, а диопсид, роговая обманка и актинолит в породах кочеровской свиты — тремолитом и зеленовато-бурым биотитом; местами проявляется также эпидотизация. Это явные признаки диафтореза в условиях эпидот-амфиболитовой фации, при температурах 840–880 К.

Время метаморфизма пород тетеревской серии по изотопно-геохронологическим данным составляет 2000–1900 млн. лет [78] и соответствует возрасту гранитов житомирского комплекса, для которых тетеревская серия является субстратом. Время же осадконакопления и вулканизма, формировавших изначально эту толщу, предположительно относится к 2200–2100 млн. лет.

#### 4.5.1. ВИЛЕНСКАЯ СВИТА

Наиболее полный разрез виленской свиты вскрыт на Васильевском участке, в 20–30 км западнее г. Житомир, в пределах северного и северо-восточного обрамления Букинского плутона. Однако этот разрез не перекрытый и отдельные его фрагменты описа-

ны по разрозненным картировочным скважинам с некоторой экстраполяцией. В частности, не очень детально изучены низы разреза. Последовательность пород устанавливается по многочисленным картировочным скважинам (снизу вверх):

1. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкорассланцованный, гранитизированный — 18 м.
2. Переслаивание в различной степени гранитизированных гнейсов гранат-биотитовых и биотитовых — 204 м.
3. Гнейс sillimanит-биотитовый, с графитом, мелкозернистый — 18 м.
4. Гнейс гранат-биотитовый, гранитизированный, с редкими тонкими прослоями sillimanит-биотитового и графит-биотитового — 40 м.

Вышележащая часть разреза вскрыта скважинами 2109, 2110, 2112, 4229.

5. Переслаивание гнейсов биотит-графитовых с sillimanит-биотитовыми; породы неоднородны по составу и текстуре, мигматизированы — 84 м.
6. Гнейс sillimanит-биотитовый, мелкозернистый, мигматизированный, с прослоями гнейса биотитового — 19 м.
7. Гнейс гранат-кордиерит-биотитовый, с sillimanитом, участками с графитом, неоднородный по составу и текстуре, в различной степени мигматизированный — 40 м.
8. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкорассланцованный — 8 м.
9. Гнейс гранат-биотитовый, участками с sillimanитом и графитом, мелкозернистый, полосчатый, мигматизированный — 20 м.
10. Гнейс sillimanит-биотитовый, неравномернозернистый, участками мигматизированный — 22 м.
11. Толщина переслаивающихся в различной степени мигматизированных sillimanит-биотитовых, гранат-кордиерит-биотитовых и биотитовых гнейсов — ориентировочная мощность 600 м.

Выше по разрезу следует толща, вскрытая скважинами 192, 2112, 4258:

12. Гнейс гранат-биотитовый, неоднородный по составу, мелкозернистый, тонкорассланцованный с кварц-полевошпатовыми прожилками — 60 м.
13. Гнейс графит-биотитовый, неоднородный по составу, мелкозернистый, тонкорассланцованный, с частыми кварц-полевошпатовыми прожилками мощностью до 4–5 см; в нижней части интервала количество графита заметно уменьшается — 154 м.
14. Частое переслаивание гнейсов биотитовых, гранат-биотитовых; гранат-кордиерит-биотитовых, гранат-sillimanит-биотитовых, графитовых и графит-биотитовых, в различной степени мигматизированных — больше 1000 м.

Значительно более полно изучена верхняя часть разреза виленской свиты, перебуренная рядом структурных скважин по профилю I—I:

15. Гнейс графитовый, мелкозернистый, рассланцованный — 8 м.
16. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 10 м.
17. Гнейс гранат-кордиерит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 20 м.
18. Гранит биотитовый, среднезернистый, массивный — 9 м.
19. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 8 м.
20. Гнейс графитовый, тонкозернистый, рассланцованный — 13 м.
21. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 15 м.
22. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, участками мигматизированный — 37 м.
23. Гнейс гранат-кордиерит-биотитовый, мелкозернистый, тонкорассланцованный — 10 м.
24. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, гранитизированный — 27 м.
25. Гнейс гранат-кордиерит-биотитовый, с sillimanитом, мелкозернистый, полосчатый — 10 м.
26. Мигматит биотитовый, мелко- и среднезернистый, полосчатый — 15 м.
27. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 7 м.
28. Гнейс гранат-кордиерит-биотитовый, с sillimanитом, неоднородный по составу, среднезернистый, тонкорассланцованный — 10 м.
29. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 17 м.
30. Сланец амфибол-биотитовый, мелкозернистый, тонкорассланцованный — 12 м.
31. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 8 м.
32. Гнейс sillimanит-биотитовый, с гранатом, мелкозернистый, полосчатый — 9 м.
33. Переслаивание гнейсов биотитовых и гранат-биотитовых, в разной степени мигматизированных (эта пачка не полностью перебурена скв. 5549) — 152 м.
34. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, тонкорассланцованный — 12 м.
35. Гнейс гранат-кордиерит-биотитовый, с sillimanитом, неоднородный по составу (пачка перебурена не полностью скв. 5549) — 120 м.
36. Мигматит гранат-биотитовый, грубополосчатый — 5 м.
37. Гранит мусковит-биотитовый, мелкозернистый, массивный — 7 м.
38. Гнейс гранат-кордиерит-биотитовый, средне- и мелкозернистый, тонкорассланцованный — 35 м.
39. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 13 м.
40. Гнейс гранат-кордиерит-биотитовый, с sillimanитом, мелкозернистый, рассланцованный — 7 м.
41. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый, тонкорассланцованный — 16 м.
42. Гнейс гранат-кордиерит-биотитовый, с sillimanитом, мелкозернистый, рассланцованный — 6 м.
43. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 5 м.

44. Плагиигранит средне- и крупнозернистый, массивный — 7 м.
45. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкорассланцованный — 6 м.
46. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 8 м.
47. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, с прожилками пегматоидного гранита — 15 м.
48. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкорассланцованный — 8 м.
49. Гранит биотитовый, среднезернистый, массивный, участками полосчатый — 12 м.
50. Метагabbро мелкозернистое, порфировидное — 10 м.
51. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 6 м.
52. Мигматит биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый — 12 м.
53. Гнейс силлиманит-гранат-биотитовый, с графитом, мелкозернистый, в различной степени мигматизированный — 34 м.
54. Гранит мусковит-биотитовый, мелкозернистый, массивный — 5 м.
55. Мигматит биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 27 м.
56. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 12 м.
57. Гранит биотитовый, средне- и крупнозернистый, массивный — 25 м.
58. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 21 м.
59. Гранит биотитовый, крупнозернистый, местами пегматоидный, массивный — 30 м.
60. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый — 10 м.
61. Гнейс гранат-биотитовый, с графитом, мелкозернистый — 20 м.
62. Гранит биотитовый, с редким гранатом, крупнозернистый, массивный — 15 м.
63. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, — 13 м.
64. Гнейс силлиманит-гранат-биотитовый, мелкозернистый, неоднородный по составу, с дайкой габбро-диабазы — 18 м.
65. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 10 м.
66. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 10 м.
67. Гнейс силлиманит-гранат-биотитовый, с вкрапленностью графита, мелкозернистый — 10 м.
68. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый — 8 м.
69. Гнейс силлиманит-гранат-биотитовый, с вкрапленностью графита, мелкозернистый, неоднородный по составу — 12 м.
70. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 10 м.
71. Гнейс силлиманит-гранат-биотитовый, с вкрапленностью графита, мелкозернистый, неоднородный по составу — 8 м.
72. Сланец амфибол-биотитовый, мелко- и среднезернистый, полосчатый — 12 м.
73. Гнейс силлиманит-гранат-биотитовый, мелкозернистый — 10 м.
74. Сланец амфибол-биотитовый, мелко- и среднезернистый, с четко выраженной сланцевой текстурой — 10 м.

Суммарная вскрытая мощность виленской свиты по этому разрезу составляет 2825 м. Разрез виленской свиты мощностью более 2700 м перебурен серией структурно-картировочных и картировочных скважин на Тетеревском участке, расположенном южнее г. Радомышль, на западном крыле Кочеровской синклинали. Наиболее полный разрез верхней части свиты составлен по Брусиловскому профилю (рис. 31). Низы этого разреза вскрыты скв. 1 в интервале 21,3—405,6 м (снизу вверх):

1. Гранит биотит-мусковитовый, мелко- и среднезернистый, с редкими порфиробластами калиевого полевого шпата — 6 м.
2. Гнейс биотитовый, мелкозернистый — 7 м.
3. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелко- и среднезернистый, с тонкими прослоями биотитового — 17 м.
4. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, окварцованный — 7 м.
5. Гранит биотитовый, средне- и крупнозернистый — 10 м.
6. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 6 м.
7. Гранит биотитовый, средне- и крупнозернистый — 14 м.
8. Гнейс силлиманит-гранат-биотитовый, неяснополосчатый — 7 м.
9. Гранит мусковит-биотитовый, среднезернистый, массивный — 15 м.
10. Гнейс силлиманит-кордиерит-биотитовый, среднезернистый, полосчатый — 21 м.
11. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, сильно окварцованный — 9 м.
12. Гнейс силлиманит-биотитовый, среднезернистый, тонкополосчатый — 8 м.
13. Сланец силлиманит-биотитовый, среднезернистый, мусковитизированный — 13 м.
14. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, нечеткополосчатый — 20 м.
15. Гнейс силлиманит-биотитовый, среднезернистый, полосчатый — 10 м.
16. Гнейс гранат-биотитовый, тонкозернистый, неяснополосчатый до массивного — 8 м.
17. Сланец силлиманит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, местами окварцованный — 10 м.
18. Гранит аплит-пегматоидный, крупнозернистый — 5 м.
19. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый — 10 м.
20. Гранит аплит-пегматоидный, мусковит-биотитовый — 10 м.
21. Сланец силлиманит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, местами окварцованный — 29 м.
22. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый — 7 м.
23. Гранит аплит-пегматоидный, крупнозернистый — 10 м.
24. Сланец силлиманит-биотитовый, среднезернистый, с вкрапленностью пирита, в нижней части с примесью граната — 16 м.

25. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, неяснополосчатый до массивного — 7 м.
26. Сланец силлиманит-биотитовый, среднезернистый — 8 м.
27. Гнейс силлиманит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый — 10 м.
28. Гнейс мусковит-биотитовый, мелкозернистый — 5 м.
29. Гнейс биотит-силлиманитовый, участками с гранатом — 8 м.
30. Пегматит мусковит-биотитовый, крупнозернистый — 7 м.
31. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 8 м.
32. Гнейс гранат-биотитовый, тонкозернистый, полосчатый — 37 м.
33. Гнейс биотитовый, тонкорассланцованный — 5 м.

Судя по керну отдельных картировочных скважин, выше залегает толща гнейсов разного состава, среди которых преобладают графит-биотитовые и биотит-силлиманитовые. Далее следует сплошной перекрытый разрез, по скв. 2 в интервале 34,0—415,0 м:

34. Переслаивание гнейсов силлиманитовых и мусковит-биотит-графитовых — 95 м.
35. Переслаивание гнейсов графитовых и графит-биотитовых, мелкозернистых, местами гранитизированных — 20 м.
36. Сланец мусковит-биотит-силлиманитовый, тонкозернистый, тонкополосчатый — 10 м.
37. Гнейс графит-биотитовый, часто с андалузитом, с тонкими прослоями гнейса графит-силлиманитового — 15 м.
38. Сланец графит-биотитовый, с тонкими прослоями сланца кордиерит-биотитового — 15 м.
39. Сланец графит-биотитовый, тонкозернистый — 12 м.
40. Сланец силлиманит-биотитовый, с прослоями мусковит-биотитового, часто гранитизированный и окварцованный — 8 м.
41. Переслаивание сланцев графитовых и графит-биотитовых, с редкими прослоями гнейсов биотитовых и мусковит-биотитовых — 20 м.
42. Переслаивание гнейсов и сланцев силлиманит-биотитовых и графит-биотитовых — 10 м.
43. Переслаивание сланцев силлиманит-биотитовых и мусковит-биотит-силлиманитовых, часто гранитизированных — 10 м.
44. Переслаивание сланцев силлиманитовых, мусковит-биотит-силлиманитовых и биотит-графитовых — 65 м.
45. Сланец гранат-биотитовый, разнозернистый, с редкой сульфидной минерализацией — 25 м.
46. Сланец актинолит-тремолитовый, полосчатый — 8 м.
47. Пегматит биотитовый, местами с гранатом — 11 м.
48. Сланец актинолит-тремолитовый, полосчатый — 36 м.
49. Плаггиогранит мелкозернистый, массивный, с редкими чешуйками хлорита — 18 м.
50. Сланец актинолит-тремолитовый, полосчатый — 22 м.
51. Сланец графитовый, мелкозернистый, переходящий по простиранию в сланец гранат-графит-биотитовый — 30 м.
52. Сланец актинолит-тремолитовый, тонкозернистый, с прослоями кальцифира — 20 м.
53. Сланец биотит-графитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, с вкрапленностью сульфидов — 17 м.
54. Сланец амфиболовый, мелкозернистый, массивный — 23 м.
55. Сланец биотит-графитовый, тонкозернистый, полосчатый, с вкрапленностью сульфидов — 13 м.
56. Гнейс силлиманит-биотитовый, среднезернистый, полосчатый — 27 м.
57. Сланец биотит-графитовый, тонкозернистый — 15 м.
58. Сланец силлиманит-биотитовый, мелкозернистый — 10 м.
59. Сланец биотит-графитовый, тонкозернистый, тонкополосчатый, местами окварцованный — 30 м.
60. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцевый — 13 м.
61. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 7 м.
62. Сланец амфибол-диопсидовый, с прослоями тонкополосчатого кальцифира — 8 м.
63. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 14 м.
64. Кальцифир грубо- и тонкополосчатый — 8 м.
65. Сланец биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый — 9 м.
66. Сланец силлиманит-биотитовый, среднезернистый — 8 м.
67. Сланец амфибол-диопсидовый, мелкозернистый, с маломощными (до 3 см) прослоями кальцифиров и амфибол-биотитовых сланцев — 9 м.
68. Сланец силлиманит-биотитовый, местами с гранатом, мелкозернистый — 6 м.
69. Сланец амфибол-кальцит-диопсидовый, мелкозернистый, грубо- и тонкополосчатый — 20 м.
70. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 10 м.
71. Сланец цоизит-амфиболовый, мелкозернистый, массивный, с редкой вкрапленностью сульфидов — 18 м.
72. Гнейс силлиманит-биотитовый, среднезернистый, сланцеватый — 20 м.
73. Переслаивание сланцев биотитовых и цоизит-амфиболовых — 17 м.
74. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый, грубо- и тонкополосчатый — 10 м.
75. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый — 12 м.
76. Сланец цоизит-диопсидовый, с маломощными прослоями биотит-амфиболового — 6 м.
77. Сланец кальцит-цоизит-амфиболовый, мелкозернистый — 5 м.
78. Переслаивание гнейсов биотитовых, силлиманит-биотитовых и кальцифиров — 10 м.
79. Сланец силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, грубо- и тонкополосчатый — 10 м.

80. Гнейс силлиманит-биотитовый, среднезернистый, тонкополосчатый, с маломощными прослоями кальцифира в верхней части интервала — 30 м.
81. Сланец биотитовый, мелкозернистый, грубо- и тонкополосчатый — 13 м.
82. Кальцифир мелкозернистый, грубо- и тонкополосчатый, с маломощными (до 1,5 см) прослоями сланца амфибол-диопсидового — 17 м.
83. Сланец биотитовый, мелкозернистый, тонко- и грубополосчатый — 12 м.
84. Кальцифир мелкозернистый, тонкополосчатый — 23 м.
85. Сланец биотитовый, в верхней части интервала с маломощными прослоями гнейсов и сланцев силлиманит-биотитовых — 15 м.
86. Сланец амфибол-диопсидовый, мелкозернистый, грубо- и тонкополосчатый — 10 м.
87. Сланец биотитовый, мелкозернистый, окварцованный — 12 м.
88. Сланец амфибол-кальцит-диопсидовый, мелкозернистый, с маломощными (до 5 см) прослоями биотитовых гнейсов — 5 м.
89. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, грубополосчатый, с маломощными (до 5 см) прослоями сланца кальцит-амфиболового — 3 м.
90. Сланец цоизит-амфиболовый, окварцованный, с маломощными прослоями сланца цоизит-амфибол-диопсидового — 8 м.
91. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелко- и среднезернистый, тонкосланцеватый — 12 м.
92. Сланец биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, с прожилками средне- и крупнозернистого плагиогранита — 10 м.
93. Сланец цоизит-амфиболовый, тонкополосчатый — 5 м.

Дальше следует не вскрытая часть разреза мощностью около 500 м. Судя по керну картировочных скважин, в этом интервале чередуются гнейсы биотитовые и силлиманит-биотитовые. Самая верхняя часть разреза виленской свиты вскрыта скважинами 239 и 240:

94. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 10 м.
95. Гранит пегматоидный, средне- и крупнозернистый, массивный — 10 м.
96. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 17 м.
97. Гнейс биотитовый, с примесью силлиманита, мелкозернистый — 45 м.
98. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, местами гранитизированный и окварцованный — 15 м.
99. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 6 м.
100. Сланец диопсид-актинолитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 20 м.
101. Гнейс силлиманит-биотитовый, тонкосланцеватый — 11 м.
102. Гнейс биотитовый, с силлиманитом и мусковитом — 20 м.
103. Сланец биотитовый, с неравномерной примесью пылевидного графита мелкозернистый, тонкополосчатый, местами окварцованный — 10 м.
104. Гнейс биотитовый, с силлиманитом, мелкозернистый, тонкосланцеватый, с жилами пегматита мощностью до 20 см — 25 м.
105. Гнейс биотитовый, с графитом, мелкозернистый, с маломощными жилами кварца — 19 м.
106. Гнейс биотитовый, с неравномерной примесью графита, силлиманита и граната, мелкозернистый, тонкополосчатый — 6 м.
107. Переслаивание сланцев и гнейсов биотитовых, с неравномерной примесью пылевидного графита — 16 м.
108. Гнейс силлиманит-биотитовый, с гранатом, мелкозернистый, тонкополосчатый — 4 м.
109. Тонкое переслаивание гнейсов биотитовых и графит-биотитовых — 15 м.
110. Гранит биотитовый, средне- и крупнозернистый, массивный — 23 м.
111. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 11 м.

Здесь вскрытая мощность виленской свиты составляет 2660 м. В разрезе виленской свиты выделяются шесть толщ с различным характером чередования слагающих их пород. В составе нижней толщи мощностью 300 м закономерно переслаиваются биотитовые, биотит-силлиманитовые и гранат-биотитовые гнейсы и сланцы с подчиненными прослоями гранат-кордиерит-силлиманитовых и амфибол-биотитовых гнейсов. Вторая толща (475 м) сложена биотитовыми и силлиманит-биотитовыми гнейсами. В составе третьей (800 м) выделяется 15 ритмов, в основании каждого из которых залегают графитовые гнейсы и сланцы, сменяющиеся выше биотит-силлиманитовыми сланцами, а затем (не в каждом ритме) актинолит-тремолитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами или кальцифирами. Четвертая толща (360 м) представлена чередующимися актинолит-тремолитовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми сланцами, биотит-силлиманитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, а также кальцифирами. Они образуют семь ритмов, в основании каждого из которых залегают биотитовые гнейсы. Пятая толща (600 м) представлена биотитовыми, биотит-силлиманитовыми и графитовыми гнейсами; она наименее изучена. В составе самой верхней, шестой толщи (200 м) установлено четыре двухкомпонентных и один четырехкомпонентный ритм. Нижнюю часть каждого из них представляют графитовые сланцы или гнейсы, которые смежаются биотит-силлиманитовыми или биотитовыми. Четырехком-

понентный ритм характеризуется следующей последовательностью пород: сланец биотит-графитовый и амфибол-биотитовый, гнейс биотит-силлиманитовый и биотитовый.

#### 4.5.2. КОЧЕРОВСКАЯ СВИТА

Разрез кочеровской свиты изучался на Васильевском участке (в западной части субширотного Тетеревского прогиба, западнее г. Житомир), а также на Тетеревском участке (на западном крыле Кочеровской синклинали). Полный перекрытый разрез свиты, к сожалению, пока отсутствует. Наиболее детально изучены нижняя часть разреза свиты (восточная часть Брусиловского профиля; район с. Шереметово на Васильевском участке), а также ее верхняя часть (районы с. Кочеров, пгт Белая Криница и Радомышльский профиль на Тетеревском участке).

Е.М.Лазько с соавторами [101] приводит следующий разрез кочеровской свиты (известняковой формации) по восточной части Брусиловского профиля с учетом вероятного опрокинутого залегания слоев (снизу вверх):

1. Сланцы биотит-амфиболовые, амфиболовые и эпидот-амфиболовые, с редкими прослоями амфибол-пироксеновых — более 300 м.
2. Сланцы амфибол-пироксен-кальцитовые, с редкими прослоями мраморов — 220 м.
3. Мраморы — 60 м.
4. Сланцы амфибол-пироксен-кальцитовые — более 20 м.
5. Мраморы — более 190 м.
6. Переслаивание сланцев амфибол-пироксен-кальцитовых и амфибол-пироксеновых, с редкими прослоями слюдястых — более 140 м.

П.И.Слынько считает, что на участке Брусиловского профиля породы кочеровской свиты залегают моноклинально при восточном падении, и общая мощность ее здесь достигает 6–7 км. Нам представляется, что эти цифры сильно завышены. С учетом многочисленных тектонических нарушений и развития изоклинальной складчатости мощность кочеровской свиты вряд ли превышает 2–2,5 км.

Верхняя часть разреза кочеровской свиты наиболее детально изучена по профилю скважин восточнее с. Кочеров: 120 (гл. 196,8–290,0 м), 119 (гл. 127,0–268,0 м) и 122 (гл. 33,0–327,0 м) (снизу вверх) (рис. 32):

1. Сланец актинолит-тремолитовый, мелкозернистый, с редкими кварц-кальцитовыми включениями — 8 м.
2. Кальцифир — 5 м.
3. Сланец актинолит-тремолитовый, мелкозернистый, полосчатый — 8 м.
4. Гнейс графит-биотитовый, мелко- и тонкозернистый, тонкосланцеватый, полосчатый — 9 м.
5. Сланец актинолит-тремолитовый, мелкозернистый, полосчатый — 16 м.
6. Амфиболит мелкозернистый, с неясно выраженной сланцеватой текстурой, участками массивный — 4 м.
7. Гнейс мусковит-биотитовый, мелко- и тонкозернистый, тонкосланцеватый — 10 м.
8. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый, тонкополосчатый — 6 м.
9. Сланец актинолит-тремолитовый, мелкозернистый, с редкими кварц-кальцитовыми гнездами — 4 м.
10. Гнейс биотитовый, тонко- и мелкозернистый, тонкосланцеватый, полосчатый — 13 м.
11. Сланец диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, окварцованный — 6 м.
12. Гнейс биотитовый, тонко- и мелкозернистый, тонкополосчатый, с прожилками гранита мусковитового, пегматоидного — 4 м.
13. Сланец диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, окварцованный — 13 м.
14. Амфиболит мелко- и среднезернистый, полосчатый, окварцованный — 5 м.
15. Сланец диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, окварцованный — 7 м.
16. Гранит пегматоидный, средне- и крупнозернистый, с небольшими гнездами мусковита — 5 м.
17. Сланец актинолит-тремолитовый, мелкозернистый, полосчатый, местами с вкрапленностью гранита, с кварцевой жилой мощностью до 1 м — 48 м.
18. Сланец диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, окварцованный, с прожилками крупнозернистого пегматоидного гранита — 36 м.
19. Сланец актинолит-тремолитовый, мелкозернистый, окварцованный, с кварц-кальцитовыми гнездами — 6 м.
20. Амфиболит мелкозернистый, тонкополосчатый, окварцованный, местами со скоплениями граната — 3 м.
21. Сланец пироксен-амфиболовый, полосчатый, с согласными кварц-карбонатными прожилками и кварцевыми прожилковидными и гнездообразными обособлениями — 7 м.

Суммарная мощность этой части разреза 224 м. В районе пгт Белая Криница (северная часть Тетеревского участка) структурно-картировочными скважинами 24 (гл. 92,0–231,0 м), 25 (гл. 176,7–300,0 м) и 26 (гл. 247,5–311,0 м) вскрыт следующий разрез кочеровской свиты (снизу вверх) (рис. 33):

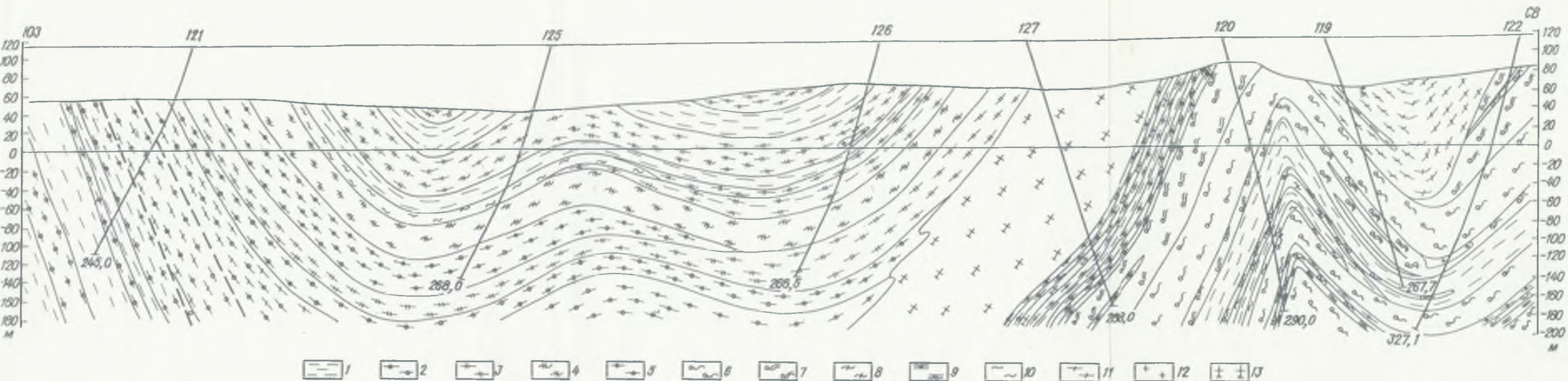


Рис. 32. Геологический разрез по линии Кочеровского опорного профиля.

Породы: 1 – гнейс биотитовый; 2 – гнейс биотит-силлиманитовый; 3 – гнейсы графитовые и биотит-графитовые; 4 – гнейс гранатовый; 5 – гнейс биотит-гранатовый; 6 – сланец актинолит-тремолитовый; 7 – сланец диопсид-амфиболовый, часто с калцитом; 8 – сланец мусковит-биотитовый; 9 – кальцифир; 10 – сланец биотитовый; 11 – гнейс мусковит-биотитовый; 12 – гранит аллит-пегматоидный; 13 – гранит и мигматит биотитовый.

R-26448

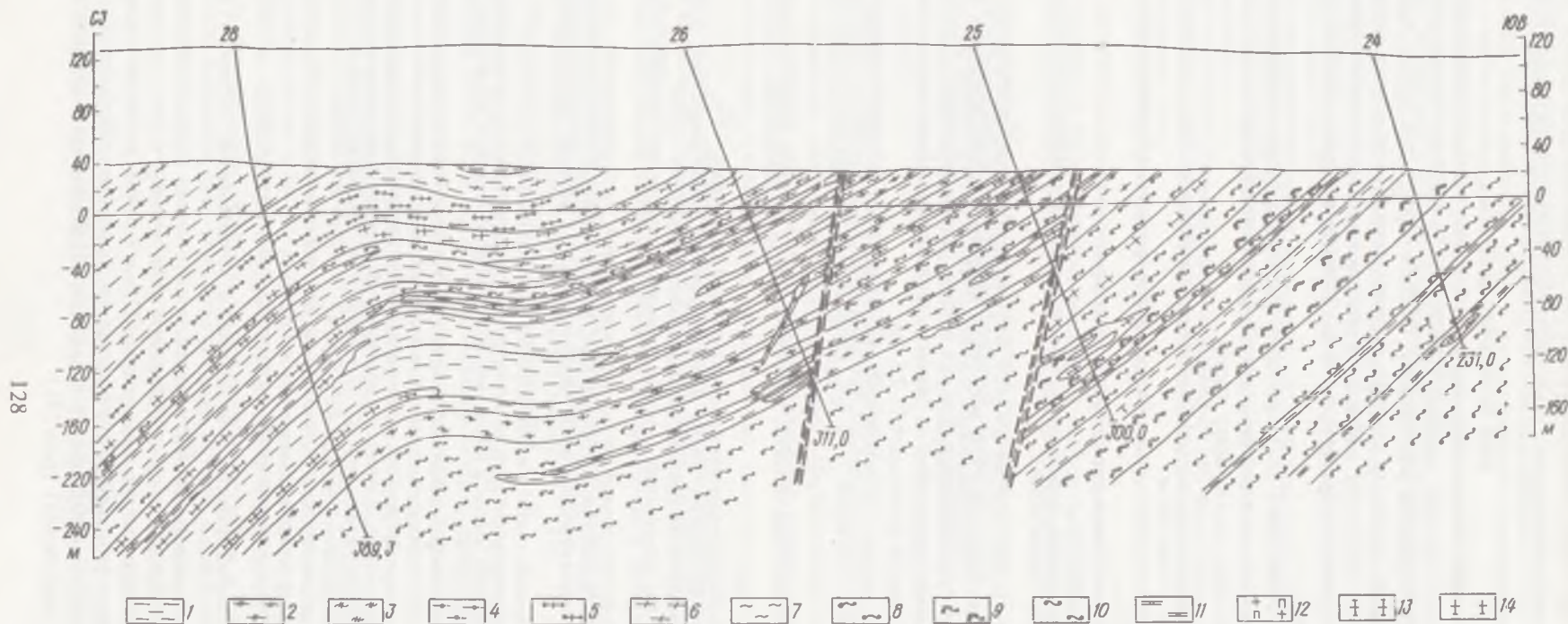


Рис. 33. Геологический разрез по линии Белокриничанского опорного профиля.

Породы: 1 – гнейс биотитовый; 2 – гнейсы графитовые и биотит-графитовые; 3 – сланцы графитовые и биотит-графитовые; 4 – гнейс биотит-гранатовый; 5 – гнейс силлиманит-кордиерит-гранатовый; 6 – гнейс мусковит-биотитовый; 7 – амфиболит; 8 – сланец актинолит-тремолитовый; 9 – сланец диопсид-актинолит-тремолитовый; 10 – сланцы амфиболовые и биотит-амфиболовые; 11 – мрамор; 12 – гранит аплит-пегматоидный; 13 – гранит мусковит-биотитовый; 14 – гранит биотитовый

1. Сланец актинолит-тремолитовый, мелкозернистый, с маломощными прожилками гранита пегматоидного — 39 м.
2. Кальцифир с прожилками гранита мелкозернистого, биотитового — 14 м.
3. Сланец актинолит-тремолитовый, мелкозернистый, с прослоями кальцифира и жилами (до 5 м) гранита средне- и крупнозернистого — 34 м.
4. Гнейс биотитовый, тонкозернистый, тонкосланцеватый, полосчатый — 4 м.
5. Сланец актинолит-тремолитовый, мелко- и тонкозернистый, участками массивный, с прослоями кальцифира — 39 м.
6. Сланец биотит-диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый — 31 м.
7. Гнейс биотитовый, тонко- и мелкозернистый, тонкополосчатый — 17 м.
8. Сланец актинолит-тремолитовый, мелкозернистый — 15 м.
9. Гнейс биотитовый, тонкозернистый, тонкосланцеватый, полосчатый — 5 м.
10. Сланец биотит-диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый, участками неясносланцеватый до массивного, с жилами гранита мелко- и среднезернистого, биотитового мощностью до 5 м — 26 м.
11. Сланец актинолит-тремолитовый, тонко- и мелкозернистый, неясносланцеватый, с маломощными редкими прослоями гнейса графит-биотитового и биотитового и жилами гранита мелко- и среднезернистого, биотитового мощностью до 17 м — 61 м.

Суммарная мощность по разрезу 289 м. Наиболее полный разрез верхней части кочеровской свиты получен по скважинам Радомышльского профиля: 5307 (гл. 30,0—250,8 м), 5306 (гл. 145,0—247,1 м), 5304 (гл. 142,0—258,0 м) и 5303 (гл. 161,0—274,0 м) (снизу вверх):

1. Кальцифир мелкозернистый, с прослоями сланца диопсид-амфиболового — 27 м.
2. Сланец диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый — 6 м.
3. Гнейс амфибол-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 10 м.
4. Сланец диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый — 10 м.
5. Кальцифир мелкозернистый, полосчатый, участками переходящий в гнейс диопсид-амфиболовый, с жилой гранита пегматоидного (5 м) — 51 м.
6. Гнейс биотит-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый — 21 м.
7. Сланец диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый — 23 м.
8. Гнейс биотит-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый — 12 м.
9. Кальцифир мелкозернистый, с прослоем (4 м) гнейса мелкозернистого биотит-амфиболового — 26 м.
10. Сланец диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый, участками переходящий в сланец кальцит-диопсид-амфиболовый и биотит-амфиболовый, с маломощными прожилками гранита биотитового, среднезернистого — 75 м.
11. Кальцифир мелкозернистый, полосчатый, участками переходящий в сланец диопсид-амфиболовый — 27 м.
12. Переслаивание кальцифира со сланцем диопсид-амфиболовым — 8 м.
13. Кальцифир мелкозернистый, полосчатый, с жилами гранита (до 5 м) — 47 м.
14. Мрамор кальцитовый, среднезернистый, полосчатый, с согласными жилами гранита среднезернистого (до 7 м) — 62 м.
15. Кальцифир мелкозернистый, полосчатый — 14 м.
16. Сланец диопсид-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый — 6 м.
17. Мрамор кальцитовый, среднезернистый — 20 м.
18. Кальцифир мелкозернистый, полосчатый — 44 м.
19. Кальцифир мелкозернистый, полосчатый, участками переходящий в сланец диопсид-амфиболовый — 102 м.
20. Мрамор кальцитовый, среднезернистый, с прослоями кальцифира — 14 м.
21. Кальцифир мелкозернистый, окварцованный — 11 м.
22. Мрамор кальцитовый, среднезернистый, полосчатый — 6 м.
23. Кальцифир мелкозернистый, окварцованный — 13 м.
24. Мрамор кальцитовый, среднезернистый, полосчатый, участками переходящий в кальцифир — 55 м.
25. Кальцифир мелкозернистый, окварцованный, с прослоями мрамора кальцитового и сланца амфибол-кальцит-диопсидового, а также с прожилковидными и гнездообразными обособлениями гранита пегматоидного — 106 м.
26. Сланец амфибол-диопсидовый, переходящий вверх по разрезу в диопсидовый, мелкозернистый, полосчатый, с гнездами и жилами кварца и гранита пегматоидного — 68 м.
27. Сланец биотит-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый — 56 м.
28. Сланец амфибол-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, с прожилками гранита биотитового, мелкозернистого — 32 м.
29. Переслаивание сланца амфиболового, мелкозернистого и кальцифира мелкозернистого, окварцованного — 20 м.
30. Переслаивание сланцев и гнейсов амфиболовых, среднезернистых, полосчатых, металаевритов и сланцев биотит-амфиболовых, мелкозернистых, с прожилками и гнездами кварца и кальцита — 13 м.
31. Сланцы и гнейсы амфиболовые, мелкозернистые, полосчатые, с прослоями гнейса биотитового, гранатосодержащего — 10 м.
32. Сланцы и гнейсы амфиболовые, среднезернистые, полосчатые — 40 м.

Суммарная мощность этого разреза 1052 м. На Васильевском участке более детально изучена нижняя часть разреза кочеровской свиты. Здесь по профилю скважин в районе с. Шереметево установлена следующая последовательность пород (снизу вверх) :

1. Плаггиомигматит биотитовый, с редкими зернами амфибола, средне- и мелкозернистый, теневой, с реликтовыми останцами гнейса амфибол-биотитового — 74 м.
2. Амфиболит лейкократовый, мелкозернистый, с магнетитом — 12 м.
3. Плаггиомигматит биотитовый, с редкими зернами амфибола, средне- и мелкозернистый, теневой — 15 м.
4. Амфиболит лейкократовый, с магнетитом, мелкозернистый, слабо биотитизированный, окварцованный — 11 м.
5. Мигматит биотитовый, средне- и мелкозернистый, полосчатый — 10 м.
6. Гнейс амфибол-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 12 м.
7. Плаггиомигматит биотитовый, с редкими зернами амфибола, средне- и мелкозернистый, теневой — 15 м.
8. Сланец биотит-амфиболовый — 32 м.
9. Мигматит биотитовый, с единичными зернами граната, мелко- и среднезернистый — 3 м.
10. Переслаивание гнейсов и сланцев биотитовых и биотит-амфиболовых с амфиболитами — 82 м.
11. Мигматит биотитовый, средне- и мелкозернистый — 12 м.
12. Переслаивание в различной степени гранитизированных сланцев и гнейсов биотитовых и биотит-амфиболовых — 146 м.
13. Мигматит амфибол-биотитовый, мелкозернистый — 10 м.
14. Переслаивание гнейсов и сланцев амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых — 70 м.
15. Мигматит амфибол-биотитовый, мелкозернистый — 16 м.
16. Переслаивание гнейсов и сланцев биотитовых, биотит-амфиболовых и амфиболитов — 114 м.
17. Амфиболит мелкозернистый, массивный, биотитизированный, окварцованный — 11 м.
18. Мигматит амфибол-биотитовый, с реликтами амфиболового гнейса — 32 м.

Суммарная мощность этой части разреза 677 м. Сводный разрез кочеровской свиты на Васильевском участке составлен по скважинам 2131, 3327, 3329, 2134, 2111, 5607, а также с учетом данных картировочного бурения (снизу вверх) :

1. Плаггиогранит биотитовый, мелкозернистый, массивный, с останцами гнейса амфибол-биотитового — 25 м.
2. Сланец амфибол-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 170 м.
3. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, мелко- и среднезернистый, теневой — 50 м.
4. Сланец амфибол-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 50 м.
5. Амфиболит среднезернистый, биотитизированный, гранитизированный — 17 м.
6. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, мелко- и среднезернистый, теневой — 23 м.
7. Сланец биотит-амфиболовый, мелкозернистый, полосчатый — 10 м.
8. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, мелко- и среднезернистый, теневой — 6 м.
9. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 25 м.
10. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, мелко- и среднезернистый, теневой — 9 м.
11. Сланец биотит-амфиболовый, мелкозернистый — 10 м.
12. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, мелко- и среднезернистый, полосчатый — 25 м.
13. Переслаивание гнейсов и сланцев биотитовых и биотит-амфиболовых — 80 м.
14. Диорит биотит-роговообманковый, средне- и мелкозернистый, местами полосчатый — 5 м.
15. Переслаивание в различной степени гранитизированных гнейсов и сланцев биотитовых и амфибол-биотитовых — 90 м.
16. Плаггиогранит биотит-роговообманковый, средне- и мелкозернистый — 14 м.
17. Переслаивание гранитизированных гнейсов и сланцев амфибол-биотитовых — 37 м.
18. Гнейс биотитовый, тонкозернистый, тонкосланцеватый, полосчатый — 17 м.
19. Плаггиомигматит биотитовый, мелко- и среднезернистый, тонкополосчатый, с реликтовыми останцами гнейса биотитового — 38 м.
20. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, средне- и мелкозернистый, полосчатый — 7 м.
21. Гнейс биотитовый, тонкозернистый, массивный — 9 м.
22. Кальцифир крупно- и среднезернистый — 12 м.
23. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, средне- и мелкозернистый, полосчатый — 5 м.
24. Гнейс амфибол-биотитовый, тонкозернистый, полосчатый — 8 м.
25. Амфиболит мелкозернистый, неяснорассланцованный — 10 м.
26. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, средне- и мелкозернистый, полосчатый — 14 м.
27. Амфиболит мелкозернистый, неяснорассланцованный — 21 м.
28. Гнейс амфибол-биотитовый, тонкозернистый, массивный — 6 м.
29. Амфиболит мелкозернистый — 8 м.
30. Плаггиомигматит биотит-амфиболовый, среднезернистый, нечеткополосчатый — 13 м.
31. Гнейс биотитовый, с неравномерными линзовидными скоплениями амфибола, мелкозернистый, с прожилками гранита аплит-пегматоидного — 15 м.
32. Переслаивание гнейсов и сланцев амфибол-биотитовых с амфиболитами, последние преобладают — 260 м.
33. Гнейс амфибол-биотитовый, мелкозернистый — 10 м.
34. Переслаивание гнейсов и сланцев биотитовых и амфибол-биотитовых с амфиболитами — 305 м.

35. Диорит амфибол-биотитовый, мелкозернистый, разгнейсованный — 17 м.
36. Гнейс биотитовый, переслаивающийся со сланцами и гнейсами амфибол-биотитовыми, — 35 м.
37. Гранодиорит амфибол-биотитовый, мелкозернистый, разгнейсованный, с дайкой метабазита (до 10 м) — 40 м.
38. Переслаивание сланцев и гнейсов амфибол-биотитовых и биотитовых — 135 м.
39. Мигматит амфибол-биотитовый, среднезернистый, с реликтовыми останцами гнейса — 15 м.
40. Гнейс биотитовый, мелко- и среднезернистый, массивный — 10 м.
41. Плагิโอгранит мелко- и среднезернистый, массивный — 3 м.
42. Гнейс амфибол-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 5 м.
43. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, с согласными жилами плагิโอгранита мелкозернистого, массивного мощностью до 3–7 м — 36 м.
44. Мигматит амфибол-биотитовый, среднезернистый, с реликтовыми останцами (до 7–8 м) сланца амфибол-биотитового, мелкозернистого — 41 м.
45. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 9 м.
46. Сланец роговообманко-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 8 м.
47. Плагิโอгранит мелко- и среднезернистый, массивный — 7 м.
48. Гнейс биотитовый, мелко- и среднезернистый, массивный, участками неяснополосчатый — 7 м.
49. Плагิโอгранит мелко- и среднезернистый, массивный — 7 м.

Суммарная мощность 1780 м.

#### 4.5.3. ГОРОДСКАЯ СВИТА

Разрез городской свиты изучался по скважинам Радомышльского, Кочеровского и Белокриничанского профилей. Наиболее полный разрез вскрыт скважинами Радомышльского профиля: 5305 (гл. 55,0–157,0 м), 160 (гл. 20,0–176,3 м), 159 (гл. 26,5–280,0 м), 162 (гл. 90,5–162,5 м), 158 (гл. 38,3–253,0 м), 157 (гл. 34,0–306,0 м), 1437 (гл. 4,2–205,1 м) (снизу вверх):

1. Гнейс графит-биотитовый — 15 м.
2. Гнейс амфибол-биотитовый — 10 м.
3. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый — 20 м.
4. Сланец амфибол-биотитовый — 12 м.
5. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, с линзами и гнездами кварца (до 3 см) с маломощными (до 5–10 см) прослоями сланца мусковит-биотитового — 28 м.
6. Гранит мусковит-биотитовый, мелко- и среднезернистый, со слабо выраженной полосчатостью, по трещинам обогащенный пиритом, местами калцитом — 5 м.
7. Гнейс биотитовый, с небольшим содержанием неравномерно распределенных силлиманита и мусковита, мелкозернистый, с маломощными гнездообразными линзообразными обособлениями кварца — 22 м.
8. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый, с прожилками кварца мощностью до 10–15 см — 3 м.
9. Частое переслаивание гнейсов графит-мусковит-биотитовых и биотитовых, мелкозернистых, тонкополосчатых, с линзообразными согласными и секущими маломощными прожилками кварца — 34 м.
10. Гнейс графит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый — 6 м.
11. Гнейс биотитовый, тонкозернистый, полосчатый, с линзообразными прожилками кварца — 5 м.
12. Гранит мусковит-биотитовый, среднезернистый, массивный, с прожилками кварца — 5 м.
13. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый, полосчатый — 10 м.
14. Сланец биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый — 15 м.
15. Гнейс биотитовый, тонкозернистый, тонкосланцеватый, полосчатый — 5 м.
16. Сланец мусковит-биотитовый, тонкозернистый, тонкосланцеватый, с жилой (1,2 м) пегматоидного гранита — 13 м.
17. Гранит биотитовый, мелкозернистый, неяснополосчатый — 5 м.
18. Сланец мусковит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый, с жилой пегматита (0,4 м) — 15 м.
19. Гнейс силлиманит-мусковит-биотитовый, мелко- и тонкозернистый, сланцеватый, с жилой пегматита мощностью 0,7 м — 5 м.
20. Переслаивание гнейсов биотитовых и силлиманит-биотитовых — 37 м.
21. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый, местами сильно окварцованный — 13 м.
22. Гнейс мусковит-биотитовый, с силлиманитом, мелкозернистый, полосчатый, местами сильно окварцованный; кварц образует также гнездообразные, линзообразные и прожилковидные согласные и секущие обособления (до 2–3 см) — 5 м.
23. Гнейс биотитовый, с редкими включениями силлиманита и граната, мелкозернистый, местами окварцованный — 70 м.
24. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый, полосчатый — 15 м.
25. Гнейс мусковит-биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый, полосчатый — 4 м.
26. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый, полосчатый — 8 м.
27. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый — 3 м.
28. Сланец мусковит-биотитовый, мелкозернистый, с маломощными (5–10 см) прослоями гнейсов мусковит-биотитовых и редкими прожилками кварца, средне- и крупнозернистого пегматита — 20 м.

29. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, почти массивный – 4 м.
30. Сланец силлиманит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, с частыми секущими и согласными малоомощными кварцевыми жилами – 21 м.
31. Гнейс гранат-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, слабосланцеватый – 16 м.
32. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, почти массивный – 5 м.
33. Гнейс мусковит-силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый – 4 м.
34. Сланец силлиманит-мусковит-биотитовый, неоднородный по составу, мелкозернистый – 17 м.
35. Гнейс гранат-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый – 4 м.
36. Переслаивание гнейсов и сланцев силлиманит-мусковит-биотитовых, мусковит-биотитовых и биотитовых – 87 м.
37. Сланец биотитовый – 12 м.
38. Гнейс биотитовый – 5 м.
39. Гранит мусковит-биотитовый – 5 м.
40. Гнейс мусковит-биотитовый – 13 м.
41. Гранит мусковит-биотитовый – 5 м.
42. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, пятнистый, полосчатый, обогащенный сульфидами по трещинам, с жилами гранита пегматоидного (до 5 м) – 54 м.
43. Сланец графит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, сильно обогащенный сульфидами по трещинам – 26 м.
44. Гнейс силлиманит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый – 5 м.
45. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, местами интенсивно окварцованный – 40 м.
46. Гнейс силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, участками окварцованный – 35 м.
47. Пегматит средние- и крупнозернистый, с крупными чешуйками зеленовато-желтого мусковита – 5 м.
48. Частое переслаивание гнейсов и сланцев силлиманит-мусковит-биотитовых, мусковит-биотитовых и биотитовых, мелко- и тонкозернистых, неясносланцеватых, почти массивных; переходы между ними постепенные – 40 м.
49. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, неяснополосчатый, почти массивный, местами окварцованный, с редкой рассеянной сульфидной минерализацией – 12 м.
50. Гнейс силлиманит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый – 7 м.
51. Пегматит биотит-мусковитовый, крупнозернистый – 5 м.
52. Гнейс силлиманит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый, полосчатый, участками окварцованный – 70 м.
53. Пегматит биотит-мусковитовый, с редкими включениями граната, неравномернозернистый (от мелко- до крупнозернистого), массивный, обогащенный пиритом по трещинам – 8 м.
54. Гнейс графит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый, участками полосчатый, с единичными тонкими жилами кварца – 7 м.
55. Гранит биотит-мусковит-гранатовый, пегматоидный, от мелко- до крупнозернистого, с сульфидной минерализацией – 3 м.
56. Гнейс мусковит-биотитовый, сланцеватый, полосчатый – 6 м.
57. Гранит биотит-мусковит-гранатовый, пегматоидный, разнозернистый, с сульфидной минерализацией – 6 м.
58. Гнейс мусковит-силлиманит-биотитовый, с редкими прослоями (до 10–20 см) гнейсов биотитовых; переходы между ними постепенные – 20 м.
59. Гнейс мусковит-силлиманит-биотитовый, мелко- и среднезернистый, полосчатый – 10 м.
60. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый, неяснополосчатый – 5 м.
61. Сланец силлиманит-мусковит-биотитовый, мелко- и среднезернистый, с единичными малоомощными (до 10 см) линзовидными кварцевыми прожилками и жилой пегматита – 20 м.
62. Переслаивание гнейсов и сланцев силлиманит-биотитовых – 50 м.
63. Гнейс силлиманит-биотитовый – 65 м.

Общая мощность нижней части городской свиты по Радомышльскому профилю составляет 1125 м. Профилем структурно-картировочных скважин в 4 км юго-восточнее с. Кочеров вскрыт контакт городской и кочеровской свит. На актинолит-тремолитовых сланцах последней согласно, без признаков перерыва залегают мусковит-биотитовые гнейсы городской свиты. Выше по разрезу, вскрытому скважинами 127 (гл. 54,0–259,8 м), 126 (гл. 47,5–265,5 м) и 125 (гл. 163,8–268,0 м), наблюдаем следующее чередование пород городской свиты (снизу вверх):

1. Гнейс мусковит-биотитовый, тонко- и мелкозернистый, тонкосланцеватый – 15 м
2. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый – 5 м.
3. Гнейс мусковит-биотитовый, с редкими включениями силлиманита, местами графитсодержащий, тонко- и мелкозернистый, тонкосланцеватый, с прожилками кварца (до 0,4 м) – 51 м.
4. Гнейс силлиманит-биотитовый, графитсодержащий, средне- и мелкозернистый, полосчатый – 5 м.
5. Сланец графитовый, мелкозернистый, полосчатый – 5 м.
6. Гнейс силлиманит-биотитовый, средне- и мелкозернистый, тонкосланцеватый – 5 м.
7. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый – 4 м.
8. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый – 7 м.
9. Гранит биотитовый, массивный, с многочисленными разноориентированными жилами кварца (до 0,5 м) – 5 м.

10. Гнейс sillиманит-биотитовый, средне- и мелкозернистый, тонкополосчатый — 5 м.
11. Гнейс биотитовый, с гранатом, среднезернистый, интенсивно окварцованный и хлоритизированный — 4 м.
12. Гранит биотитовый, среднезернистый, участками обогащенный биотитом, с четко выраженной полосчатостью (мigmatit) — 62 м.
13. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, неяснополосчатый, с прослоями амфиболового сланца, массивного, эпидотизированного, с калцитом — 18 м.
14. Гнейс sillиманит-биотитовый, мелкозернистый, неяснополосчатый, с карбонатами и сульфидами по трещинкам — 12 м.
15. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, с согласными и секущими маломощными прожилками пегматоидного гранита — 10 м.
16. Гнейс sillиманит-биотитовый, тонкополосчатый — 4 м.
17. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 4 м.
18. Гнейс sillиманит-биотитовый, мелко- и среднезернистый, тонкополосчатый — 5 м.
19. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 5 м.
20. Гнейс sillиманит-биотитовый, среднезернистый, тонкополосчатый — 4 м.
21. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый, с редкими прослоями sillиманит-биотитового — 5 м.
22. Гнейс sillиманит-биотитовый, среднезернистый, тонкополосчатый — 7 м.
23. Гнейс sillиманит-биотитовый, мусковитсодержащий, средне- и мелкозернистый, тонкополосчатый, с многочисленными кварцевыми прожилками (до 5 см) и налетами сульфидов по трещинам — 81 м.
24. Гнейс sillиманит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, с секущей жилой пегматита — 25 м.
25. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, с редкими прослоями сланца мусковит-биотит-графитового — 41 м.
26. Гнейс sillиманит-биотитовый, неоднородный по составу, мелкозернистый, тонкосланцеватый, с прожилками гранита пегматоидного (до 0,4 м) — 42 м.
27. Сланец графит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, с согласными маломощными жилами кварца и гранита пегматоидного (до 1,7 м) — 33 м.
28. Переслаивание гнейсов графит-биотитовых и биотитовых, мелкозернистых, полосчатых; редкие прослои гнейса биотит-мусковитового — 19 м.
29. Сланец биотитовый, с незначительной примесью графита и sillиманита, мелкозернистый, полосчатый, с согласными маломощными прожилками кварца — 11 м.
30. Гнейс графит-мусковит-биотитовый, тонко- и мелкозернистый, полосчатый — 10 м.
31. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 14 м.
32. Гнейс графит-биотитовый, переходящий по простиранию в сланец, мелкозернистый, полосчатый, с жилой гранита пегматоидного (2,5 м) — 37 м.
33. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкополосчатый — 5 м.

Неполная мощность городской свиты по Кочеровскому профилю составляет 570 м. Еще меньшая часть разреза этой свиты вскрыта Белокриничанским профилем. Здесь тоже на актинолит-тремолитовых сланцах кочеровской свиты согласно залегают (снизу вверх) :

1. Гнейсы графит-биотитовые и биотитовые, мелкозернистые, полосчатые, с жилами мелкозернистого меланократового гранита биотитового — 27 м.
2. Гнейс биотитовый, с актинолитом, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 12 м.
3. Сланец актинолит-тремолитовый — 17 м.
4. Гнейс графит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 5 м.
5. Сланец биотитовый с актинолитом, мелкозернистый, неясносланцеватый, почти массивный, с согласными прожилками мелкозернистого биотитового гранита — 21 м.
6. Сланец графит-биотитовый, мелкозернистый, неяснополосчатый — 5 м.
7. Переслаивание гнейсов биотитовых и графит-биотитовых, мелкозернистых, полосчатых — 12 м.
8. Сланец графит-биотитовый, мелкозернистый, неяснополосчатый — 5 м.
9. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый, с прожилками гранита пегматоидного — 13 м.
10. Гнейс биотитовый, с гранатом, мелкозернистый, полосчатый — 7 м.
11. Сланец биотитовый, неясносланцеватый — 6 м.
12. Гнейс sillиманит-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 4 м.
13. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 5 м.
14. Сланец биотитовый, неясносланцеватый — 6 м.
15. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 7 м.
16. Гранит биотитовый, мелкозернистый, меланократовый, полосчатый — 5 м.
17. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 14 м.
18. Гнейс мусковит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 5 м.
19. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый — 4 м.
20. Гнейс гранат-биотитовый, мелкозернистый, полосчатый — 5 м.
21. Гнейс мусковит-биотитовый, мелкозернистый, тонкосланцеватый — 4 м.
22. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, сланцеватый — 4 м.
23. Гнейс биотитовый, с графитом — 6 м.
24. Гнейс мусковит-биотитовый, переходящий по простиранию в биотитовый, мелкозернистый, с согласными прожилками кварца — 16 м.

25. Сланец биотитовый, с актинолитом, мелкозернистый, неясносланцеватый, почти массивный — 13 м.

26. Гранит биотитовый, меланократовый, мелкозернистый, полосчатый — 12 м.

27. Гнейс биотитовый, с гранатом, мелкозернистый, с редкими маломощными простоями сланца силлиманит-мусковит-биотитового и прожилками граната мусковит-биотитового, мелкозернистого — 27 м.

28. Гнейс биотитовый, мелкозернистый, с редкими прослоями сланца силлиманит-мусковит-биотитового, линзообразными обособлениями кварца и маломощными жилами гранита мусковит-биотитового, мелкозернистого — 23 м.

29. Гнейс биотитовый, с силлиманитом и мусковитом, мелкозернистый, тонкополосчатый, с жилами гранита мусковит-биотитового, мелкозернистого мощностью до 0,5 м — 38 м.

Мощность вскрытой здесь нижней части разреза городской свиты составляет 311 м. В строении городской свиты тоже отчетливо проявляются признаки вертикальной упорядоченности пластов слагающих ее пород. Выделяются пять различающихся по составу и строению толщ. В самой нижней, имеющей мощность 160 м, выделяются семь ритмов, каждый из которых начинается пластом гнейсов биотитовых или мусковит-биотитовых, выше которого залегают сланцы или гнейсы графитовые, в отдельных ритмах они сменяются затем гнейсами силлиманитовыми, гранатовыми или амфиболовыми.

Вторая толща мощностью 183 м тоже состоит из семи ритмов, каждый из которых представляет чередование гнейсов и сланцев биотитовых и мусковит-биотитовых с гнейсами силлиманитовыми; изредка в верхах ритма наряду с гнейсами силлиманитовыми появляются гранат-силлиманитовые и гранатовые.

Третья толща мощностью 150 м в разрезе Кочеровского профиля представлена чередованием гнейсов графитовых и силлиманитовых, образующих пять ритмов, а на Радомышльском профиле — чередованием гнейсов биотитовых и силлиманитовых, т.е. в последнем случае практически не отличается от второй толщи.

Четвертая толща мощностью 212 м состоит из трех ритмов, каждый из которых начинается гнейсами биотитовыми, а завершается графитовыми.

И наконец, пятая, наиболее мощная толща (420 м) сложена гнейсами и сланцами биотитовыми и силлиманитовыми, образующими шесть двучленных ритмов; в отдельных ритмах появляется третий компонент — графитовые гнейсы.

Из приведенной характеристики видно, что разрезы виленской и городской свит заметно различаются. Для городской свиты не характерны гнейсы амфиболовые, которые в составе виленской свиты со сланцами биотитовыми и гнейсами силлиманитовыми слагают четвертую толщу мощностью 360 м. Заметно различаются они по составу и строению и остальных толщ.

#### 4.6. Клесовская серия

Клесовская серия представлена лептитамы, метаморфизованными диабазами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами, альбитофирами, кератофирами, фельзитами, туфами и туффитами, а также метапесчаниками, металавроволитами, биотитовыми сланцами и гнейсами, встречающимися в виде останцов среди гранитоидов осницкого и житомирского комплексов на крайнем северо-западе УЩ, в пределах Осницкого и Новоград-Волынского блоков (Северо-Западный район). В составе клесовской серии выделяется новоград-волынская толща мощностью до 1500 м, сложенная в основном биотитовыми и двуслюдяными мелкозернистыми гнейсами, а также туфогенными породами.

Клесовиты как самостоятельную разновидность пород впервые выделил С.Малковский [215]. Это мелкозернистые породы серого, красного, розового или желтоватого цвета, аплитовидного или кварцитовидного облика, массивные, рассланцованные или слоистые (местами даже с косой слоистостью). Генезис их трактовался по-разному. Многие геологи принимали их за жильную фацию гранитной интрузии, некоторые рассматривали как метоморфизованные и гранитизированные осадочные породы. Н.П.Семененко и А.Я.Хатунцева [188] доказали вулканогенное происхождение этих пород, названных ими лептитамы по аналогии с подобными образованиями лептитовой формации Балтийского щита. Н.П.Семененко [154] выделил толщу вулканогенных пород северо-западной части УЩ в самостоятельную осницкую вулканогенную серию, которая была отнесена к докембрию IV, или среднему протерозою. Под таким же названием эта серия вошла в стратиграфическую схему УРМСК 1970 г. В схеме УРМСК 1978 г. осницкая серия была упразднена, а относимые к ней образования под названием клесовской свиты включены в состав тете-

ревской серии. Основанием для этого послужило уточнение возраста метапорфиров, наблюдающихся в виде останцов среди осницких диоритов, гранодиоритов и гранитов. Возраст тех и других, определенный уран-торий-свинцовым методом по циркону, оказался равным 2100–1900 млн. лет, что в общем совпадает с возрастом тетеревской серии и житомирского комплекса.

Однако включение клесовской свиты в состав тетеревской серии, а осницких гранитоидов в состав кировоградско-житомирского комплекса вызывало справедливые возражения многих геологов. Эти породы формировались почти одновременно, но в совершенно различных условиях. В связи с этим в 1982 г. УРМСК было принято решение о выделении клесовской серии в виде самостоятельного стратиграфического подразделения, помещенного в схему Северо-Западного района выше тетеревской серии. Впоследствии было предложено еще выделить самостоятельную новоград-волинскую толщу, синхронную клесовской серии (В.И.Почтаренко и В.А.Колосовская). В ее составе преобладают метаморфизованные вулканогенные и туфогенные породы типа андезитовых, диабазовых, трахиандезитовых и дацитовых порфиров, туфов и туффитов с прослоями металевролитов и метапесчаников. Ими выполнены наложенные вулканотектонические впадины неправильной округлой формы до 10 км в поперечнике.

Для вулканокластических образований новоград-волинской толщи характерна ритмичная слоистость, выраженная в чередовании пирокластического материала разной зернистости. В каждом ритме нижний элемент является более грубозернистым; кверху размер зерен постепенно уменьшается и самый верхний элемент ритма обычно имеет тонкозернистое сложение и более темную окраску. Среди туффитов и диабазовых метапорфиров встречаются вулканогенные бомбы и лапилли до 20 см в диаметре.

В связи с тем что супракрустальные породы клесовской серии наблюдаются лишь в виде ксенолитов или довольно крупных останцов, составить послойный разрез и получить полное представление о характере чередования пород в этой серии невозможно. А.Я.Хатунцева [188] отмечает, что в составе выделяемой ею лептитовой формации переслаиваются основные, средние и кислые метавулканыты при мощности пластово-покровных тел первых в 100–150 м, последующих — в первые десятки метров. В составе формации в резко подчиненном количестве присутствуют паропоры, представленные лептитами явно кластогенного характера, а также метапесчаниками, сланцами и гнейсами. В составе новоград-волинской толщи последние преобладают.

Вулканогенное происхождение большинства пород клесовской серии бесспорно доказывается их текстурными и структурными особенностями, химическим составом пород и слагающих их минералов [188]. Отмечаются текстуры течения лав, встречаются вулканические бомбы, специфические миндалевидные обособления, обычны порфировые структуры. Для полевых шпатов характерно секториальное двойникование, биотит отличается высокой степенью окисления железа, циркон характеризуется четкой ограниченностью кристаллов, имеющих копьевидный облик. По химическому составу различаются три группы вулканитов: кварц-кератофир-риолитовая, липарит-дацитовая и дацит-андезитовая; в составе каждой из них прослеживается феннеровский тип дифференциации.

Судя по особенностям распространения вулканитов, в пределах Осницкого блока излияния лав трещинного типа происходили на большой площади, в то время как для Новоград-Волинского блока характерен вулканизм центрального типа с развитием кольцевых вулканотектонических структур.

Метаморфизм пород клесовской серии крайне неравномерный и колеблется от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации. В условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизованы многие основные вулканиты, не преобразованные в амфиболиты, а также изредка встречающиеся хлорит-серицитовые сланцы. Наличие в лептитах силлиманита и серпофита, которые развивались по кордиериту [188], свидетельствует об условиях метаморфизма не ниже высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. По парагенезису андалузит+силлиманит определена температура метаморфизма 920–940 К и давление  $(3,5-4) \cdot 10^8$  Па. Новоград-волинская толща метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Исследованиями Н.П.Щербака и других [200] установлено, что цирконы из метапорфиров клесовской серии имеют возраст 2100–1900 млн. лет. Нижнему возрастному пределу накопления клесовской серии примерно соответствует возраст диоритов вировского типа, а верхнему — время образования гранитов осницкого комплекса.

#### 4.7. Гуляйпольская и осипенковская свиты

Осипенковская и гуляйпольская свиты выделены в пределах Приазовского геоблока, где слагают наложенные структуры, сформированные в конце раннего протерозоя и являющиеся, вероятно, фрагментами более обширных структурно-формационных зон (рис. 34).

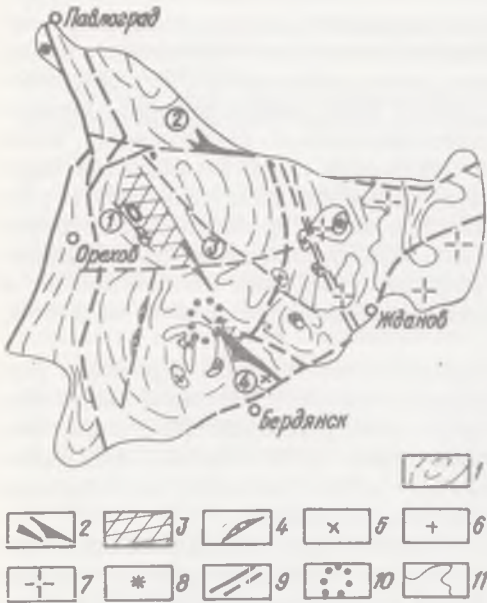


Рис. 34. Геологическая позиция "наложенных" протерозойских структур в докембрии Приазовского блока.

"Наложённые" структуры (цифры в кружках): 1 — Гуляйпольская; 2 — Федоровская; 3 — Куйбышевская; 4 — Сорокинская. Породы: 1 — мигматиты и гнейсы нижних структурных ярусов; 2 — "наложенные" структуры верхнего структурного яруса; 3 — область реконструируемой структурно-формационной зоны; 4 — массивы карбонатитового комплекса Черниговской зоны разломов; 5 — гранодиорит; 6 — гранит; 7 — граносиенит; 8 — щелочные породы; 9 — разрывные структуры; 10 — район минимальной глубины залегания поверхности М (по В.Б.Соллогубу); 11 — граница щита

Они отвечают верхнему структурному этажу. Изотопный возраст этих пород близок к 2 млрд. лет [78]. Для структур, сложенных породами осипенковской и гуляйпольской свит, характерно следующее:

1. Несогласные соотношения с нижними структурными этапами.

2. Наличие в ряде случаев метаобломочных пород в основании слагающих структурных формаций, а иногда (по данным Ю.Д.Шковыры) залегание их на метаморфизованной коре выветривания (Гуляйпольская синклиналь).

3. Более слабая по сравнению с породами рамы степень метаморфизма (как правило, эпидит-амфиболитовая фация).

4. Отсутствие или незначительное проявление ультраметаморфических процессов.

5. Значительное (от 200 до 600 млн. лет) различие возраста пород рамы и "наложенных" структур. В последних (Сорокинская и Гуляйпольская зоны), по данным А.М.Снежко и Ю.Д.Шковыры, установлены комплексы органических остатков нижнепротерозойских микрофитофоссилий, подобные таковым гданцевской свиты криворожской серии.

Наложённые структуры сохранились фрагментарно и представлены приразломными моноклиналями (Сорокинская, Куйбышевская, Федоровская, Риздвянско-Успенковская) или синклиналями (Гуляйпольская) и сложены осадочными и осадочно-вулканогенными формациями мощностью до 1,5 км. Магматические образования рассматриваемых зон развиты не повсеместно. Они представлены метабазами (амфиболитами), метасупербазитами (актинолититы, серпентиниты и др.), субщелочными кислыми и средними метасиликатами (только в Гуляйпольской синклинали), гранодиоритами, пегматитами. Связь рассматриваемых структур с явлениями рифтогенеза тем более вероятна, так как в области сочленения этих структур по данным ГСЗ фиксируется аномальный подъем поверхности Мохо до 35 км [167] и, таким образом, устанавливается типичная для рифтогенных областей сводовая конфигурация поверхности Мохо.

Представляется, что с начальными этапами рифтогенеза связано формирование терригенных и базит-гипербазитовых формаций. В стадию "закрытия" рифтогенных структур сформировались осипенковские гранодиориты и ряд пегматитовых полей. Еще позже сформировались массивы карбонатитового комплекса. Они непосредственно не связаны ни с одной из названных наложенных структур и их геологическая позиция установлена косвенно: пересечением дайками щелочно-ультраосновных пород осипенковских гранодиоритов и пегматитов [33].

Латеральные связи частных разрезов осипенковской и гуляйпольской свит установлены на сравнительно небольших расстояниях (первые километры) и только внутри одноименных структур. Остается, однако, неясным, принадлежат ли эти структуры к одной структурно-формационной зоне, или это реликты различных зон. В основе ответа на по-

ставленный вопрос лежат латеральные взаимоотношения и корреляция разрезов осипенковской и гуляйпольской свит. Как известно, в действующей стратиграфической схеме УРМСК эти свиты располагаются на одном стратиграфическом уровне, что подтверждается находками органических остатков (данные А.М.Снежко и Ю.Д.Шковыры) в верхах разрезов обеих свит. Тем не менее параллелизация этих свит спорна, так как палеофитологических данных для оценки их стратиграфического положения в пределах нижнего протерозоя пока недостаточно, а состав и строение разрезов свит отличаются друг от друга. Поэтому для сопоставления свит можно воспользоваться лишь косвенными данными. Так, можно предположить, что амфиболитсодержащей нижней части разреза осипенковской свиты отвечают многочисленные тела характерных мелкозернистых сланцеватых амфиболитов и ультрабазитов (корневые части покровов?, дайки), вблизи юго-западного крыла Гуляйпольской синклинали, а также пачки этих пород и сланцев в Куйбышевской моноклинали. Поскольку в верхней части разреза осипенковской свиты отсутствуют metabазиты (амфиболиты), то можно предполагать параллелизацию с гуляйпольской свитой только этой части разреза осипенковской свиты.

Корреляция свит и структурное положение участков их развития подтверждают, что Гуляйпольская синклиналь является фрагментом центральной части структурно-формационной зоны, а Сорокинская и Куйбышевская моноклинали отвечают соответственно ее восточному и западному флангам на уровне современного эрозионного среза. Судя по латеральной смене глубоководных фаций осадков мелководными в Гуляйпольской и Сорокинской структурах, обмеление бассейнов, соответствующих этим структурам, происходило навстречу друг другу, к центру отмеченного выше предполагаемого свода. Поэтому реконструируемую структурно-формационную зону северо-западного простирания можно условно разделить на две ветви: северную (Гуляйпольскую) и южную (Сорокинскую). Для северной ветви этой зоны фациальные изменения осадков зафиксированы сменной сланцевых разрезов нижней подсвиты (иногда содержащих и железисто-кремнистые отложения) метапесчаниковыми с северо-запада на юго-восток, а также уменьшением в этом же направлении мощностей железистых кварцитов. В Сорокинской моноклинали сравнительно глубоководные карбонатные фации юга структуры (Садовый участок) сменяются к северу песчано-глинистыми (разрезы по р. Берда) (рис.35).

Предлагаемый вариант корреляции свит и реконструкции структурно-формационной зоны объясняет и различия в региональном метаморфизме свит (в условиях эпидот-амфиболитовой фации). Слабее метаморфизованы породы в разрезах центра структуры (гуляйпольская свита), степень метаморфизма не превышает андалузит-биотит-ставролитовой субфации, а более (силлиманит-биотит-ставролитовая субфация) — на флангах (осипенковская свита). Наконец, можно отметить общность истории развития ветвей структурно-формационной зоны и на этапах ее закрытия, выражающуюся в подобии структурной позиции и состава магматизма. Так, в Сорокинской моноклинали гранодиориты, прорывающие низы разреза осипенковской свиты, приурочены к надвинутому крылу западного фланга структуры. Аналогична геологическая позиция протерозойских гранодиоритов и гранитов, установленных к юго-западу от Гуляйпольской синклинали [194]. Они располагаются у западного ограничения северной ветви реконструируемой структурно-формационной зоны и содержат останцы и ксенолиты ультрабазитов и амфиболитов, сопоставляемых с низами разреза осипенковской свиты. Эти данные, а также асимметричное строение Гуляйпольской синклинали, западное крыло которой круче восточного, позволяют считать западную, прибортовую часть фланга северной ветви приподнятой и надвинутой на ее центральные части.

#### 4.7.1. ГУЛЯЙПОЛЬСКАЯ СВИТА

Гуляйпольская свита известна только в одноименной брахисинклинали. По данным Ю.Д.Шковыры, к югу от нее картировочным бурением установлен ряд эрозионных останцов, состав пород которых подобен нижней подсвите гуляйпольской свиты.

Гуляйпольская структура была выявлена в начале 1950-х гг. при разбуривании магнитной аномалии. Стратификация слагающих ее пород в разное время проводилась Г.В.Жуковым и А.А.Настенко [25], Ю.Д.Шковырой, М.В.Миткеевым, А.Т.Семиренко [194]. Выделенная Г.В.Жуковым и А.А.Настенко гуляйпольская серия расчленялась на три свиты, отличающиеся составом: нижнюю и верхнюю метапесчаниково-сланцевые и среднюю — же-

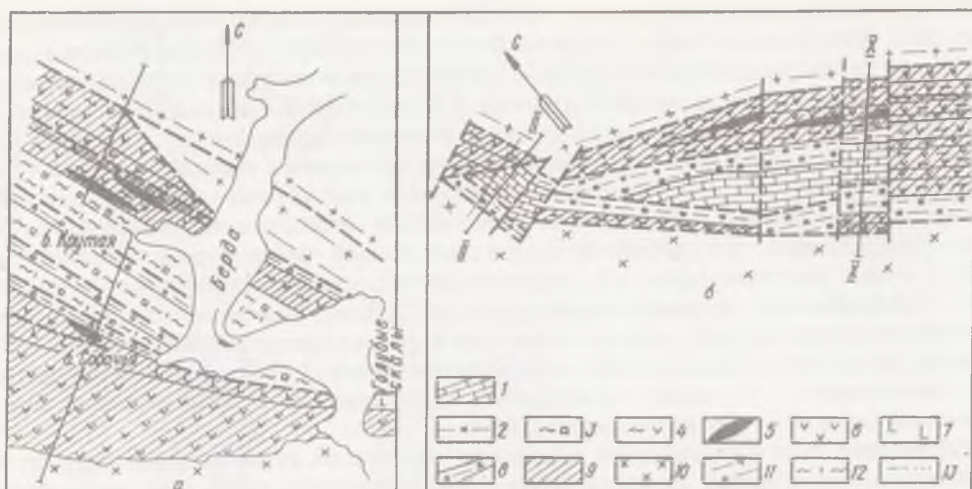


Рис 35. Схемы геологического строения участков Сорокинской моноклинали: а – Долина р. Берды, б – Садовый.

*Осипенковская свита:* 1 – мрамор; 2 сланец и кварцито-сланцы графитосодержащие, биотитовые и двуслюдяные, реже высокоглиноземистые; 3 – гнейсы высокоглиноземистые и двуслюдяные; 4 – переслаивание биотитовых, двуслюдяных и высокоглиноземистых гнейсов с амфиболсодержащими гнейсами и амфиболитами; 5 – кварцит железистый; 6 – амфиболит; 7 – метаультрабазит; 8 – гнейс "карандашный" с проблематичными обломочными структурами; 9 – отложения нижней подсвиты; 10 – гранодиорит осипенковский; 11 – гнейсо-мигматит рамы; 12 – гнейсы серицитовые, двуслюдяные; 13 – кварцито-сланцы графитосодержащие, биотитовые и биотит-кордиеритовые

лезистых кварцитов. Авторы схем были единодушны как в определении раннепротерозойского возраста рассматриваемых свит, так и корреляции их частично либо полностью с криворожской серией. Существенное отличие рассмотренных схем состоит в оценке взаимоотношений гуляйпольской свиты (серии) с вмещающими гранитоидами. Г.В.Жуков и А.А.Настенко допускали активное влияние гранитоидов на породы, слагающие брахисинклиналь. По данным Ю.Д.Шковеры, М.В.Миткеева и А.Т.Семиренко, гуляйпольская свита залегает на размытой поверхности гранитоидов со следами метаморфизованной коры выветривания. При этом возраст подстилающих плагиогранитов по изотопно-свинцовому методу составляет 2,8 млрд. лет, а по калий-аргоновому биотитов из метаморфических пород свиты – 2–2,1 млрд. лет. Эти наблюдения и легли в основу положения свиты в современной схеме УРМСК. Существуют и другие представления о стратиграфическом положении гуляйпольской свиты. Ее считают архейской и относят к западноприазовской (в понимании Г.В.Жукова) серии, помещая выше разрезов западноприазовских железорудных месторождений, но ниже осипенковской свиты и толщ Мариупольского железорудного месторождения [61].

В последние годы в связи с разведкой Гуляйпольского месторождения и геологическими работами в Северном Приазовье появились новые данные, позволяющие детализировать состав гуляйпольской свиты. В нижней и средней ее частях были обнаружены мощные (до 70 м) пакки субщелочных метаэффузивов кислого и среднего состава [33]. Установлена также латеральная смена метавулканитов железисто-кремнистыми образованиями. Состав и содержание микроэлементов в железистых кварцитах позволяют считать железорудные отложения гуляйпольской свиты осадочно-вулканогенными и определить их формационный тип как лептит-порфировый.

В верхней подсвите было установлено широкое развитие флишоидов с часто встречающимися неизвестными ранее минеральными ассоциациями в цементе кварцевых метапесчаников: кварц+хлорит+мусковит+гранат+биотит+кордиерит (?). Вероятно, такие метапесчаники ранее считались кварц-полевошпатовыми. Приведенные минеральные ассоциации неравновесны и, по-видимому, характеризуют незавершенные реакции перехода от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фазии метаморфизма. Этим метаморфизм верхней части разреза отличается от нижней, где распространены парагенезисы мусковит-андалузит-ставролитовой субфазии эпидот-амфиболитовой фазии метаморфизма.

Эти данные не повлияли на первоначальное стратиграфическое расчленение свиты. Как и прежде, она подразделяется на три подсвиты общей мощностью около 1,5 км. Контакты

между подсвитами постепенные, через переходные пачки, содержащие характерные породы контактирующих подсвит. Условно границы нижней и верхней подсвит со средней устанавливаются по появлению или исчезновению железисто-кремнистых образований. Имеются, однако, и исключения; так, в северо-западной части структуры установлен пласт железистых пород, залегающих среди отложений нижней подсвиты.

Нижняя подсвита мощностью от 50 до 250 м представлена чередованием пластов высокоглиноземистых кварцсодержащих сланцев (мусковитовых, двуслюдяных, андалузит-ставролитовых и др.), кварцитов и кварцито-сланцев. Отмечаются как существенно сланцевые, так и существенно кварцитовые разрезы; последние обычно меньшей мощности. Наиболее полные разрезы подсвиты установлены в северо-западной части структуры. Здесь сланцы зачастую располагаются в средней части подсвиты, подстилаясь и перекрываясь серицитовыми и двуслюдяными кварцитами. При этом в кварцитах низов разреза местами обнаруживаются реликты бластопсаммитовых структур. В одном случае (скв. 633) в верхней части разреза подсвиты установлена пачка лептитовых микрогнейсов мощностью около 6 м с хорошо выраженными реликтами многочисленных порфировидных выделений плагиоклаза. Лептитоподобные породы неоднократно отмечались непосредственно под метаморфитами подсвиты (скв. 620) и среди гранитоидов основания (скв. 552, 612). По химическому составу лептитовые микрогнейсы обычно соответствуют трахиандезитам.

Средняя подсвита мощностью от 100–200 до 450 м представлена главным образом силикатно (куммингтонит, биотит)-магнетитовыми карбонатсодержащими кварцитами переменного состава ( $Fe_{\text{магн}} = 12\text{--}20\%$ ). В нижней и верхней частях разреза выделяются переходные пачки. Нижняя переходная пачка (мощность 2–10 м) представлена тонким чередованием биотит-куммингтонитовых или магнетит-биотит-куммингтонитовых кварцитов ( $Fe_{\text{магн}} = 0\text{--}4\%$ ) с гранат-биотит-хлоритовыми кварцито-сланцами с переменным соотношением минералов вплоть до существенно гранатовых разновидностей.

Средняя, собственно железисто-кварцитовая пачка мощностью от 50 до 400 м сложена железистыми кварцитами разной степени дифференцированности: тонко- и широкополосчатыми, реже массивными. Закономерности их распределения в разрезе не установлены. Предварительно намечается тенденция приуроченности наиболее дифференцированных разностей к средним частям разреза пачки, а существенно куммингтонитовых разностей (куммингтонита до 60 %) — к нижней части. Среди железисто-кремнистых образований средней подсвиты широко распространены лептитовые микрогнейсы, наблюдаемые на разных стратиграфических уровнях (рис. 36) и приуроченные главным образом к северо-восточному (скв. 618, 625, 615, 628, 636, 624, 633) и реже к юго-восточному (скв. 648, 697) крыльям синклинали. Они представлены либо мощными слоями (до 75 м), либо сериями маломощных (5–50 см) прослоев, чередующихся с вмещающими магнетит-биотит-куммингтонитовыми или магнетит-куммингтонитовыми кварцитами. Среди лептитовых микрогнейсов встречаются образования с бластопорфировыми структурами (порфиroidы) и сливные разности (геллефлинты), химический состав которых близок трахидацитам. Примерно на одном стратиграфическом уровне с ними, но на значительном удалении по латерали (1–1,5 км) отмечаются пачки микроклинсодержащих биотитовых кварцито-сланцев с порфиробластическими выделениями магнетита; мощность этих пачек 0,5–3 м. В верхней переходной части подсвиты мощностью 30–150 м широко развиты биотитовые и микроклин-биотитовые сланцы и кварцито-сланцы, содержащие до 15 % порфиробластических выделений магнетита размером 0,5–1,5 мм, группирующихся обычно в пределах мезослоев. Мощность переходной сланцевой пачки находится в прямой зависимости от распространенности вулканитов. Так, на участках наиболее широкого развития вулканитов (пр. 6+600, скв. 633) она достигает 100 м, в то время как на участках, не содержащих вулканитов, падает до 30 м.

Верхняя подсвита (мощность 999 м) делится на две части: существенно сланцевую (396 м) и сланцево-метапесчаниковую (603 м). Сланцы верхней части, как и сланцы верхов разреза средней подсвиты, имеют кварц-биотитовый состав, но отличаются присутствием графита и кордиерита, а также составом биотита. В средней подсвите биотит зеленый (вероятно, за счет окисного железа), а в верхней — коричневый. Сланцевая часть разреза подсвиты монотонна, и выделяемые слои или пачки отличаются друг от друга по второстепенным признакам: содержанию граната, ставролита, проблематичной кластике и т.д. Верхнюю часть разреза можно определить как флишоидную. Степень ритмичности рассматриваемой толщи растет снизу вверх. В том же направлении увеличивается и зернистость

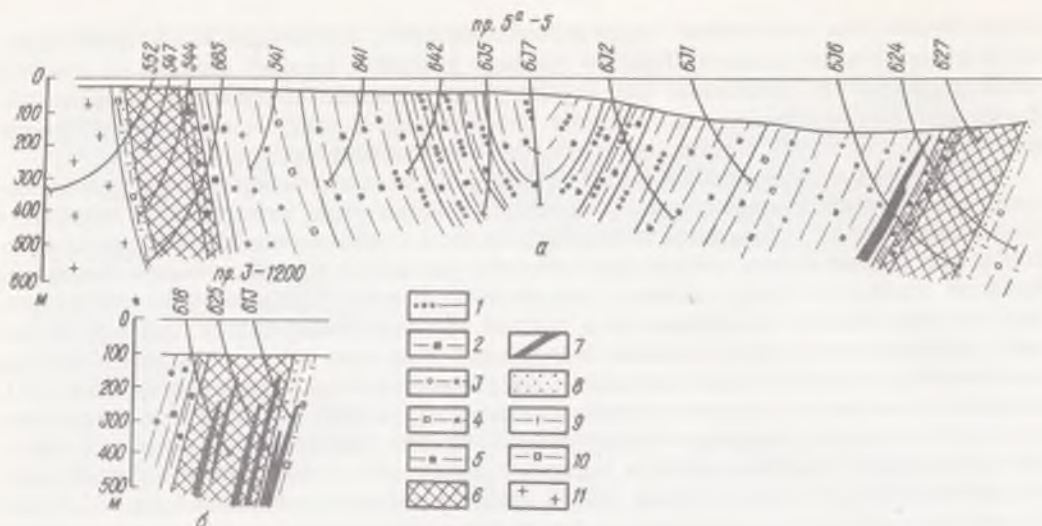


Рис. 36. Схематизированные поперечные разрезы через Гуляйпольскую синклираль (а) и ее северо-восточное крыло (б) (по данным Белозерской ГРЭ и авторов).

**Породы:** 1 – кварцито-сланцы графитосодержащие, биотитовые, иногда биотит-кордиеритовые, с blastsпсаммитовыми структурами; 2 – сланцы черные графитосодержащие биотитовые, местами кордиерит-биотитовые; 3 – сланцы гранат-биотитовые до биотитовых гранатитов, иногда куммингтонитсодержащие; 4 – сланцы ставролит-гранат-биотитовые порфиробластические, иногда кордиеритсодержащие; 5 – сланец биотитовый с порфиробластами магнетита; 6 – кварциты железистые биотит-куммингтонит-магнетитовые, иногда карбонатсодержащие; 7 – метавулканит нерасчлененный; 8 – кварциты двуслюдяные, местами с метасаммитовыми структурами; 9 – сланцы серицитовые и двуслюдяные; 10 – сланец ставролит-андалузит-двуслюдяной порфиробластический; 11 – гранитоид и гнейсо-мигматиты.

кварцито-сланцев (метапесчаников), как правило, содержащих реликты обломочных структур.

Наиболее полно разрез гуляйпольской свиты вскрыт разведочным профилем 5 (рис. 36), пересекающим центральную часть синклинали (приведен разрез северо-восточного крыла структуры). Для более полной характеристики положения в разрезе метавулканитов дополнительно представлен разрез по профилю 3–1200, где они распространены наиболее широко. Разрез начинается с отложений нижней подсвиты (снизу вверх):

1. Сланец мелкозернистый, графитосодержащий, двуслюдяной, с порфиробластами ставролита и андалузита, переслаивающийся с маломощными (0,5–2 м) прослоями двуслюдяного кварцита (эта и другие разновидности сланцев содержат кварц в переменных количествах) – 96 м.
2. Кварцит биотитовый, мелкозернистый, с реликтами псаммитовой структуры, содержит тонкие (10–50 см) прослои двуслюдяного, иногда кордиеритсодержащего сланца – 36 м.

Средняя подсвита:

3. Тонкое переслаивание хлорит-ставролит-биотитовых кварцито-сланцев и безрудных биотит-куммингтонитовых кварцитов – 8 м.
4. Сланцы биотит-карбонат-куммингтонитовый и карбонат-биотитовый, содержащие до 10 % порфиробластов магнетита, – 2 м.
5. Кварцит мелкозернистый, куммингтонитсодержащий, с тонкими (1–2 см) прослоями магнетит-куммингтонитового состава – 4 м.
6. Сланец магнетит-биотит-карбонат-куммингтонитовый – 2 м.
7. Кварцит широкополосчатый, магнетит-куммингтонитовый – 33 м.
8. Кварцит неяснополосчатый до массивного, микроклин-биотит-куммингтонит-магнетитовый; куммингтонит замещается рибекитом – 3 м.
9. Кварцит широкополосчатый, биотит-магнетит-куммингтонитовый – 15 м.
10. Кварцит массивный, микроклин-биотит-рибекит-магнетитовый – 8 м.
11. Кварцит широкополосчатый, биотит-куммингтонит-магнетитовый – 50 м.
12. Кварцит неяснополосчатый до массивного, малорудный, биотит-магнетит-куммингтонитовый, с редкими маломощными прослоями (10–20 см) магнетит-карбонат-биотитового кварцито-сланца – 34 м.
13. Сланец магнетит-карбонат-куммингтонит-биотитовый, сильно перемятый, с тонкими прослоями кварцито-сланца биотит-микроклинового и кварцита малорудного карбонат-биотит-куммингтонитового – 6 м.
14. Микрогнейс лептитовый (метавулканит) – 3 м.

15. Кварцито-сланцы биотит-микроклиновыи и микроклин-биотитовыи, тонкополосчатые, с редкими маломощными прослоями кварцита мелкозернистого, карбонат-куммингтонитового, малорудного — 12 м.

16. Сланец магнетит-биотитовый, тонкозернистый, с маломощными линзовидными прослоями белого безрудного кварцита — 10 м.

#### Верхняя подсвита:

17. Сланец графит-биотит-кордиеритовый (?), с редкими линзами (до 20 см) безрудного мелкозернистого кварцита, часто окаймленными скоплениями граната — 15 м.

18. Микрогнейс лепитовый, мелкозернистый — 12 м.

19. Сланец биотит-кордиеритовый (?), с грагатом — 62 м.

20. Сланец биотит-кордиеритовый (?), с редкими линзовидными прослоями белого кварцита — 27 м.

21. Сланец графит-биотит-кордиеритовый, с гранатом — 15 м.

22. Сланец гранат-куммингтонитовый, неоднородный по составу, вплоть до почти мономинерального гранатового и куммингтонитового с сульфидами — 20 м.

23. Сланец биотит-гранатовый и гранатит — 4 м.

24. Сланец графит-биотит-кордиеритовый (?), гранатсодержащий, с рассеянной сульфидной минерализацией — 13 м.

25. Сланец узловатый, графит-биотит-кордиеритовый, с порфиробластами граната и ставролита — 30 м.

26. Кварцито-сланец амфибол- и хлоритсодержащий, двуслюдяно-кордиеритовый, мелко- и среднезернистый, с подчиненными прослоями сланца графит-биотит-кордиеритового; рассеянная вкрапленность сульфидов — 65 м.

27. Сланец графит-серицит-биотит-кордиеритовый, с рассеянной вкрапленностью сульфидов — 15 м.

28. Сланец графит-гранат-биотит-кордиеритовый, тонкозернистый, с редкими маломощными прослоями среднезернистого и крупнозернистого кварцито-сланца биотит-кордиеритового — 40 м.

29. Кварцито-сланец серицит-биотит-кордиеритовый, средне- и крупнозернистый — 5 м.

30. Кварцито-сланец биотит-кордиеритовый, с прослоями сланца графит-биотит-кордиеритового — 70 м.

31. Переслаивание кварцито-сланцев двуслюдяно-кордиеритовых и сланцев графит-биотит-кордиеритовых, содержащих единичные порфиробласты граната — 104 м.

32. Частое чередование кварцито-сланцев средне- и крупнозернистых двуслюдяно-кордиеритовых и сланцев графит-биотит-кордиеритовых. Отмечаются ритмы мощностью 0,5–1,5 м — 7 м.

33. Пачка переслаивающихся сланцев и кварцито-сланцев — 30 м. В основании (5 м) — сланцы хлорит-биотит-гранат-амфиболовые, чередующиеся с хлоритовыми гранатитами. Средняя часть пачки (15 м) — сланцы (преобладают) и кварцито-сланцы графит-серицит-биотит-кордиеритовые. Верхняя часть пачки (10 м) — кварцито-сланцы двуслюдяно-кордиеритовые, с тонкими прослоями графит-биотит-кордиеритовых.

34. Переслаивание сланцев и кварцито-сланцев — 27 м. Нижняя часть пачки — сланцы и кварцито-сланцы разнозернистые биотит-кордиерит-амфиболовые и биотит-амфибол-кордиерит-гранатовые. Средняя часть пачки (15 м) — сланцы мелкозернистые, графит-биотит-кордиеритовые, с подчиненными прослоями среднезернистых кварцито-сланцев биотит-кордиеритовых, роль которых возрастает вверх по разрезу. Завершают пачку (10 м) кварцито-сланцы крупнозернистые с подчиненными маломощными прослоями сланцев мелкозернистых, графит-биотит-кордиеритовых.

35. Пачка переслаивающихся кварцито-сланцев и сланцев — 33 м. Нижняя часть пачки (8 м) представлена частым чередованием мелко- и среднезернистых, биотит-гранат-амфиболовых сланцев, биотит-хлоритовых гранатитов со сланцем биотит-кордиеритовым и кварцито-сланцами. Средняя часть пачки (15 м) сложена в равных соотношениях сланцами и кварцито-сланцами графит-биотит-кордиеритового состава. Верхняя часть пачки (10 м) содержит преимущественно сланцы средне- и крупнозернистые, биотит-кордиеритовые, с редкими, тонкими прослоями сланцев графит-биотит-кордиеритовых.

36. Переслаивание сланцев и кварцито-сланцев; обнаруживается общая тенденция к увеличению зернистости вверх по разрезу — 117 м. В низах пачки (12 м) сланцы мелкозернистые, графит-биотит-кордиеритовые, с маломощными прослоями гранат-амфиболовых в нижней части. Средняя часть пачки (81 м) представлена переслаиванием мелкозернистых черных сланцев и кварцито-сланцев средне- и крупнозернистых, биотит-кордиеритового состава, с увеличением вверх по разрезу роли крупнозернистых прослоев. Верхняя часть пачки (15 м) — кварцито-сланцы крупнозернистые, биотит-кордиеритовые, с подчиненными прослоями мелкозернистых сланцев того же состава.

37. Переслаивание (слоями 2–5 см) сланцев мелкозернистых, черных, графит-биотит-кордиеритовых и кварцито-сланцев средне- и крупнозернистых, биотит-кордиеритовых — 35 м.

Суммарная мощность верхней подсвиты составляет 999 м. Несколько другой разрез гуляйпольской свиты наблюдается по профилю 3–1200 (снизу вверх):

1. Сланцы мелкозернистые, двуслюдяные, с мелкими порфиробластами ставролита и андалузита, содержащие в нижней части слоя пропласток лепитовых микрогнейсов (около 0,5 м). Контакты сланцев с микрогнейсами резкие — 8 м.

2. Микрогнейсы лепитовые (геллефлинты); в верхней части слоя отмечается переслаивание их с метасланцами мелкозернистыми, серицит-микроклин-кварцевыми — 7 м.

3. Кварциты мелко- и среднезернистые, гранат-биотит-серицитовые, с реликтами псаммитовой структуры — 6 м.
4. Микрогнейсы лептитовые; нижняя часть пласта представлена порфиroidом, верхняя — геллефлинтом — 3 м.
5. Тонкое переслаивание кварцитов мелкозернистых, безрудных, куммингтонитсодержащих и кварцито-сланцев тонкозернистых, куммингтонит-биотитовых, с порфиробластами магнетита (до 5%) — 3 м.
6. Кварциты мелкозернистые, слабо дифференцированные, биотит-карбонат-магнетит-куммингтонитовые — 8 м.
7. Микрогнейсы лептитовые (порфиroidы с четкими структурами) — 5 м.
8. Кварциты мелкозернистые, недифференцированные, биотит-куммингтонит-карбонат-магнетитовые — 2 м.
9. Микрогнейсы лептитовые (порфиroidы) — 2 м.
10. Кварциты брекчированные, биотит-куммингтонит-магнетитовые — 1,5 м.
11. Гнейсы лептитовые (порфиroidы); отмечаются редкие прослои кварцитов биотит-куммингтонит-магнетитовых (10–15 см) — 8 м.
12. Кварциты мелкозернистые, слабо дифференцированные, биотит-куммингтонит-карбонат-магнетитовые — 7 м.
13. Микрогнейсы лептитовые (порфиroidы) — 1,5 м.
14. Кварциты мелкозернистые, дифференцированные, биотит-куммингтонит-карбонат-магнетитовые; в нижней части слоя — широкополосчатые, в верхней — тонкополосчатые — 7 м.
15. Кварциты слабо дифференцированные, тонкополосчатые, мелкозернистые, биотит-куммингтонит-карбонат-магнетитовые — 23 м.
16. Кварциты мелкозернистые, слабо дифференцированные, тонко- и неяснополосчатые, биотит-карбонат-куммингтонит-магнетитовые — 27 м.
17. Кварциты мелкозернистые, дифференцированные, широкополосчатые, карбонат-биотит-куммингтонит-магнетитовые — 10 м.
18. Микрогнейсы лептитовые трахидацитового состава (чередование порфиroidов и геллефлинты) — 35 м.
19. Кварциты брекчированные и окварцованные, неполосчатые, биотит-карбонат-куммингтонит-магнетитовые — 8 м.
20. Микрогнейсы лептитовые (порфиroidы и геллефлинты) — 11 м.
21. Кварциты мелкозернистые, дифференцированные, широкополосчатые, биотит-карбонат-магнетит-куммингтонитовые — 14 м.
22. Кварциты слабо дифференцированные, неяснополосчатые, мелкозернистые, биотит-карбонат-куммингтонитовые — 18 м.
23. Переслаивание кварцитов мелкозернистых, малорудных и безрудных, куммингтонитсодержащих и кварцито-сланцев мелкозернистых, зеленовато-черных, микроклин-биотитовых, с порфиробластами магнетита — 4 м.
24. Сланцы мелкозернистые, зеленовато-черные и кварцито-сланцы среднезернистые, карбонат-микроклин-биотитового состава, с порфиробластическим магнетитом; отмечаются реликтовые обломочные структуры — 7 м.
25. Сланцы тонкозернистые, зеленовато-черные, микроклин-карбонат-биотитовые, с порфиробластами магнетита, чередующиеся с линзовидными прослоями кварцитов белых, мелкозернистых, безрудных — 16 м.

Суммарная мощность по этому разрезу нижней подсвиты (слои 1–4) составляет 24 м, средней подсвиты (слои 5–25) — 218 м. Выше залегают сланцы тонкозернистые, черные, гранатсодержащие, графит-биотит-кордиеритовые, относимые к верхней подсвите гуляйпольской свиты. Судя по составу свиты, накопление первичных осадков происходило, вероятно, в эпиконтинентальном бассейне переменной солёности: от пресноводной до морской (средняя и верхняя подсвиты). Строение разреза свиты в целом отражает два макроритма седиментации: трансгрессивный, характеризующий этап заложения и максимального углубления бассейна (нижняя и средняя подсвиты), и регрессивный, отвечающий этапу его постепенного обмеления (верхняя подсвита). Реликты первичных литологических признаков пород нижней и верхней подсвиты (обломочные структуры, градиционная слоистость, ритмичность, а также состав и петрохимические особенности) определяют главные типы пород этих частей разреза гуляйпольской свиты как кварцевые пески и каолинитовые и иллитовые глины. Песчано-глинистые отложения верхней подсвиты отличаются повышенным содержанием железа, углерода и серы (черные пиритсодержащие графит-биотитовые сланцы). В переходных к средней подсвите частях разреза отмечаются, вероятно, и существенно хемогенные кремнистые и кремнисто-карбонатные осадки (куммингтонитовые кварциты и кварцито-сланцы). Хемогенная природа предполагается у железисто-кремнистых осадков средней подсвиты. Выше уже были определены геологические и геохимические связи железисто-кремнистых образований и метавулканитов.

Осипенковская свита слагает Сорокинскую, Куйбышевскую, Федоровскую и, возможно, Риздвянско-Успенговскую "наложенные" структуры и характеризуется пестрым и изменчивым по латерали составом, а также переменной мощностью. Максимальная мощность свиты (около 2 км) установлена в Сорокинской и Федоровской структурах. Возможно, она преувеличена, по крайней мере для Сорокинской моноклинали вариант сдвоенного разреза с опрокинутым залеганием пачек висячего крыла структуры весьма вероятен и специально рассматривается ниже. Стратификация свиты также проблематична и зависит от расшифровки пликативных и дизъюнктивных дислокаций в названных структурах. Известные контакты свиты с подстилающими образованиями тектонические. Однако присутствие в ряде случаев метаобломочных образований в низах разреза свиты позволяет предполагать залегание ее со структурным несогласием. В разрезе свиты наиболее широко распространены высокоглиноземистые (ставролит-, андалузит-, кордиерит- реже силлиманитсодержащие) и двуслюдяные кристаллические сланцы. По составу свиту можно разделить на две части (подсвиты). В нижней подсвите (максимальная мощность до 0,7 км) широко представлены "зеленые сланцы", амфиболсодержащие гнейсы, амфиболиты и метаультрабазиты. Отмечаются также маломощные пласты железистых кварцитов, достигающие в северо-западной части Сорокинской моноклинали (Андреевские магнитные аномалии) и на западе Федоровской структуры 60–70 м. В разрезе верхней подсвиты кроме высокоглиноземистых гнейсов и сланцев распространены мраморы и графитсодержащие гнейсы.

Как известно [62], для осипенковской свиты характерно сравнительно широкое распространение метаобломочных пород, обнаруженных главным образом в верхней подсвите Сорокинской моноклинали. Однако роль этих пород (особенно грубообломочных) часто преувеличивается за счет многочисленных тектонитов. Характер залегания верхней подсвиты, судя по метаобломочным породам в ее основании, по-видимому, трангрессивный и, возможно, несогласный. Последнее предположение основано на наблюдениях в обнаженной части Сорокинской моноклинали (район балки Собачьей), где к базальному горизонту верхней подсвиты примыкают различные образования нижней подсвиты – метаультрабазиты, "зеленые сланцы", железистые кварциты. Правда, достоверность таких наблюдений в интенсивно сжатой, чешуйчатой (?) моноклинали вблизи шва надвига спорна. Тем не менее можно считать, что предполагаемое несогласие является структурным, поскольку время накопления подсвит разделено внедрением осипенковских гранодиоритов, имеющих, по данным Г.В.Артемченко, архейский возраст. Правда, предположению о столь длительном перерыве в осадконакоплении подсвит противоречат однотипность метаморфизма (в условиях силлиманит-ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации) низов и верхов разреза свиты и одинаковый возраст метаморфических пород и гранодиоритов [78].

Самостоятельное стратиграфическое подразделение, отвечающее современному объему осипенковской свиты, было выделено в 1968 г. под названием бердянской толщи [62], а в начале 1970-х гг. эта толща под названием осипенковской свиты по предложению геологов треста Артемгеология была введена в стратиграфические схемы УРМСК как нижнепротерозойская. В последней схеме УРМСК она вместе с гуляйпольской свитой венчает разрез докембрия Приазовского блока. Существуют и другие варианты стратиграфического положения осипенковской свиты. Соответствующие ей стратиграфические подразделения коррелируются с конкско-верховцевской [90] или западноприазовской [60] сериями архея. Однако в последние годы в графитсодержащих породах верхней подсвиты Сорокинской моноклинали (Садовый участок) А.М.Снежко были установлены микрофитофоссилии, подобные таковым гданцевской свиты криворожской серии, определяющие нижнепротерозойский возраст по крайней мере верхней подсвиты.

В Сорокинской моноклинали осипенковская свита выделена сравнительно недавно, несмотря на хорошую обнаженность. Основным препятствием этому послужило, по-видимому, широкое развитие среди пород моноклинали тектонитов, в связи с чем породы свиты воспринимались как рассланцованные разности вмещающих гнейсов нижнего структурного яруса. В разных частях и с различными целями породы этой структуры изучали И.С.Усенко, Г.Л.Кравченко, К.А.Поправко, Т.Ф.Шелудько, Р.Н.Довгань, Г.Г.Коньков, Л.Ф.Лавриненко, Д.Ш.Розенберг и др. В 1968 г. Г.В.Жуков и Е.Б.Глевасский при изучении обнажений по берегам Бердянского водохранилища между селами Осипенко и Радио-

новка впервые установили приуроченность к Сорокинской зоне разломов мощной терригенной формации, выше<sup>2</sup> которой залегает пачка зеленых сланцев и амфиболитов с прослоями железистых кварцитов. После обнаружения аналогичных пород (сланцев, метагравелитов) значительно севернее (район Андреевских магнитных аномалий), на простирании той же зоны разломов, эти толщи вместе с продуктивной пачкой железисто-кремнистых пород и амфиболитов Андреевского железорудного месторождения были объединены в одну толщу и коррелировались с криворожской серией [31]. Работами Приазовской ГРЭ примерно в эти же годы район распространения осипенковской свиты был расширен значительно к югу.

Толща пород, объединяемая сейчас в осипенковскую свиту, простирается с юго-востока от побережья Азовского моря на северо-запад (300–330°) до Андреевских магнитных аномалий на расстояние около 40 км (рис. 37). Падение пород свиты крутое (65–90°) и

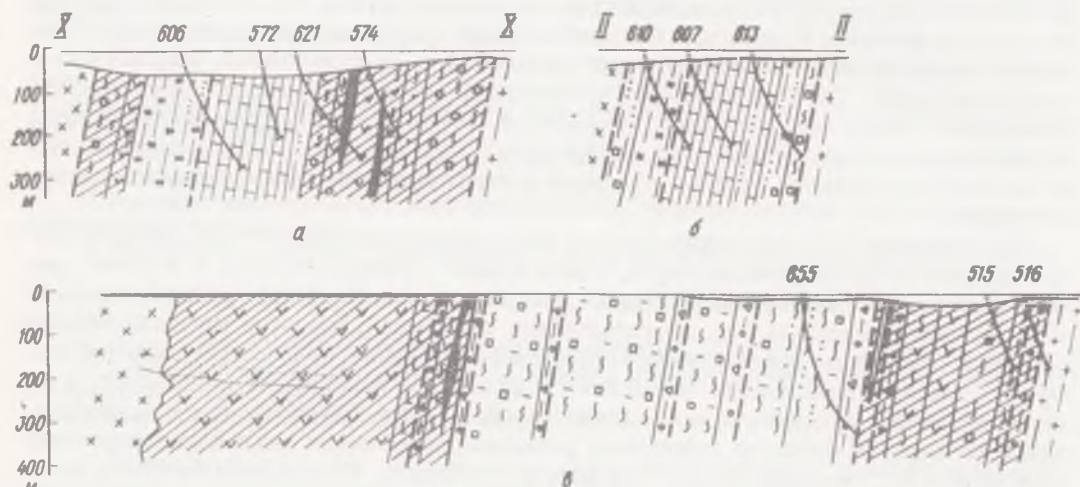


Рис. 37. Разрезы осипенковской свиты: а, б — Садовый участок; в — правобережье р. Берды. Условные обозначения см. на рис. 35

только юго-западное, пласты и пачки метаморфитов линзуются, характерны ориентированные динамоструктуры (даже роговые обманки в амфиболитах субпараллельны), часты швы тектонитов и породы типа "карандашных гнейсов". В тектонитах отмечаются неравновесные парагенезисы диафторитов до зеленосланцевой фации метаморфизма на фоне максимума регионального метаморфизма в пределах силлиманит-ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации. Эти данные, а также тектонические ограничения зоны распространения осипенковской свиты определяют структуру, сложенную этой свитой, как приразломную моноклинали, вероятно, чешуйчатого строения. В юго-восточной части моноклинали устанавливается симметрия в составе слагающих ее пород: и висячем и в лежащем крыльях структуры картируются пачки, в которых широко представлены амфиболиты, метаультрабазиты, амфиболсодержащие гнейсы и зеленые сланцы с подчиненными прослоями железистых кварцитов. Симметричное строение обнаруживается и в средней части разреза моноклинали. Разрез свиты по простиранию моноклинали не устойчив. Для юга структуры (Садовый участок) характерны мраморы и графитсодержащие породы, сменяющиеся к северу в районе, примыкающем к р. Берда, высокоглиноземистыми гнейсами и метаобломочными породами. Севернее, в центре и краевых частях структуры развиты породы, характерные для фланговых участков южной половины моноклинали (рис. 38).

Латеральные изменения состава пород, слагающих моноклинали, объясняются фациальной сменой разреза свиты по простиранию структуры: сравнительно глубоководные карбонатные фации верхней части разреза (Садовый участок) переходят в мелководные (песчано-глинистые реже грубообломочные) фации участков правобережья р. Берда и почти полностью выклиниваются в северной части моноклинали, где свита представлена в основном своей нижней частью. Однако такая интерпретация латеральной неустойчивости разреза осипенковской свиты в столь тектонически напряженной структуре, как приразлом-

<sup>2</sup>Здесь это залегание трактуется как опрокинутое

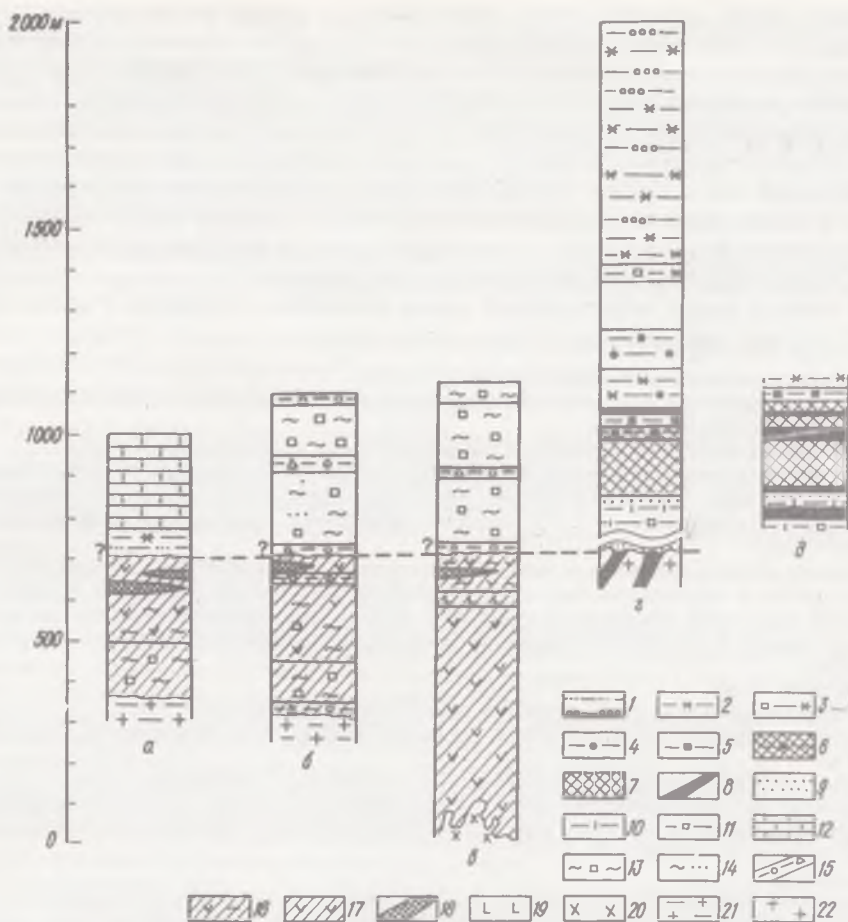


Рис. 38. Корреляция разрезов осипенковской и гуляйпольской свит.

**Осипенковская свита:** а – Садовый участок, северо-восточное (нормальное) крыло; б – правобережье р. Берда, северо-восточное (нормальное) крыло; в – там же, юго-западное (опрокинутое) крыло; **гуляйпольская свита:** г – Гуляйпольская синклиналь, северо-восточное крыло, пр. 5, скв. 552; д – там же, пр. 3 – 1200. **Породы:** 1 – кварцито-сланцы мелко- и среднезернистые графитсодержащие, биотитовые и биотит-кордиеритовые с blastopasammitovymi структурами; 2 – сланцы черные графитсодержащие, ставролит-биотитовые порфиробластические, иногда кордиеритсодержащие; 3 – сланцы черные графитсодержащие, ставролит-биотитовые порфиробластические, иногда кордиеритсодержащие; 4 – сланец гранат-биотитовый, гранатит биотитовый, иногда с куммингтонитом; 5 – сланец биотитовый с порфиробластами магнетита; 6 – переслаивание сланца биотитового с порфиробластами магнетита и кварцита железистого магнетит-кумингтонитового; 7 – кварцит железистый куммингтонит-магнетитовый; 8 – метавулканит; 9 – кварцит двуслюдяной с blastopasammitovymi структурами; 10 – сланцы серицитовые и двуслюдяные; 11 – сланец ставролит-андалузит-двуслюдяной порфиробластический; 12 – мрамор и калцифир; 13 – гнейсы двуслюдяные и высокоглиноземистые порфиробластические; 14 – гнейс двуслюдяной с blastopasammitovymi структурами; 15 – гнейс "карандашный" с проблематичными метагрубообломочными структурами; 16 – переслаивание гнейсов биотитовых, двуслюдяных, высокоглиноземистых с амфиболовыми и амфиболитом; 17 – кварцит пироксен-амфибол-магнетитовый; 18 – амфиболит; 19 – метавулканизит; 20 – породы нижней подсвиты осипенковской свиты; 21 – гранодиорит осипенковский; 22 – гранитоид и гнейсо-мigmatит рамы

ная моноклираль, слишком односторонняя. Отсутствие верхней части свиты в северо-западной части структуры и уменьшение мощности ее в два или даже более раза можно объяснить и тектоническими процессами. В этой части моноклинали верхняя часть разреза могла быть либо выжата, либо погребена под надвинутыми чешуями нижней части разреза. В результате здесь произошло тектоническое наращивание разреза нижней подсвиты, а верхняя подсвита сохранилась спорадически в тектонических клиньях, главным образом в нормальном крыле моноклинали.

При любом варианте интерпретации строения моноклинали надвигание ее юго-западного крыла несомненно. Опрокинутое крыло, по-видимому, значительно приподнято. Об этом свидетельствует приуроченность к этой части структуры осипенковских гранодиори-

тов. Направление сжатия, вероятно, было субширотным, и, судя по изгибу моноклинали в районе р. Берда, сопровождалось смещениями типа левого взбросо-сдвига, переходящего в надвиг. Форма рассматриваемой моноклинали вместе с массивом осипенковских гранодиоритов подобна расширяющемуся на юго-восток клину. Можно предположить, что такая конфигурация области нижнепротерозойской складчатости и синхронного ей магматизма является результатом смыкания блоков рамы по типу "ножниц" с осью вращения вблизи северного окончания моноклинали. С этой точки зрения удовлетворительно объясняются тектоническое выклинивание моноклинали на северо-западе в районе предполагаемой оси вращения и максимальные амплитуды перемещения блоков на юге, фиксируемые широко проявленным здесь магматизмом (осипенковские гранодиориты).

Наиболее полный разрез осипенковской свиты установлен на Садовом участке (профили X—X и II—II) и на правобережье р. Берда (снизу вверх):

1. Гнейсы<sup>3</sup> высокоглиноземистые и двуслюдяные — 150 м.
2. Гнейсы среднезернистые, кордиерит-биотитовые, рассланцованные; отмечается окварцевание, фибролитизация, мусковитизация<sup>4</sup> — 7 м.
3. Переслаивание гнейсов среднезернистых, гранат-биотитовых и амфиболитов — 30 м.
4. Гнейсы среднезернистые, кордиерит-биотитовые, с подчиненными прослоями гранат-биотитовых, силлиманитсодержащих, с порфиробластами (до 5 мм) ставролита и андалузита; отмечаются разности, обогащенные турмалином (3–7 %); местами наблюдаются окварцевание, фибролитизация, мусковитизация — 22 м.
5. Амфиболиты с маломощными прослоями кварцитов пироксен-амфиболовых, железистых — 3 м.
6. Гнейсы средне- и крупнозернистые, кордиерит-биотитовые; местами обогащены порфиробластами ставролита и андалузита; отмечаются маломощные прослои тесно ассоциирующих полосчатых роговообманковых гнейсов и железистых кварцитов клинопироксен-амфибол-магнетитовых (магнетита до 25 %) — 17 м.
7. Амфиболиты — 5 м.
8. Частое переслаивание гнейсов биотитовых и биотит-роговообманковых — 7 м.
9. Железистые кварциты тонкополосчатые, клинопироксен-амфибол-магнетитовые (магнетита 15–20 %) — 15 м.
10. Амфиболиты с лейкократовыми прослоями, содержащими до 5 % магнетита — 13 м.
11. Амфиболиты, иногда гранатсодержащие, с маломощными прослоями гнейсов кордиерит-биотитовых; в верхней части пачки встречены железистые кварциты магнетит-куммингтонитовые, карбонатсодержащие (магнетита 5–15 %) — 85 м.
12. Актинолититы — 1,5 м.
13. Переслаивание гнейсов мелкозернистых, графитсодержащих, биотитовых и кордиерит-биотитовых с кварцито-сланцами того же состава, разнозернистыми, содержащими реликты бластопаппитовых структур; местами наблюдаются порфиробласты и гломеробласты граната и куммингтонита — 38 м.
14. Сланец мелкозернистый, графит-биотитовый — 10 м.
15. Мраморы мелкозернистые, флогопит- и тремолитсодержащие — 45 м.
16. Плохо изученная часть разреза. По данным картировочных скважин преобладают мраморы флогопит-, диопсид- и тремолитсодержащие — 55 м.
17. Мраморы мелкозернистые с прослоями пород тремолит-диопсид-микроклинового состава; в начале пачки отмечаются микробрекции (?) графитсодержащих силикатно-карбонатных образований — 80 м.
18. Сланцы мелкозернистые, графит-кордиерит-биотитовые, иногда силлиманитсодержащие, с прослоями кварцито-сланцев того же состава; в последних отмечаются реликты бластопаппитовых структур — 45 м.
19. Переслаивание сланцев мелкозернистых, графит-биотитовых и графит-кордиерит-биотитовых — 140 м.

Слои и пачки 1–12 отвечают нижней подсвите; 13–17 — верхней. Профиль II—II детализирует состав верхней подсвиты (снизу вверх):

1. Переслаивание гнейсов кордиерит-биотитовых и порфиробластических (ставролит- и андалузитсодержащих) того же состава — 21 м.
2. Сланцы мелкозернистые, мусковит-биотитовые, с редкими маломощными (0,5–2 м) прослоями кварцито-сланцев средне- и крупнозернистых, с редиктами бластопаппитовых структур; отмечаются катаклаз, фибролитизация, окварцевание — 26 м.
3. Мраморы мелкозернистые, флогопитсодержащие — 4 м.
4. Сланцы черные, мелкозернистые, узловатые, графит-биотитовые, с порфиробластами ставролита и андалузита — 7 м.
5. Переслаивание сланцев черных, мелкозернистых, графит-биотитовых и кварцито-сланцев сред-

<sup>3</sup>Здесь и далее гнейсы содержат в пороодообразующих количествах кварц и плагиоклаз, а сланцы — только кварц.

<sup>4</sup>Окварцевание, фибролитизация, мусковитизация рассматриваются как результат кислотного выщелачивания.

не- и крупнозернистых, того же состава; в последних отмечаются blastsаммитовые структуры; характерна градационная слоистость, в том числе и проблематичная косая.

6. Сланец среднезернистый, графит-карбонат-тремолитовый — 45 м.

7. Сланец мелкозернистый, черный, графит-биотитовый, турмалиносодержащий; в верхней части слоя встречаются маломощные прослои кварцито-сланцев средне- и крупнозернистых, того же состава, с blastsаммитовыми структурами; отмечаются фибролитизация, мусковитизация, окварцевание — 7 м.

8. Переслаивание (2–10 м) мраморов среднезернистых, флогопит-тремолитовых и сланцев графит-биотит-карбонат-тремолитовых (графита до 10 %) — 31 м.

9. Сланец среднезернистый, графит-карбонат-тремолитовый, с редкими карбонатными прослоями — 14 м.

10. Мрамор среднезернистый, флогопит-тремолитовый, с редкими маломощными прослоями сланцев графит-биотит-микроклиновых, содержащих местами до 10 % эпидота, сфена, апатита, турмалина, — 42 м.

На правобережье р. Берда в северо-восточном (нормальном) крыле моноклинали по данным скважин и обнажений правого берега Бердянского водохранилища составлен следующий разрез осипенковской свиты (снизу вверх):

1. Гнейсы среднезернистые, гранат-мусковит-биотитовые, катаклазированные; отмечаются "карандашные" структуры; характерны окварцевание, фибролитизация — 8 м.

2. Гнейсы средне- и крупнозернистые, биотитовые, "карандашные"; характерен катаклиз; местами отмечаются проблематичные blastsаммитовые структуры — 32 м.

3. Гнейсы среднезернистые, гранат-двуслюдяные, катаклазированные; отмечаются фибролитизация, окварцевание — 28 м.

4. Гнейсы биотитовые и двуслюдяные — 100 м.

5. Амфиболиты мелкозернистые, сланцеватые — 60 м.

6. Гнейсы биотитовые, двуслюдяные, с редкими пластами амфиболовых — 50 м.

7. Гнейсы двуслюдяные, микроклинсодержащие, с характерными "карандашными" структурами, катаклазированные; отмечаются проблематичные структуры метатравелитов, а также будинированные послойные кварцевые сегрегации, аплитонидные прожилки — 20 м.

8. Гнейсы среднезернистые, биотитовые, местами с blastsаммитовой структурой — 15 м.

9. Гнейсы среднезернистые, порфиробластические, ставролит-биотитовые — 3 м.

10. Переслаивание гнейсов гранат-биотитовых и сланцев куммингтонит-гранат-биотитовых — 1,5 м.

11. Переслаивание гнейсов среднезернистых, биотитовых, кордиерит-биотитовых и ставролит-кордиерит-биотитовых; отмечаются маломощные прослои с blastsаммитовыми структурами; характерны "карандашные" структуры, катаклиз, разлинзование послойных кварцевых сегрегаций, обуславливающие проблематичные метатравелитовые структуры, — 40 м.

12. Частое переслаивание гнейсов гранат-биотитовых и тонкополосчатых актинолитовых, тесно ассоциирующих с маломощными прослоями железистых кварцитов магнетит (10 %)-карбонат-куммингтонитовых — 25 м.

13. Гнейсы "карандашные", средне- и крупнозернистые, двуслюдяные, иногда микроклинсодержащие; отмечаются катаклиз, фибролитизация, турмалинизация, окварцевание; часты проблематичные структуры метатравелитов — 30 м.

14. Гнейсы средне- и крупнозернистые, мусковит-биотитовые, окварцованные, фибролитизированные — 20 м.

15. Фибролититы — 2 м.

16. Гнейсы среднезернистые, ставролит-биотитовые, порфиробластические — 18 м.

17. Переслаивание гнейсов биотитовых, кордиерит-биотитовых и двуслюдяных гранатсодержащих; отмечаются фибролитизация, окварцевание — 50 м.

18. Переслаивание гнейсов среднезернистых, биотитовых, с порфиробластами ставролита и мелкозернистых биотитовых и гранат-биотитовых; встречаются маломощные (0,5–1 м) прослои биотитовых кварцитов с blastsаммитовыми структурами — 30 м.

19. Гнейсы мелкозернистые, биотитовые и двуслюдяные, катаклазированные; местами отмечаются крупнозернистые будинированные прожилки или сегрегации кварцевого и кварц-микроклинового состава; характерны фибролитизация, окварцевание — 100 м.

20. Гнейсы среднезернистые, двуслюдяные, иногда микроклинсодержащие, рассланцованные, с послойными сегрегациями кварцевого и кварц-микроклинового состава; отмечаются участки проблематичных метатравелитовых структур; характерны швы мелкозернистых кварц-мусковитовых тектонитов — 50 м.

21. Тремолитит рассланцованный, окварцованный — 2 м.

22. Гнейсы среднезернистые, силлиманит-мусковит-биотитовые, с "карандашными" структурами — 70 м.

23. Гнейсы двуслюдяные, "карандашные", с участками проблематичных blastsаммитовых структур — 28 м.

24. Тремолитит окварцованный — 2 м.

Слои 1–12 соответствуют нижней подсвите, а 13–24 — верхней. Разрез юго-западного (опрокинутого) крыла моноклинали (нормализован с учетом представлений о перевернутом залегании) составлен по данным обнажений и скважин на левобережье р. Берда (снизу вверх):

1. Амфиболиты рассланцованные, местами эпидотизированные; в верхах пачки чередуются с гра-

нодиоритами биотит-роговообманковыми, мелко- и среднезернистыми, порфировидными, с ксенолитами амфиболитов; контакты активные и тектонические; катаклиз, расланцевание — 300 м.

2. Амфиболиты мелкозернистые, с ориентированными структурами; чередуются с метаультрабазами — 260 м.

3. Серпентиниты, тремолититы интенсивно перемятые, брекчированные (меланж) — 40 м.

4. Гнейсы амфибол-биотитовые; в основании пласт биотитосодержащих гранатитов — 5 м.

5. Переслаивание гнейсов актинолитовых, реже роговообманковых и сланцев близкого состава, мезо- и меланократовых, с подчиненными пластами амфиболитов и железистых кварцитов карбонат-куммингтонит-магнетитовых — 60 м.

6. Гнейсы двуслюдяные, средне- и крупнозернистые, "карандашные"; характерны проблематичные метаобломочные структуры — 20 м.

7. Переслаивание гнейсов порфиробластических, ставролит-двуслюдяных, ставролит-кордиерит-двуслюдяных и мелкозернистых, двуслюдяных — 140 м.

8. Тремолитит окварцованный — 6 м.

9. Гнейсы неравномернозернистые до крупнозернистых, двуслюдяные, микроклинсодержащие, катаклазированные, с "карандашными" структурами; отмечаются проблематичные структуры метавулканитов — 30 м.

10. Гнейсы мусковитовые и двуслюдяные, с прослоями порфиробластических ставролит-андалузитовых; отмечаются эпидотизация и фибролитизация — 240 м.

Слои 1–5 отвечают нижней подсвите, а 6–10 — верхней. В Федоровской грабен-синклинали (?) разрез свиты изучали в 1971–1978 гг. Н.А.Лейе, А.Г.Кутько и Р.М.Полуновский. По данным Н.А.Лейе и А.Г.Кутько, наиболее представительный сводный разрез свиты вскрыт катировочными скважинами на южном крыле синклинали, в пределах центральной части Федоровской тектонической зоны (снизу вверх) :

1. Чередующиеся пласты (от 3–5 до 8–12 м) сланцев биотитовых, двуслюдяных, биотит-гранатовых, биотит- и гранат-силлиманитовых, реже амфибол-биотитовых, содержащих до 1–3 % турмалина, мелко- и среднезернистых — 102,0 м.

2. Сланец силлиманит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый — 1,0 м.

3. Сланец амфибол-пироксеновый, среднезернистый — 0,5 м.

4. Сланец силлиманит-кордиерит-биотитовый, мелкозернистый, содержит до 2 % черного турмалина — 2,8 м.

5. Сланец кордиерит-мусковит-биотитовый, мелкозернистый — 8,7 м.

6. Пегматит микроклиновый, крупнозернистый — 1,3 м.

7. Сланец силлиманит-кордиерит-мусковит-биотитовый, мелко- и среднезернистый — 0,9 м.

8. Сланец биотитовый, мелкозернистый — 1,8 м.

9. Сланец амфибол-пироксеновый, среднезернистый — 0,3 м.

10. Сланец биотитовый, мелко- и среднезернистый — 2,6 м.

11. Сланец силлиманит-турмалин-гранат-биотитовый, мелко- и среднезернистый — 7,6 м.

12. Сланец гранат-биотитовый, мелкозернистый — 16,5 м.

13. Сланец биотитовый, мелкозернистый, интенсивно катаклазированный (зона разлома) — 1,7 м.

14. Сланец графит-турмалин-биотитовый, мелко- и среднезернистый — 2,6 м.

15. Сланец турмалин-биотитовый, мелкозернистый — 1,4 м.

16. Сланец биотитовый, мелкозернистый — 8,8 м.

17. Сланец турмалин-биотитовый, мелкозернистый — 5,6 м.

18. Кальцифир среднезернистый — 2,8 м.

19. Сланец турмалин-гранат-биотитовый, мелкозернистый — 19,7 м.

20. Сланец гранат-биотитовый, мелко- и среднезернистый — 24,8 м.

21. Сланец биотитовый, мелкозернистый — 1,7 м.

22. Сланец гранат-биотитовый, мелкозернистый — 12,6 м.

23. Сланец биотитовый, мелко- и среднезернистый — 5,2 м.

24. Сланец гранат-биотитовый, мелко- и среднезернистый — 2,9 м.

25. Пегматит микроклиновый, крупнозернистый — 2,4 м.

26. Сланец амфибол-биотитовый, мелко- и среднезернистый — 26,4 м.

27. Сланец биотитовый, мелкозернистый — 8,4 м.

28. Пегматит микроклиновый, средне- и крупнозернистый — 2,3 м.

29. Сланец амфибол-биотитовый, мелко- и среднезернистый — 13,0 м.

30. Сланец биотитовый, мелкозернистый — 15,7 м.

31. Сланец пироксен-биотитовый, мелкозернистый — 3,7 м.

32. Сланец гранат-биотитовый, среднезернистый — 5,7 м.

33. Сланец амфибол-биотитовый, мелко- и среднезернистый — 7,6 м.

34. Пегматит микроклиновый, крупнозернистый — 1,9 м.

35. Сланец биотитовый, мелкозернистый — 9,0 м.

36. Пегматит микроклиновый, крупнозернистый — 2,6 м.

37. Сланец биотитовый, мелкозернистый — 1,9 м.

38. Пегматит микроклиновый, крупнозернистый — 8,9 м.

39. Сланец биотитовый, мелкозернистый — 16,7 м.

40. Сланец мусковит-биотитовый, с редкими включениями граната, мелко- и среднезернистый — 50,0 м.

41. Сланец биотит-амфиболовый, мелко- и среднезернистый — 4,0 м.

42. Сланец биотитовый, содержит до 5 % граната и до 1 % силлиманита, мелко- и среднезернистый – 12,6 м.
43. Пегматит микроклиновый, с гранатом (5–7 %), крупнозернистый – 2,6 м.
44. Сланец гранат-биотитовый, с силлиманитом (1–2 %), мелкозернистый – 10,8 м.
45. Пегматит микроклиновый, с гранатом (до 5 %), крупнозернистый – 1,8 м.
46. Сланец гранат-биотитовый, с редкими иголками силлиманита, мелко- и среднезернистый – 8,2 м.
47. Пегматит микроклиновый, с гранатом (3–10 %), крупнозернистый – 4,5 м.
48. Сланец силлиманит-гранат-биотитовый, мелкозернистый – 3,7 м.
49. Сланец гранат-биотитовый, мелкозернистый, брекчированный – 2,1 м.
50. Сланец биотитовый, с гранатом (2–5 %), мелкозернистый – 5,9 м.
51. Пегматит микроклиновый, с мусковитом и гранатом – 16,5 м.
52. Сланец биотитовый, участками переходящий в гранат-биотитовый, мелко- и среднезернистый, сечется жилами пегматита (0,1–0,2 м) – 57,9 м.
53. Сланец гранат-биотитовый, мелко- и среднезернистый – 20,0 м.
54. Сланец силлиманит-гранат-турмалин-биотитовый, мелко- и среднезернистый – 4,3 м.
55. Сланец гранат-биотитовый, мелкозернистый – 5,8 м.
56. Сланец турмалин-биотит-силлиманитовый, среднезернистый – 10,4 м.
57. Сланец гранат-биотитовый, мелкозернистый – 0,3 м.
58. Сланец силлиманит-мусковит-биотитовый, с турмалином (2 %), мелко- и среднезернистый – 25,3 м.
59. Сланец гранат-биотитовый, с турмалином (1–3 %), мелкозернистый – 27,9 м.
60. Сланец турмалин-биотитовый, мелкозернистый – 18,8 м.
61. Сланец турмалин-биотит-мусковитовый, мелкозернистый – 22,1 м.
62. Сланец мусковит-биотитовый, мелкозернистый; отдельные слои (от 0,3 до 3,5 м) обогащены турмалином (1–5 %), иногда силлиманитом (1–2 %); много прослоев (0,1–0,8 м) амфиболового сланца – 150,0 м.
63. Чередующиеся пачки (0,5–1,5 м) мусковит-биотитового и амфибол-биотитового сланца, мелко- и среднезернистые, в мусковит-биотитовых разностях присутствуют силлиманит (1–5 %) и турмалин (1–3 %), в амфиболовых сланцах – магнетит (2–10 %) – 17,1 м.
64. Сланец амфибол-мусковит-биотитовый, мелкозернистый – 8,4 м.
65. Сланец пироксен-амфиболовый, среднезернистый – 10,3 м.
66. Сланец силлиманит-мусковит-биотитовый, с турмалином (2–3 %), мелко- и среднезернистый – 5,2 м.
67. Сланец гранат-мусковит-биотитовый, мелкозернистый – 6,8 м.
68. Кальцифир среднезернистый, содержащий 8–10 % диопсида – 4,4 м.
69. Сланец пироксен-амфиболовый, среднезернистый – 4,8 м.
70. Кальцифир среднезернистый – 7,5 м.
71. Сланец пироксен-амфиболовый, мелкозернистый – 8,1 м.
72. Сланец турмалин-мусковит-биотитовый, с силлиманитом (1–3 %), мелко- и среднезернистый – 9,4 м.
73. Пегматит микроклиновый, с турмалином (до 5 %) – 0,2 м.
74. Сланец биотитовый, мелкозернистый – 0,8 м.
75. Пегматит микроклиновый, с турмалином (до 3–5 %) – 3,9 м.
76. Сланец силлиманит-мусковит-биотитовый, с турмалином (2–3 %), средне- и мелкозернистый – 2,4 м.
77. Кальцифир среднезернистый – 2,4 м.
78. Кварцит мономинеральный, мелко- и среднезернистый – 0,6 м.
79. Кальцифир среднезернистый – 9,5 м.
80. Сланец амфибол-биотитовый, с турмалином (до 5 %), мелко- и среднезернистый – 40,6 м.
81. Сланец биотитовый, мелкозернистый, карбонатизированный – 0,4 м.
82. Сланец биотитовый, с турмалином (1–5 %) и магнетитом (2–7 %), мелко- и среднезернистый – 20,0 м.
83. Сланец гранат-графит-биотитовый, мелкозернистый, хлоритизированный – 10,0 м.
84. Сланец биотитовый, с редкими чешуйками графита (1–2 %), мелкозернистый – 85,0 м.
85. Кальцифир среднезернистый – 80,0 м.
86. Сланец турмалин-биотитовый мелкозернистый – 40,2 м.
87. Кальцифир среднезернистый, с диопсидом и флогопитом – 64,9 м.
88. Сланец биотит-амфиболовый, мелко- и среднезернистый – 0,3 м.
89. Кальцифир среднезернистый, с диопсидом – 14,1 м.
90. Сланец амфибол-биотитовый, мелкозернистый – 3,1 м.
91. Кальцифир среднезернистый, с диопсидом – 10,0 м.
92. Кварцит мономинеральный, мелкозернистый – 1,3 м.
93. Кальцифир среднезернистый, с диопсидом и флогопитом – 0,5 м.
94. Кварцит мономинеральный, мелкозернистый – 0,4 м.
95. Мрамор крупнозернистый – 1,6 м.
96. Кварцит мономинеральный, мелкозернистый – 0,9 м.
97. Кальцифир среднезернистый, с диопсидом и флогопитом – 4,1 м.
98. Кварцит мономинеральный, мелкозернистый – 4,2 м.
99. Сланец хлоритовый, мелко- и среднезернистый – 0,4 м.
100. Кварцит мономинеральный, мелкозернистый – 7,2 м.
101. Кальцифир диопсидовый, среднезернистый – 8,0 м.

102. Сланец амфиболовый, мелко- и среднезернистый — 9,0 м.
103. Сланец амфиболовый, мелкозернистый, с прослоями (0,1–0,5 м) биотитового — 15,0 м.
104. Кальцифир среднезернистый, с включениями крупных (2х3 см) зерен диопсида — 32,9 м.
105. Сланец диопсид-плагиоклазовый, мелкозернистый — 11,4 м.
106. Кальцифир среднезернистый — 7,0 м.
107. Сланец диопсид-плагиоклазовый — 12,7 м.
108. Сланец диопсид-плагиоклазовый, с прослоями (0,1–1,0 м) турмалин-биотитового и амфибол-биотитового — 19,4 м.
109. Кальцифир среднезернистый, с диопсидом и флогопитом — 17,3 м.
110. Сланец диопсид-амфиболовый, с прослоями (0,2–1,5 м) турмалин-биотитового — 30,4 м.
111. Сланец амфибол-магнетитовый, мелкозернистый, содержащий вкрапленность мелких зерен магнетита — 8,4 м.
112. Кальцифир среднезернистый — 7,5 м.
113. Сланец диопсид-амфиболовый, мелко- и среднезернистый — 9,1 м.
114. Кальцифир среднезернистый — 169,7 м.
115. Фельзит андезитовый — 0,5 м.
116. Кальцифир среднезернистый, с многочисленными прослоями (0,3–1,4 м) кварцевой породы (кварцита ?) — 106,6 м.
117. Сланец амфиболовый, среднезернистый — 33,0 м.
118. Сланец биотитовый, мелкозернистый — 0,8 м.
119. Сланец амфибол-биотитовый, мелкозернистый — 14,5 м.
120. Кальцифир среднезернистый — 3,5 м.
121. Андезит — 0,9 м.
122. Кальцифир среднезернистый — 48,2 м.
123. Сланец амфиболовый, среднезернистый, с прослоями (0,3–2,4 м) турмалин-мусковит-биотитового — 57,8 м.
124. Кальцифир среднезернистый — 15,2 м.
125. Пегматит микроклиновый, с турмалином, крупнозернистый — 17,6 м.
126. Сланец амфибол-биотитовый, мелко- и среднезернистый — 280,0 м.
127. Сланец биотит-амфиболовый, мелкозернистый, с турмалином — 28,0 м.
128. Сланец диопсид-плагиоклазовый, среднезернистый — 3,1 м.
129. Сланец биотит-амфиболовый, мелко- и среднезернистый — 14,3 м.
130. Сланец амфиболовый, мелкозернистый, с турмалином — 21,6 м.
131. Сланец гранат-силлиманит-биотитовый, мелкозернистый, с редкими чешуйками графита — 14,5 м.
132. Сланец амфибол-гранатовый, мелкозернистый — 8,7 м.
133. Сланец гранат-амфибол-графит-биотитовый, мелкозернистый, с турмалином — 20,7 м.
134. Милонит, обогащенный графитом, пиритом и пирротинном, — 2,3 м.
135. Сланец биотит-амфиболовый, мелкозернистый, с редкими чешуйками графита — 15,7 м.
136. Милонит, обогащенный графитом, пиритом и пирротинном, — 11,3 м.
137. Сланец биотит-амфиболовый, мелкозернистый, с редкими чешуйками графита — 6,3 м.
138. Сланец амфибол-биотитовый, мелко- и среднезернистый — 85,0 м.
139. Сланец биотит-амфиболовый, мелкозернистый, с редкими чешуйками графита — 9,2 м.
140. Сланец амфибол-биотитовый, мелкозернистый — 17,0 м.
141. Сланец пироксен-амфибол-биотитовый, мелкозернистый — 6,0 м.
142. Сланец амфибол-биотитовый, мелкозернистый, с редкими чешуйками графита — 16,4 м.
143. Милонит, обогащенный мелкочешуйчатым графитом, — 4,1 м.

Общая мощность разреза осипенковской свиты на южном крыле Федоровской грабен-синклинальной структуры составляет 2471 м (без пегматитов и дайковых пород), в том числе нижней сланцевой пачки (слои 1–61) — 633 м; железорудной пачки (слои 62–65) — 186 м; средней сланцевой пачки (слои 66–84) — 218 м; карбонатной пачки (слои 85–124) — 797 м; верхней пачки — 637 м.

#### 4.8. Пугачевская серия

В пугачевскую серию объединены слабометаморфизованные породы, залегающие в субмеридиональной Белокоровичской грабен-синклинали, которая протягивается от с. Белокоровичи на юге до с. Дедово Озеро на севере, а также останцы терригенных пород в интрузивных образованиях Коростенского плутона в бассейне р. Ирша.

В стратиграфических схемах П.П.Пятницкого, Н.И.Безбородько, В.Н.Чирвинского все слабометаморфизованные осадочные породы крайней северной части УЩ рассматривались совместно под общим названием овручские песчаники. В 1936 г. М.И.Ожегова предложила различать более молодые белокоровичские конгломератовидные и более древние овручские розовые мелкозернистые песчаники, поместив между ними породы коростенского интрузивного комплекса. Такого мнения придерживался и В.И.Лучицкий. В 1948 г. А.А.Полканов [133] описал гранитизированные песчаники из окрестностей с. Ушомир (бассейн р. Ирша), считая их более древними, чем коростенские граниты.

В 1951 г. Н.П.Семененко [151] выделил овручскую серию пород, поместив ее в своей стратиграфической схеме ниже образований коростенского комплекса. И.С.Усенко [178] поместил овручскую эффузивно-осадочную серию в основании нижнего палеозоя. М.И.Ожегова и А.Н.Козловская [85] расчленили овручскую серию на две свиты: нижнюю — толкачевскую и верхнюю — белокоровичскую, а останцы терригенных пород в образованиях коростенского комплекса (бассейн р. Ирша) выделили как гранитизированные песчаники Пугачевки. В 1962 г. при геологическом картировании И.В.Череватюк выделил озерянскую свиту сланцев, развитую в районе сел Белокоровичи, Озеряны, Усово. Эти сланцы, по его мнению, перекрываются белокоровичскими песчаниками. В 1969 г. В.П.Бухарев [15] выделил пугачевскую свиту терригенных пород, залегающих в виде останцов среди образований коростенского комплекса. Изучением пород белокоровичской и озерянской свит в 1960—80-е гг. занимались И.В.Богацкая, А.Н.Гейслер, А.С.Дранник, И.П.Букович, И.Л.Личак, В.В.Фуртес и др.

В стратиграфической схеме УРМСК 1970 г. [1] к пугачевской свите относились только гранитизированные песчаники и сланцы, ограниченно распространенные среди образований коростенского комплекса.

А.С.Дранник [49, 52, 106] установил одновозрастность песчано-сланцевых пород Белокоровичской грабен-синклинали и ксенолитов песчаников в интрузивных образованиях коростенского комплекса и на этом основании предложил пугачевскую свиту перевести в ранг серии, выделив в ее составе белокоровичскую и озерянскую свиты. В таком объеме пугачевская серия принята в стратиграфической схеме докембрия УЩ 1978 г. [49, 92]. В последние годы появились публикации В.В.Фуртеса, П.Л.Шульги и других [185, 195] о находках палеозойских миоспор и остатков растительных тканей в сланцах озерянской и белокоровичской свит.

Породы пугачевской серии несогласно залегают на гнейсах тетеревской серии и ультраметаморфитах кировоградско-житомирского и осницкого комплексов. Перекрываются они верхнепротерозойскими породами овручской серии, а также более молодыми фанерозойскими образованиями.

Пугачевская серия по условиям формирования и литологическому составу разделяется (снизу вверх) на белокоровичскую и озерянскую свиты. Ксенолиты песчаников и сланцев в гранитоидах и габброидах коростенского комплекса следует относить к нерасчлененным образованиям пугачевской серии. Общая установленная в настоящее время мощность пород серии достигает 1920 м (рис. 39).

Нижняя возрастная граница пород пугачевской серии определяется несогласным залеганием их на выветрелых дайковых образованиях осницкого комплекса и гнейсах тетеревской серии. Жилы гранитов коростенского комплекса, с характерной для них пойкилопегматоидной структурой, резким преобладанием калия над натрием и высокой железистостью биотита, рвут терригенные породы указанных свит, чем определяется их верхняя возрастная граница. Следовательно, осадконакопление пород белокоровичской и озерянской свит проходило между завершением формирования осницкого комплекса и началом становления Коростенского плутона.

Осадконакопление пород пугачевской серии происходило в начальные этапы становления платформы. Колебательные движения в начале консолидации платформы, когда господствовали лагунно-континентальные условия, обусловили формирование пород переменного состава, выделенных в нижнебелокоровичскую подсвиту. С наступлением мелководной морской трансгрессии связано образование разнотекстурных грубослоистых песчаников верхнебелокоровичской подсвиты, а при углублении морского бассейна формируется глинистая толща озерянской свиты. Эффузивная деятельность в это время проявлялась очень слабо.

На формирование их в платформенных условиях указывают трансгрессивность залегания на выветрелых гнейсо-мigmatитах, пологая слоистость, мелководный режим осадконакопления, резкое преобладание одного определенного типа пород.

В ходе дальнейшего развития региона происходит внедрение магматических пород коростенского комплекса, и ранее сформировавшиеся платформенные терригенные осадки пугачевской серии служат кровлей этой интрузии, о чем свидетельствуют их ксенолиты и останцы.

Породы пугачевской серии претерпели низкотемпературный метаморфизм. Парагенезисы хлорит + серицит позволяют относить эти породы к низкотемпературной субфации зе-

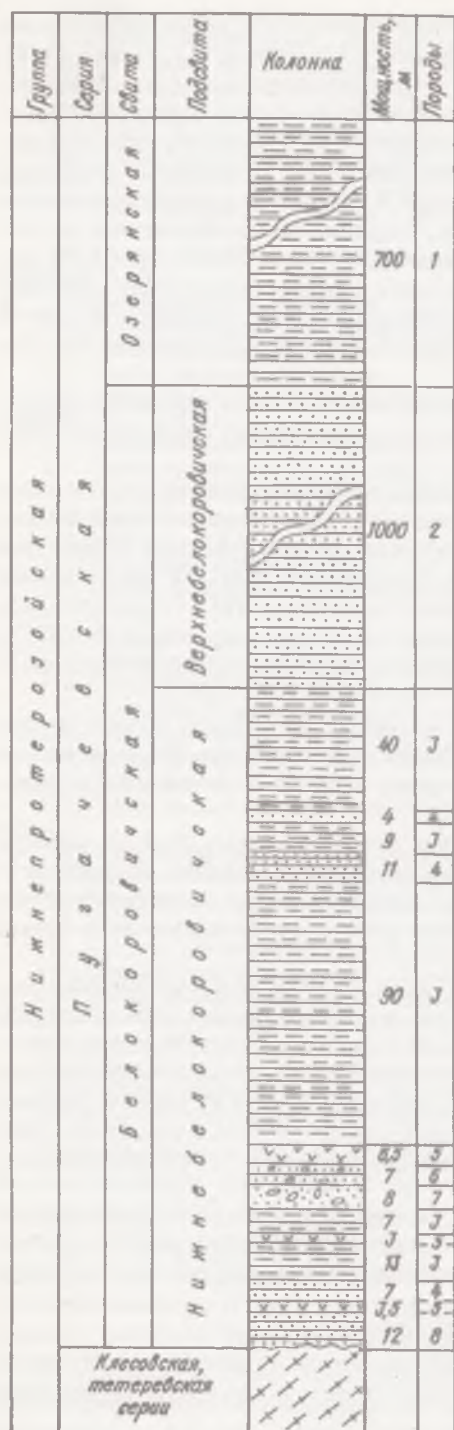


Рис. 39. Сводный геологический разрез пугачевской серии,

Породы: 1 — сланец серицит-кварцевый, аргиллит, алевролит, в нижней части слоя с покровом порфирита диабазового (1,7–2,5 м); 2 — песчаники полимиктовые, серые и розовато-серые, разнозернистые; 3 — сланец серицит-кварцевый, аргиллит, алевролит; 4 — песчаник кварцевый, серый; 5 — диабаз темно-серый; 6 — песчаник гравелитовый; 7 — конгломерат; 8 — песчаник полимиктовый

леносланцевой фации. РТ-условия, очевидно, не всегда достигали и этого уровня, о чем свидетельствует развитие в составе серии аргиллитов и алевролитов.

#### 4.8.1. БЕЛОКОРОВИЧСКАЯ СВИТА

Породы свиты неоднородны по составу и характеризуются различными условиями формирования. Нижняя часть разреза представлена толщей чередования песчаников, сланцев, аргиллитов, алевролитов, конгломератов и покровов диабазов; верхняя часть разреза — мощной толщей разнозернистых полимиктовых песчаников. Переход между этими толщами постепенный, без признаков перерыва в осадконакоплении. На основании этих данных белокоровичская свита разделена на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижнебелокоровичская подсвита повсеместно развита в Белокоровичской грабен-синклинали, залегающая на выветрелых гнейсах тетеревской серии, мигматитах, гранитах и диабазах кировоградско-житомирского и осницкого комплексов. Она представлена толщей переслаивающихся сланцев зеленовато-серых серицит-кварцевых, аргиллитов, алевролитов, реже встречаются прослои серых песчаников. В нижних горизонтах установлены прослои конгломератов и гравелитовых песчаников, а также локальные маломощные покровы диабазов. Мощность пород подсвиты увеличивается с юга на север и достигает 220 м.

Закономерности в переслаивании пород подсвиты в достаточной степени не изучены. Преобладающими породами подсвиты (около 80 %) являются серицит-кварцевые сланцы, аргиллиты и алевролиты, которые многократно чередуются и зачастую переходят друг в друга. Слоистость у них параллельная, реже косая, перекрестно-волнистая. Мощность слоев изменяется от нескольких миллиметров до 1–2 см.

Гравелитовые песчаники и конгломераты изучены в основном в южной части Белокорович-

ской грабен-синклинали как в обнажениях, так и по керну многочисленных скважин. Подстилающими и перекрывающими породами являются сланцы, аргиллиты, алевролиты. Состав конгломератов и гравелитовых песчаников аналогичный, разница между ними заключается только в размере обломочного материала. Содержание гальки в породе колеблется от 60 до 85 %. На долю цемента приходится 15–40 %. Распределение гальки беспорядочное. Форма ее зачастую округлая, реже округло-удлиненная, еще реже плоская. Размер ее от долей сантиметра до 5–6 см в поперечнике. Галька состоит преимущественно

(около 85 %) из белого и светло-серого жильного кварца, реже из серого кварцита и сургучно-красных криптокристаллических кварцевых пород яшмовидного облика и кварцевого порфира. Цементом служит разноминерный полимиктовый песчаник.

Диабаз встречается только в нижних горизонтах подсвиты, образуя два покрова мощностью до 6,5 м. Один из них залегает среди песчаников почти в базальном горизонте подсвиты, а второй — на гравелитовых песчаниках. Покровы диабаза развиты локально. На контакте с нижележащими породами наблюдается зона закалки мощностью до 10 см. В верхней части покрова диабаз слабо выветрелый. Породообразующие минералы в значительной степени изменены. Нередко встречаются округлые и овальные миндалины мутного кварца.

В южной части Белокаровичской грабен-синклинали (севернее с. Белокаровичи) скв. 5024 под песчаниками верхнебелокаровичской подсвиты в инт. 152,8—220,0 м вскрыт следующий фрагмент разреза нижней части подсвиты (снизу вверх):

1. Песчаник полевошпат-кварцевый, зеленовато-серый, разноминерный, цемент серицитовый — 13,9 м.
2. Сланец серицитовый, зеленовато-серый, тонкослоистый — 16,7 м.
3. Песчаник гравелитовый, серый, цемент кварц-серицитовый — 7,7 м.
4. Диабаз миндалекаменный, буровато-серый, местами темно-серый, в верхней части выветрелый, ожелезненный — 6,5 м.
5. Сланец серицитовый, темно-серый, тонкослоистый — 7,9 м.
6. Алеврит кварц-слоистый, зеленовато-серый и серый, с тонкими прослоями полимиктового песчаника — 14,3 м.

Под породами нижнебелокаровичской подсвиты (скв. 5024) вскрыт мигматит Кировоградско-житомирского комплекса, в зоне контакта выветрелый, серицитизированный. На северной окраине с. Белокаровичи под четвертичными осадками скв. 5596 перебурен следующий фрагмент разреза нижнебелокаровичской подсвиты (снизу вверх):

1. Песчаник кварцевый, серый и зеленовато-серый, среднезернистый — 2,4 м.
2. Сланец серицит-кварцевый, зеленовато-серый, тонкослоистый — 13,1 м.
3. Конгломерат серый, местами зеленовато-серый. Галька представлена в основном серым кварцем, редко встречается галька розовой и бурой яшмовидной породы. Цемент представлен разноминерным полимиктовым песчаником — 3,1 м.
4. Песчаник гравелитовый, серый, с галькой розовато-бурой яшмовидной породы до 2 см в поперечнике — 5,0 м.
5. Сланец серицит-кварцевый, розовато-бурый, выветрелый, ожелезненный — 8,7 м.

Верхнебелокаровичская подсвита также повсеместно развита в Белокаровичской грабен-синклинали и сложена сравнительно однородными полимиктовыми песчаниками, залегающими согласно с постепенным переходом на породах нижнебелокаровичской подсвиты. Обнажения их многочисленны в районе сел Белокаровичи, Озеряны, Топильня. Мощность их точно не установлена, но, по имеющимся данным, превышает 1000 м. Разделение такой мощной толщи песчаников на отдельные горизонты, при современной слабости изучения их, практически невозможно.

Ниже приведен наиболее полный геологический разрез верхней части верхнебелокаровичской подсвиты, вскрытый скв. 5022 под породами озеранской свиты в инт. 122,5—317,5 м (снизу вверх):

1. Песчаник полимиктовый, розовато-серый, разноминерный, цемент серицит-кварцевый — 54,5 м.
2. Песчаник полимиктовый, розовый и буровато-серый, мелко- и среднезернистый, с редкими зернами кирпично-красной яшмовидной и черной кремнистой породы размером до 0,5 см в поперечнике — 53,0 м.
3. Кварцито-песчаник серый, с розоватым оттенком, мелко- и среднезернистый — 17,2 м.
4. Песчаник полимиктовый, розовато-буровато-серый, разноминерный, с нечеткой грубой слоистостью — 30,5 м.
5. Песчаник полимиктовый, серый, мелкозернистый, местами слоистый, цемент кварц-серицитовый — 39,8 м.

Скв. 5024 (севернее с. Белокаровичи) был вскрыт разрез нижней части верхнебелокаровичской подсвиты в инт. 3,8—152,8 м (снизу вверх):

1. Кварцито-песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый, массивный — 6,4 м.
2. Кварцито-песчаник розовато-серый, лилово-серый, мелкозернистый, местами слоистый — 24,1 м.
3. Песчаник полимиктовый, буровато-серый, мелко- и среднезернистый, слоистый, внизу с прослоями серицитового сланца мощностью до 10 см — 38,1 м.
4. Песчаник полимиктовый, розовато-серый, разноминерный, слоистый, цемент серицит-кварцевый — 80,4 м.

В приведенных разрезах состав песчаников изменяется в широких пределах (%): кварц — 40–98; серицит — 2–40; измененные полевые шпаты — 5–18; гидроксиды железа — до 5. В незначительных количествах встречаются лейкоксен, циркон, рутил, турмалин.

#### 4.8.2. ОЗЕРЯНСКАЯ СВИТА

И.В.Череватюк, выделяя озерянскую свиту в составе овручской серии, полагал, что она древнее белокаровичской свиты. А.С.Дранник [49–52] установил согласное залегание пород озерянской свиты на песчаниках белокаровичской свиты. Им также установлены жильные внедрения гранитов коростенского комплекса в озерянские сланцы. В стратиграфической схеме докембрия УЩ 1978 г. [88] озерянская свита, как и белокаровичская, исключена из овручской серии и отнесена к путачевской. В.В.Фуртес [179] изучал споры из сланцев озерянской свиты и пришел к выводу о палеозойском возрасте последней. Нижележащие песчаники белокаровичской свиты он считает рифейскими, хотя между этими свитами нет перерыва в осадконакоплении и структурного несогласования.

Породы озерянской свиты приурочены к центральной части Белокаровичской грабен-синклинали, где они залегают согласно с постепенным переходом на ранее описанных песчаниках верхнебелокаровичской подсвиты и, следовательно, моложе последних. Это подтверждается глубокими скв. 5022 и 5036 и многочисленными картировочными скважинами. Озерянская свита сложена преимущественно однообразной толщей серицит-кварцевых сланцев, аргиллитов с очень редкими прослоями песчаников и покровами диабазов.

Ниже приведен наиболее полный разрез озерянской свиты, перебуренный скв. 5036 (район бывшего оз. Корма) в инт. 21,7–259,5 м (снизу вверх):

1. Алевролит с прослоями аргиллита зеленовато-серый, тонкослоистый — 53,3 м.
2. Порфирит диабазовый, темно-серый, с четкими вкрапленниками светло-серого кварца и кальцита размером 1–5 мм в поперечнике — 3,6 м.
3. Алевролит темно-серый, с зеленоватым оттенком, переслаивающийся с аргиллитом, тонкослоистый — 89,4 м.
4. Аргиллит темно-серый, тонкослоистый, с прослоями алевролита мощностью 1–5 мм — 54,3 м.
5. Диабаз темно-зеленовато-серый, тонкокристаллический, с прожилками белого кварца мощностью до 4 см — 5,5 м.
6. Аргиллит зеленовато-серый, тонкослоистый, участками переходит в серицитовый сланец — 24,9 м.
7. Алевролит зеленовато-серый, тонкослоистый, выветрелый — 6,8 м.

Мощность пород озерянской свиты точно не установлена, а по расчетным данным она достигает 700 м. Серицит-кварцевые сланцы, аргиллиты, алевролиты образуют сложные переходы между собой и так же, как в нижнебелокаровичской свите, в настоящее время еще недостаточно изучены. Микроструктура и состав их во многом аналогичны нижнебелокаровичским. Время процессов метазенеза пород озерянской свиты по данным рубидий-стронциевого метода —  $1585 \pm 35$  млн. лет [34]. Скв. 5023 среди пород озерянской свиты вскрыла метаморфизованную циркон-гематитовую россыпь. По морфологическим признакам цирконы аналогичны таковым из пород кировоградско-житомирского и осницкого комплексов. Свинцовым методом установлен возраст циркона — 2160 млн. лет. В скв. 5038, пробуренной на севере бывшего оз. Корма, установлено несогласное залегание кварцитовидных песчаников толкачевской свиты на коре выветривания терригенных пород озерянской свиты. Скв. 5030, в 3 км юго-западнее с. Усово, установлены многочисленные жилы гранитоидов коростенского комплекса, рвущие породы озерянской свиты.

К нерасчлененным породам путачевской серии относятся останцы и ксенолиты песчаников, сланцев, роговиков, встречающиеся среди габброидов и гранитоидов коростенского комплекса в районе сел Заречье, Дашинка, Рудня Шляховая, Торчин, Кривотин, Березовка, Дивин, Путиловичи и других местах. Особенно их много в дивлинских гранит-порфирах юго-восточнее белокаровичской структуры. Это свидетельствует о том, что породы путачевской серии наряду с гнейсами тетеревской серии являлись вмещающими при становлении Коростенского плутона.

В позднем протерозое на всей территории УЩ устанавливается платформенный режим; господствуют поднятие и размыв созданных в раннем протерозое складчатых систем. Только на крайнем севере щита в связи с опусканием в области Волыно-Полесской впадины образуется субширотная депрессия, которая выполняется вулканитами и терригенными осадками овручской серии. В этом же районе, а также на крайнем юго-востоке щита проявились интенсивные метасоматические преобразования в зонах глубинных разломов, а также образовались малые интрузии субщелочных гранитов пержанского и каменногильского комплексов.

### 5.1. Овручская серия

Эффузивные и осадочные породы овручской серии развиты в крайней северной части УЩ. Залегают они в субширотной Овручской грабен-синклинали, прослеживающейся от с. Червонка на западе до с. Тычков на востоке, а также в Вильчанской структуре, непосредственно примыкающей с востока к грабен-синклинали. Общая длина этих структур около 110 км; ширина изменяется от 5 до 30 км.

В истории изучения овручской серии много общего с изучением пугачевской серии и в большинстве публикаций они рассматривались как единое стратиграфическое подразделение. В стратиграфических схемах Н.П.Семененко [154], И.С.Усенко [178], А.Н.Козловской [85] и других овручская серия объединяла все эффузивно-осадочные породы района Овруча и Белокаровичей. М.И.Ожегова и А.Н.Козловская первыми разделили овручскую толщу на толкачевскую (нижнюю) и белокаровичскую свиты [127, 82]. Изучением пород овручской серии в разные годы занимались И.Л.Личак, И.В.Богацкая, А.Н.Гейслер, И.П.Букович и др.

В 1970 г. А.С.Дранник [50] установил, что породы в Овручской грабен-синклинали залегают на размытой поверхности коростенских гранитоидов, а в Белокаровичской грабен-синклинали они рвутся жилами гранитоидов этого комплекса. Таким образом, формирование пород в указанных структурах разорвано как в пространстве, так и во времени. А.С.Дранник предложил породы Белокаровичской грабен-синклинали выделить в пугачевскую серию (нижний протерозой), а образования Овручской грабен-синклинали отнести к овручской серии (верхний протерозой).

В стратиграфической схеме УРМСК 1978 г. [92] овручская серия отнесена к верхнему протерозою. Возрастное соотношение пород серии четко определяется залеганием их на размытых гранитоидах коростенского комплекса и содержанием обломков последних в терригенных образованиях овручской серии. Проявление динамических и метасоматических процессов в эффузивно-осадочных породах указанной серии, частично входящих в пределы Сушано-Пержанской тектонической зоны, определяет верхнюю возрастную границу их. Таким образом, породы овручской серии сформировались после образования интрузивных комплексов Коростенского плутона, но ранее пержанских метасоматитов.

Формирование Овручской грабен-синклинали происходило в условиях режима относительно подвижной платформы с интенсивными проявлениями разломной тектоники и эффузивной деятельности. В результате периодического излияния магм по трещинам глубинных разломов формировались покровы различного состава. Периодичность эффузивной деятельности подтверждается наличием между покровами континентальных терригенных образований. Осадочно-эффузивные породы этого этапа выделены в збраньковскую свиту

В последующее позднепротерозойское время Овручская структура испытывала дальнейшее погружение. Эффузивная деятельность прекратилась, начались трансгрессия мелководного моря и накопление мощной толщи песчанистого материала со значительным перемывом его и сортировкой. В начальный период в водный бассейн поступают не только кластогенный кварцевый материал, но и продукты разрушения коры выветривания эффузивов, преобразованные затем в пиррофиллитовые сланцы. Терригенные породы этого трансгрессивного цикла выделены в толкачевскую свиту.

Завершающий этап позднепротерозойского развития платформы ознаменовался формированием Сушано-Пержанской тектонической зоны, захватившей северный борт Овручской структуры. В этой зоне породы овручской серии подвергнуты расщеплению и ка-



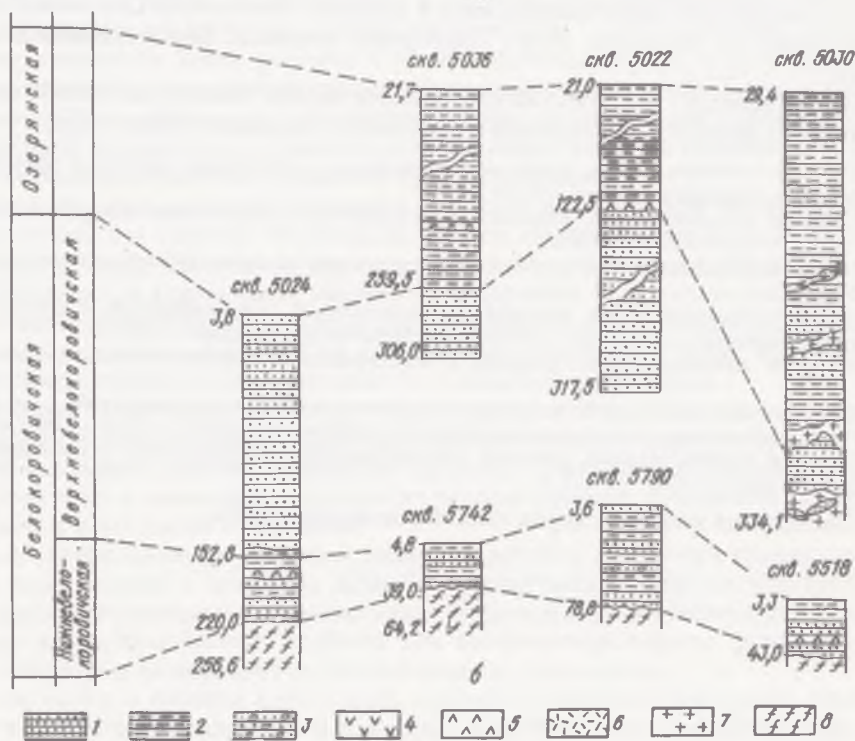
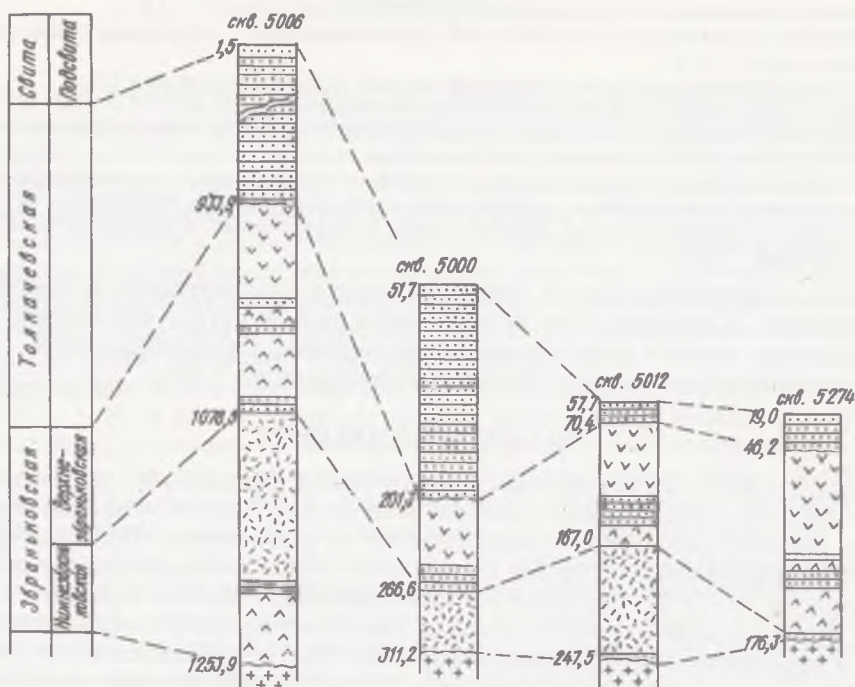


Рис. 41. Корреляция геологических разрезов овручской (а) и путачевской (б) серий.

Породы: 1 – песчаник; 2 – сланец, аргиллит, алевролит; 3 – конгломерат; 4 – порфирит; 5 – диабаз; 6 – порфирит кварцевый; 7 – гранит рапакивиоподобный; 8 – мигматит, гнейс

1. Песчаник полимиктовый, гравелитистый, буровато-серый, с зеленоватым оттенком, с обломками кварцевого порфира размером до 2 см в поперечнике – 13,5 м.

2. Диабаз зеленовато-бурый, мелкозернистый, местами тонкополосчатый – 4,0 м.

3. Диабаз зеленовато-серый, мелкозернистый, с прожилками кальцита – 20,0 м.

4. Диабаз буровато-серый, тонкозернистый, местами флюидальный — 11,6 м.
5. Песчаник полимиктовый, гравелитистый, коричневато-бурый, с обломками сильно измененных эффузивных пород — 3,6 м.
6. Диабаз буровато-серый, мелкозернистый, местами слабо флюидальный — 4,1 м.
7. Диабаз зеленовато-серый, тонкозернистый, трещиноватый — 10,5 м.
8. Песчаник кварцевый, темно-серый, мелкозернистый, слоистый, с прослоями грубозернистого полимиктового песчаника мощностью до 2–3 см — 6,3 м.
9. Порфирит трахиандезитовый, зеленовато-серый, мелкозернистый, с четкими порфировыми выделениями розового микроклина и светло-зеленого плагиоклаза (альбит, олигоклаз) — 42,0 м.
10. Порфирит трахиандезитовый, буровато-серый, мелкозернистый, в верхней части интервала серицитизированный — 18,3 м.

Породы верхнезбраньковской подсвиты широко распространены в Овручской грабен-синклинали. В западной и центральной частях этой структуры они залегают на эффузивно-осадочных породах нижнезбраньковской подсвиты, а в восточной части — на гранитоидах коростенского комплекса. Мощность подсвиты около 170 м.

### 5.1.2. ТОЛКАЧЕВСКАЯ СВИТА

Толкачевская свита представлена кварцитовидными песчаниками с подчиненным количеством прослоев пироксилитовых сланцев. Залегают они в основном на эффузивных образованиях збраньковской свиты и распространены по всей площади Овручской грабен-синклинали. Кварцитовидные песчаники почти нацело состоят из кварца (содержание кремнезема достигает 96–98 %). Структура их мелкозернистая, в нижних горизонтах среднезернистая; окраска малиново-красная, розовая, фиолетово-черная. В песчаниках встречаются обломки эффузивных пород збраньковской свиты. Местами песчаники имеют четкую ровную и косую слоистость, а также знаки ряби течений. Пироксилитовые сланцы приурочены в основном к нижним горизонтам толкачевской свиты. Многочисленные выходы песчаников толкачевской свиты наблюдаются в пределах Словечанско-Овручской возвышенности в районе сел Червонка, Усово, Переброды, Збраньки, Першотравневе и на других участках.

Ниже приводится геологический разрез толкачевской свиты (скв. 5006), залегающей на порфиритах ранее описанной верхнезбраньковской подсвиты (снизу вверх):

1. Песчаник кварцитовидный, серый, мелкозернистый, с чешуйками серицита, с обломками кварцевого порфира, порфирита, диабазы — 8,0 м.
2. Песчаник кварцитовидный, розовый, мелкозернистый, с прослоями пироксилитового сланца мощностью от 1–2 до 10 см — 194,2 м.
3. Сланец пироксилитовый, местами переходит в кварц-пироксилитовый, розовато-бурый, слоистый — 34,0 м.
4. Песчаник кварцитовидный, розовый и розовато-серый, мелкозернистый, с прослоями сланца кварц-пироксилитового мощностью до 0,6 м, с кварцевыми прожилками — 226,6 м.
5. Песчаник кварцитовидный, розовый и темно-розовый, мелкозернистый, тонкослоистый — 191,5 м.
6. Песчаник кварцитовидный, розовый и буровато-розовый, мелкозернистый, с четкой тонкой слоистостью, местами с прослоями пироксилитового сланца мощностью 0,2–0,5 м — 109,3 м.
7. Песчаник кварцитовидный, розовый, мелкозернистый, тонкослоистый, с прожилками серого кварца мощностью 0,5–5 см — 170,3 м.

Установленная мощность пород толкачевской свиты 934 м.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог приведенным сведениям по стратиграфии докембрия УЩ, можно сделать общий вывод, что за последние 15 лет в этом направлении познания геологического строения недр нашей республики достигнуты значительные успехи. Известно, что стратиграфия оперирует прежде всего стратотипами — наиболее характерными и наиболее полными геологическими разрезами стратиграфических подразделений, которые служат эталонами для последующего сравнения с соответствующими по геологическому возрасту отложениями других регионов. Проблема стратотипа вообще, а для докембрия в особенности очень сложная, во многих отношениях дискуссионная. Можно достаточно аргументированно оспаривать возможность выделения и использования стратотипа для расчленения и корреляции докембрийских супракрустальных образований. Тем не менее следует признать, как и было сделано на Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия СССР (г. Уфа, 1977 г.), что в основе такого расчленения должно лежать выделение конкретных комплексов пород, отражающих естественноисторическую последовательность событий в данном регионе. Так или иначе региональные стратиграфические шкалы должны опираться на системы типовых разрезов стратиграфических подразделений. Настоящая работа представляет собой первую попытку создания такой системы для докембрия УЩ.

Авторы монографии отдадут себе отчет, что все представленные здесь разрезы, даже наиболее полные и детальные, не удовлетворяют требованиям, предъявляемым к стратотипам. Однако этот материал уже дает довольно наглядное и вполне конкретное представление о составе и внутреннем строении каждого из выделяемых стратиграфических подразделений и может служить основой для дальнейшей детализации и уточнения стратиграфической схемы украинского докембрия.

Мы считаем, что работа по составлению и изучению стратиграфических разрезов докембрия УЩ должна продолжаться в двух направлениях. С одной стороны, необходимо расширение количества таких разрезов с целью получения хорошо документированных данных о фациальной изменчивости стратиграфических подразделений. Таких разрезов пока еще мало. Объем работы, а в большинстве случаев отсутствие необходимого фактического материала заставили нас ограничиться приведением лишь тех разрезов, которые были на сегодняшний день наиболее полными и представительными.

С другой стороны, предстоит большая и еще более важная работа по изучению самих пород, слагающих эти разрезы. Необходимо усилить изучение вещественного состава метаморфических пород. На основе детального изучения химического состава и свойств породообразующих и аксессуарных минералов, содержания и характера распределения в них элементов-примесей предстоит выработать минералого-геохимические корреляционные признаки для ведущих петротипов по составленным разрезам, а также термодинамические критерии выявления последовательности геологических процессов.

Необходимо также расширить структурно-петрологические исследования, направленные на уточнение геолого-структурного районирования щита, выделение зон и структур с разными режимами развития, выяснение характера и последовательности деформаций в таких структурах и выявление в каждом из районов древнего фундамента и более поздних складчатых комплексов и формаций.

Важной задачей является уточнение нижних и верхних возрастных границ стратиграфических подразделений с помощью радиогеохронологических методов, изотопное датирование процессов вулканизма, седиментации, метаморфизма и гранитизации в докембрии. Новые интересные данные, особенно для позднепротерозойских формаций, могут быть получены при исследовании остатков ископаемых организмов.

Залогом успеха в решении предстоящих задач по уточнению стратиграфии докембрия является комплексный подход к его изучению. Как очень четко сказал об этом в свое время А.А.Полканов [134], "... только сложное, но гармоничное сочетание принципов и методов стратиграфического разделения в обычном понимании с глубоким петрологическим анализом супракрустальных и интрузивных образований и, наконец, детальный анализ архитектур как складчатых систем, так и тел плутонов могут дать более или менее правильное представление о ходе событий геологической истории, которые совершались в грандиозный по размерам период времени докембрия".

# СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Бабков Ю.Б., Булаевский Д.С., Зайцев А.А. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — Геол. журн., 1970, 30, № 4, с. 139–148.
2. Безбородько М.І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. — К. : Вид-во АН УРСР, 1935. — 389 с.
3. Безбородько Н.И. Этапы вулканизма и эпохи докембрия УССР. — Пробл. сов. геологии, 1935, № 11, с. 44–67.
4. Белевцев Р.Я. Взаимосвязь стратиграфии, тектоники и метаморфизма центральной части Украинского щита. — Геол. журн., 1971, 31, № 6, с. 135–147.
5. Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. — Киев : Наук. думка, 1975. — 230 с.
6. Белевцев Я.Н. К стратиграфии Украинского щита. — Геол. журн., 1981, 41, № 4, с. 1–6.
7. Белевцев Я.Н., Прусс А.К. Новые представления о формировании докембрия Украинского щита. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. Л. : Изд-во АН СССР, 1964, с. 81–91. (Тр. Лаб. геологии докембрия; Вып. 19).
8. Белевцев Я.Н., Прусс А.К. Основные этапы геологического развития Украинского щита. — Геол. журн., 1962, 22, № 5, с. 3–19.
9. Белевцев Я.М. Стратиграфічні підрозділи, стратиграфічна номенклатура докембрію Кривого Рогу. — Там же, 1955, 15, № 4, с. 30–40.
10. Белевцев Я.Н., Рудницький П.М., Сухинин А.Н. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита. — Там же, 1971, 31, № 2, с. 114–129.
11. Берзенин Б.З. О металлогении докембрия района Славгородско-Синельниковских магнитных аномалий. — Там же, 1974, 34, № 1, с. 107–111.
12. Берзенин Б.З., Варавка А.И. Новые данные о купольных структурах докембрия Среднего Приднепровья. — Там же, 1970, 30, № 6, с. 123–124.
13. Богацкая И.В., Дранник А.С. Збраньковская осадочно-эффузивная формация. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1970, с. 242–245.
14. Борукаев И.Б. Проблемы общей геохронологической шкалы докембрия. — Геология и геофизика, 1972, № 1, с. 3–14.
15. Бухарев В.П. О пугачевской свите протерозоя северо-запада Украинского щита. — Геол. журн., 1969, 29, № 3, с. 104–108.
16. Венидиктов В.М. Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1978. — 161 с.
17. Вербицкий В.М. Стратиграфія та особливості металоносності Північнокриворізького комплексу гнейсів. — К. : Наук. думка, 1973. — 114 с.
18. Виноградов А.П., Комлев Л.В., Данилович С.Н. и др. Абсолютная геохронология Украинского докембрия. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. Пробл. 3. М. : Изд-во АН СССР, 1960, с. 83–111.
19. Виноградов Г.Г. О генезисе пироксеновых гнейсов и некоторых вопросах стратиграфии докембрия Среднего Побужья УКЩ. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1970, с. 352–358.
20. Войновский А.С. О характере контакта пород нижней свиты криворожской серии с плагиогранитами в Кременчугском районе. — Геол. журн., 1972, 32, № 2, с. 115–118.
21. Войновский А.С. К вопросу о стратиграфическом расчленении гнейсовых толщ Ингуло-Ингулецкого района. — Там же, № 5, с. 144–146.
22. Войновский А.С. Вещественный состав, стратиграфическое и структурное положение метабазитов Кременчугского района. — Там же, 1978, 38, № 2, с. 24–33.
23. Воробей А.И., Фомин А.Б., Шербаков И.Б. Природа Ядловско-Трактемировских магнитных аномалий. — Там же, 1977, 37, № 4, с. 27–35.
24. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна / Под ред. Я.Н.Белевцева. — М. : Госгеолиздат, 1957. — 280 с.
25. Геология железисто-кремнистых формаций Украины / Н.П.Семененко, Н.И.Половко, Я.М.Грицков и др. — Киев : Изд-во АН УССР, 1959. — 688 с.
26. Геология криворожских железорудных месторождений / Я.Н.Белевцев, Г.В.Тохтуев, А.И.Стрыгин и др. — Киев : Изд-во АН УССР, 1962. — Т. 1. — 484 с.; Т. 2. — 566 с.
27. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть) / Н.П.Семененко, В.Л.Бойко, И.Н.Бордунов и др. — Киев : Наук. думка, 1967. — 378 с.
28. Гершойг Ю.Г. Детализация стратиграфической схемы Криворожья. — Пробл. сов. геологии, 1937, № 4, с. 75–81.
29. Гинтов О.Б. О докембрийском разрезе Первомайско-Голованевского района Среднего Побужья. — Геол. журн., 1972, 32, № 4, с. 68–74.
30. Гладкий В.Н. Геологическое строение и тектоника Большого Кривого Рога. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1970, с. 45–54.
31. Глевасский Е.Б. Геология и условия формирования железных руд и вмещающих пород Мангушских магнитных аномалий (Приазовье): Автореферат дис. канд. геол.-мин. наук. — Киев, 1971. — 22 с.
32. Глевасский Е.Б. О стратиграфии докембрийских метаморфических пород Мангушских аномалий. — Геол. журн., 1974, 34, № 1, с. 123–129.

33. Глевасский Е.Б. Вопросы геологии и металлогении докембрия Приазовского блока. — В кн.: Литологические реконструкции метаморфизованных комплексов УЩ и их использование при стратиграфической и металлогенической корреляции. Киев, 1981, с. 28–44. (Препринт-81 АН УССР, ИГФМ).
34. Горохов И.М., Клауэр Н. и др. Исследования глинистых минералов верхнедокембрийских серий Овручского кража в связи с методикой датирования осадочных пород. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия (тезисы докл. XXI сессии). Уфа, 1979, с. 94–96.
35. Гречишников Н.П. К вопросу о стратиграфии докембрия центральной части Украинского щита. — Геол. журн., 1971, 31, № 2, с. 141–145.
36. Гречишников Н.П. О корреляционной стратиграфической схеме докембрийских образований Украинского щита. — Там же, 1983, 43, № 1, с. 28–33.
37. Гузенко Г.Ф. Сопоставление разрезов и сводная стратиграфическая схема конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья. — Там же, 1972, 32, № 5, с. 78–85.
38. Гузенко Г.Ф., Доброхотов М.Н. Белоцерковская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других районов Приднепровья. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении рудных месторождений. М.: Недра, 1964, с. 3–14.
39. Демехин Л.А., Пастухов В.Г. О некоторых спорных положениях "Стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита" 1970 г. — Геол. журн., 1971, 31, № 6, с. 136–140.
40. Дмитриев Э.В., Кохан В.Г., Малахов Ю.Г., Масляный М.Г. О характеристике толщи пород нижней свиты криворожской серии. — Там же, 1973, 33, № 4, с. 37–42.
41. Доброхотов М.Н. Геология железорудных месторождений Кременчутского района. — М.: Недра, 1964. — 221 с.
42. Доброхотов М.Н. К вопросу о стратиграфии раннего докембрия Среднего Приднепровья. — Геол. журн., 1964, 24, № 2, с. 85–94.
43. Доброхотов М.Н. Стратиграфия раннего докембрия в начальные этапы геологического развития Украинского щита. — Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1967, вып. 1, с. 14–27.
44. Доброхотов М.Н. Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита и его основные структурные этажи (ярусы). — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев: Наук. думка, 1971, с. 14–32.
45. Доброхотов М.Н. О геологии Белоцерковско-Одесской структурной зоны Украинского щита. — Геол. журн., 1974, 34, № 6, с. 84–95.
46. Доброхотов М.Н., Берзенин Б.З., Бойко В.Л. и др. Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — Там же, 1981, 41, № 4, с. 6–13.
47. Доброхотов М.Н., Федюшин С.Е. Некоторые замечания к утвержденной стратиграфической схеме докембрия Украинского щита и предложения для ее усовершенствования. — Там же, 1971, 31, № 1, с. 131–134.
48. Доброхотов М.Н., Щербак Н.П. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — В кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979, с. 64–72.
49. Дранник А.С. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита. — Геотектоника, 1968, № 5, с. 70–75.
50. Дранник А.С. Стратиграфия докембрия Овручского кража (северная часть Украинского щита): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1972. — 23 с.
51. Дранник А.С., Богацкая И.В. Эффузивно-осадочная формация Овруча. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев: Наук. думка, 1966, с. 124–125.
52. Дранник А.С., Богацкая И.В. Новые данные о составе, строении и стратиграфическом положении докембрийской овручской эффузивно-осадочной серии. — Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1967, вып. 2, с. 169–176.
53. Древин А.А. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода. — Там же, с. 88–96.
54. Древин А.А. Расчленение докембрия юго-западной части Украинского щита по геологическим и радиологическим данным. — В кн.: Вопросы датировки древнейших (архейских) геологических образований и основных пород. М.: Наука, 1967, с. 140–150.
55. Есипчук К.Е. Некоторые вопросы стратиграфии и металлогении гнейсо-мигматитовой толщи Западного Приазовья. — В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1966, с. 40–42.
56. Есипчук К.Е. Стратиграфия и петрогенезис гнейсо-мигматитового комплекса Западного Приазовья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1968. — 20 с.
57. Есипчук К.Ю., Цуканов В.О. Гнейсово-мигматитовый комплекс Західного Приазов'я. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Т. I. Докембрій. — К.: Наук. думка, 1972, с. 155–171.
58. Железисто-кремнистые формации докембрия Мариупольского рудного поля / А.И.Зарицкий, Л.И.Каныгин, С.И.Кирикилица и др. — М.: Недра, 1974. — 150 с.
59. Железисто-кремнистые формации Украинского щита / Н.П.Семененко, И.Н.Бордунов, Н.И.Половко и др. — Киев: Наук. думка, 1978. — Т. 1–2.
60. Жуков Г.В. О возрасте и структурном положении железистых кварцитов Западного Приазовья. — Геол. журн., 1969, 29, № 3, с. 89–94.
61. Жуков Г.В. Стратиграфия метаморфического комплекса Приазовского кристаллического массива. — Геол. журн., 1971, 31, № 1, с. 135–147.
62. Жуков Г.В., Глевасский Е.Б. Терригенная формация Приазовского кристаллического массива. — Геол. журн., 1968, 28, № 6, с. 100–101.

63. *Зинченко В.М., Решетняк В.В.* Геологическая позиция, стратиграфия и рудоносность южного района Правобережных магнитных аномалий. — Там же, 1983, 43, № 3, с. 63—71.
64. *Зюльцле В.В.* К вопросу о стратиграфии метаморфических пород юго-западной части Украинского щита. — В кн.: Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1983, с. 83—84.
65. *Ивантишин М.Н., Куц В.П.* Геологические формации Приазовья. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1965, с. 96—104.
66. *Иванушко А.С.* Стратиграфия и формационный анализ глубокометаморфизованных пород докембрия Нижнего Побужья. — Геол. журн., 1977, 37, № 5, с. 136—146.
67. *Иванушко А.С., Николаева Л.Т.* О структурных этапах в нижнем докембрии Украинского щита. — Там же, 1981, 41, № 5, с. 13—19.
68. *Иванушко А.С.* К вопросу о стратиграфии нижнего докембрия Украинского щита. — Там же, 1983, 43, № 3, с. 71—80.
69. *Каляев Г.И.* Схема стратиграфии Большого Кривого Рога на основе формационных критериев. — Там же, 1964, 24, № 3, с. 109—120.
70. *Каляев Г.И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. — Киев : Наук. думка, 1965. — 205 с.
71. *Каляев Г.И.* Стратиграфия Украинского щита на основе тектонического и формационного принципов. — Геол. журн., 1970, 30, № 6, с. 125—138.
72. *Каляев Г.И.* Земная кора Украинского щита и тектоника плит. — Там же, 1976, 36, № 1, с. 28—41.
73. *Каляев Г.И.* Палеотектоника и глубинная структура земной коры Украинского щита. — Киев, 1981. — 44 с. — (Препринт / АН УССР. ИГФМ; № 81).
74. *Каляев Г.И.* Палеотектоника и проблемы стратиграфии Украинского щита. — Геол. журн., 1982, 42, № 1, с. 77—86.
75. *Каляев Г.И., Крутиховская З.А., Жуков Г.В. и др.* Тектоника Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1972. — 300 с.
76. *Каляев Г.И., Снежко А.М.* Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии. — Геол. журн., 1973, 33, № 6, с. 16—27.
77. *Карта фаций регионального метаморфизма Украинского щита масштаба 1:500000 / И.М.Этингоф, И.Б.Щербаков, Р.И.Сироштан, Р.Я.Белевцев.* — Киев : МинГео УССР, 1982. — 86 с.
78. *Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н.П.Щербак, В.Г.Злобенко, Г.В.Жуков и др.* — Киев : Наук. думка, 1978. — 222 с.
79. *Келлер Б.М.* Стратиграфические подразделения докембрия. — В кн.: Стратиграфическая классификация : Материалы и пробл. Л. : Наука, 1980, с. 116—124.
80. *Келлер Б.М., Кратц К.О.* Единая стратиграфическая шкала докембрия СССР и пути ее совершенствования. — В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л. : Наука, 1979, с. 12—19.
81. *Келлер Б.М., Кратц К.О., Тугаринов А.И.* Принципы и методы расчленения и корреляции докембрия. — Там же, с. 25—37.
82. *Кирилюк В.П.* Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). — Геол. журн., 1982, 42, № 3, с. 88—103; № 4, с. 30—41.
83. *Киселев А.С.* Новые данные о стратиграфическом соотношении криворожской и ингулецкой серий. — Геохимия и рудообразование, 1974, № 6, с. 46—54.
84. *Кобзарь В.Н.* Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1981. — 104 с.
85. *Козловская А.Н., Ожегова М.И.* Объяснительная записка к геолого-петрографической карте Украинского кристаллического массива. Киев : Изд-во Геол. упр. УССР, 1958. — 120 с.
86. *Колий В.Д.* Формация и стратиграфия нижнепротерозойских образований Волынского геоблока (Украинский щит). — Геол. журн., 1983, 43, № 6, с. 21—33.
87. *Колий В.Д., Забияка Л.И.* К стратиграфии тетеревской серии (Волынский блок Украинского щита). — Там же, 1982, 42, № 3, с. 103—109.
88. *Кононов Ю.В., Этингоф И.М., Погребовская Е.И.* Абсолютный возраст ингуло-ингулецкой гнейсовой толщи. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций : Материалы XXII сессии МГК. М. : Наука, 1964, с. 284—286.
89. *Конткевич С.О.* Геологическое описание окрестностей Кривого Рога. — Горн. журн., 1880, ч. I, № 3, с. 25—39.
90. *Коньков Г.Г.* Элементы стратиграфии гнейсо-мигматитового комплекса пород Приазовья. — В кн.: Геологическая конференция "Степановские чтения": Тезисы докл. Артемовск, 1968, с. 3—4.
91. *Коньков Г.Г., Полуновский Р.М.* Особенности картирования и литолого-стратиграфического изучения метаморфических комплексов Центрального Приазовья. — Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1967, вып. 2, с. 107—112.
92. *Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита и условные обозначения для крупномасштабных геологических карт кристаллического основания : Объяснит. зап. / Я.П.Былинская, В.Г.Злобенко, В.М.Ключков и др.* — Киев : МинГео УССР, 1980. — 64 с.
93. *Кратц К.О.* К современной практике докембрийской стратиграфии. — В кн.: Докембрий : Докл. сов. геологов на XXVI сессии МГК. М. : Наука, 1980, с. 122—125.
94. *Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М.* Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1982. — 216 м.

95. Кухарева Н.И. Новые данные о контакте амфиболитов и гранитов района Саксаганской полосы. — Геол. журн., 1972, 32, № 1, с. 56–64.
96. Кушинов Н.В. К вопросу геологического строения Белозерского железорудного района. — Там же, 1981, 41, № 4, с. 14–19.
97. Кушинов Н.В. Структурно-тектонические соотношения аульской толщи с породами конкско-верховцевской серии. — Там же, № 5, с. 9–12.
98. Кушинов Н.В., Коваленко В.Ю., Насад А.Г. Метаконгломераты докембрия Белозерского железорудного района Украинского щита. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев : Наук. думка, 1979, с. 145–146.
99. Ладиева В.Д. Докембрий района Стульково — Зеленовка. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 38–39.
100. Лазько Е.М. К построению рациональной стратиграфической схемы докембрия Украинского щита. — Геол. журн., 1982, 42, № 3, с. 77–87.
101. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А. и др. Нижний докембрий западной части Украинского щита. — Львов : Вища шк., 1975. — 240 с.
102. Лазько Е.М., Лысак А.М., Сиворонов А.А. и др. О положении конкско-верховцевской серии в разрезе нижнего докембрия Украинского щита. — В кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя. Л. : Наука, 1979, с. 76–83.
103. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М. и др. Использование формационных исследований при построении стратиграфической схемы докембрия Украинского щита. — В кн.: Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1983, с. 22–26.
104. Ласкарев В.Д. Геологические исследования в юго-западной России. 17-й лист общей геологической карты Европейской России. — Тр. Геол. ком. Н.С., 1914, № 77. — 120 с.
105. Лесная И.М., Елисеева Г.Д., Лукашук А.В. Изотопный возраст цирконов из эндрбитов Побужья. — Геол. журн., 1983, 43, № 5, с. 44–50.
106. Лунько В.Ф., Дранник А.С. и др. Основные черты геологического строения и металлогении северо-западной части Украинского щита. — В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск : Наука и техника, 1971, с. 286–313.
107. Луцицкий В.И. К вопросу о происхождении гранитов юга России. — Протокол заседания о-ва естествоиспытателей Варш. ун-та, 1910, № 2, с. 29–34.
108. Луцицкий В.И. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, 1930, 8, вып. 3, с. 15–25; вып. 4, с. 20–28.
109. Луцицкий В.И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. — В кн.: Стратиграфия СССР. М. : Изд-во АН СССР, 1939, т. 1, с. 81–161.
110. Луцицкий В.И., Лебедев П.И. Петрография Украины. — М. : Изд-во АН СССР, 1934. — 226 с.
111. Луцицкий В.И., Ткачук Л.Г., Ученко И.С., Семененко Н.П. Украинский кристаллический массив. Геолого-петрологический опис. — К. : Вид-во АН УРСР, 1947. — 322 с.
112. Лысак А.М., Пащенко В.Г., Зюльце В.В. Формационная принадлежность и стратиграфическое положение железисто-кремнистых образований Павловской группы магнитных аномалий (Среднее Побужье). — Геол. журн., 1983, 43, № 5, с. 99–109.
113. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Гнейсово-амфиболовая формация бассейна р. Базавлук Украинского щита. — Там же, 1978, 38, № 5, с. 89–98.
114. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Петрографические особенности и генезис гнейсово-амфиболовой формации бассейна р. Базавлук (Украинский щит). — Там же, 1976, 36, № 6, с. 55–67.
115. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. — М. : Наука, 1965. — 327 с.
116. Международный стратиграфический справочник : Руководство по стратигр. классификации, терминологии и их применению. — М. : Мир, 1978. — 226 с.
117. Метабазитовые и кератофировые алюмосиликатные формации центральной части Украинского щита / Н.П.Семененко, В.Д.Ладиева, В.Л.Бойко и др. — Киев : Наук. думка, 1982. — 376 с.
118. Метаморфизм Украинского щита / И.С.Усенко, И.Б.Щербаков, Р.И.Сироштан и др. — Киев : Наук. думка, 1982. — 308 с.
119. Миклухо-Маклай М.Н. Геологические исследования Новоград-Волынского и Житомирского уездов. — Зап. Минерал. о-ва, 1890, 14, с. 115–131.
120. Морозевич И.А. К петрографии Волыни. — Изв. Варш. ун-та, 1893, 4/8, с. 450–520.
121. Некряк А.И., Берзенин Б.З. Стратиграфия докембрия Приазовья. — В кн.: Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1983, с. 71–73.
122. Никольский А.П. О стратиграфии метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ докембрия Украинского щита. — Геол. журн., 1971, 31, № 3, с. 127–134.
123. Никольский А.П. О стратиграфии докембрия Украинского щита. — Там же, 1982, 42, № 5, с. 90–99.
124. Никольский А.П., Ефимов А.Н. Геолого-металлогенетический очерк восточной части Украинского щита. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1960, т. 37. — 162 с.
125. Никольский А.П., Наумов В.П. Осницкий геологический комплекс и время его формирования на территории Восточно-Европейской платформы. — Геол. журн., 1977, 37, № 3, с. 110–119.
126. Никонов А.И., Ганоцкий В.И. Микроструктурный анализ в решении вопроса о структурном несогласии в докембрии Белозерского района. — В кн.: Вопросы геологии и микрогеологии. 127. Ожегова М.И. Овруцька світа пісковиків та сланців. — Геол. журн., 1948, 9, № 1/2, с. 116–124.

128. *Орса В.І.* Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я. — К. : Наук. думка, 1973. — 168 с.
129. *Панкуль Л.И.* Фазы и циклы планетогенеза. — Алма-Ата : Наука, 1968. — 130 с.
130. *Панкуль Л.И.* Систематика глобальных циклов природных процессов : Геол. аспекты. — Алма-Ата : Наука, 1981. — 146 с.
131. *Пастухов В.Г.* Структурные особенности и геологические условия формирования габбро-лабрадоритовых массивов северо-западной части Украинского щита : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — М., 1969. — 20 с.
132. *Пийяр Ю.К., Ключков В.М., Пастухов В.Г.* Некоторые вопросы стратиграфии докембрийских метаморфических образований Подольского блока и Голованевской шовной зоны. — Геол. журн., 1983, 43, № 5, с. 39–44.
133. *Полканов А.А.* Плутон габбро-лабрадоритов Волини УССР. — Л. : Изд-во Ленинг. ун-та, 1948. — 80 с.
134. *Полканов А.А.* Принципы стратиграфии докембрия и стратиграфия кристаллических образований Кольского полуострова. — В кн.: Тр. 1-й Всесоюзной научно-исслед. геол.-развед. конференции, М.; Л. : Госгеолтехиздат, 1935, с. 95–118.
135. *Половинкина Ю.Ир.* К вопросу о строении и составе Южно-Русской кристаллической полосы. — Изв. Геол. ком., 1927, 45, № 7, с. 23–29.
136. *Половинкина Ю.Ир.* Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР. — Тр. Лаб. геологии докембрия, 1953, вып. 2, с. 44–77.
137. *Половинкина Ю.Ир.* О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины. — Докл. АН СССР, 1960, 134, № 4, с. 909–912.
138. *Половинкина Ю.Ир.* История геологического развития Украинского кристаллического массива. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. Пробл. 9. М. : Изд-во АН СССР, 1960, с. 46–59.
139. *Половинкина Ю.Ир.* Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива. — Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1967, вып. 2, с. 113–119.
140. *Половинкина Ю.Ир.* Стратиграфия и роль ультраметаморфизма в Украинском кристаллическом массиве. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев : Наук. думка, 1971, с. 8–14.
141. *Полуновский Р.М.* Характеристика разреза гнейсовой серии Центрального Приазовья и вопросы ее стратиграфии. — Докл. АН СССР, 1969, 187, № 6, с. 1360–1363.
142. *Полуновский Р.М.* Литолого-петрографические особенности, стратиграфия и металлогения гнейсовой серии Центрального Приазовья : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — М., 1970. — 20 с.
143. *Полуновский Р.М., Белевцева А.И.* Некоторые вопросы литологического изучения метаморфической толщи Центрального Приазовья. — Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1971, вып. 3, с. 99–107.
144. *Пятницкий П.П.* Исследование кристаллических пород степной полосы юга России. — Тр. о-ва испытателей природы при Харьк. ун-те, 1898, т. 32, с. 88–105.
145. *Пятницкий П.П.* Генетические и возрастные соотношения метаморфических пород Украинского докембрия. — Геол. журн., 1938, 5, № 4, с. 18–25.
146. *Родионов С.П.* Закономерность размещения железорудных формаций в докембрии УССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 58–71.
147. *Рудницкий П.М.* Предварительные результаты изучения Володарской группы магнитных аномалий. — Геол. журн., 1961, 21, № 6, с. 44–56.
148. *Рябенко В.А., Сквородникова Е.А.* Новые находки организмов в породах ингулецкой серии Украинского щита. — Геол. журн., 41, № 3, 1981, с. 130–135.
149. *Свицельский Н.И.* Железородное месторождение Кривого Рога. — М. : ОНТИ, 1932. — 153 с. (Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния; Вып. 153.)
150. *Семененко Н.П.* Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья. — Киев : Изд-во АН УССР, 1949. — 50 с.
151. *Семененко Н.П.* Геологическое строение Украинского кристаллического массива и история его формирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1, с. 54–60.
152. *Семененко Н.П.* Докембрий Украинской ССР. — Тр. лаб. геологии докембрия АН СССР, 1953, вып. 2, с. 24–43.
153. *Семененко Н.П.* Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. — В кн.: Геология СССР. Т. 5, ч. 1. 1958. М. : Госгеолтехиздат, с. 65–88.
154. *Семененко Н.П.* Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 174–180.
155. *Семененко Н.П., Бурксер Е.С., Иваницкий М.Н.* Сравнительная характеристика возраста горных пород Украинского кристаллического массива. — В кн.: Тр. 5-й сессии Комис. по определению возраста геол. формаций. М. : Изд-во АН СССР, 1958, с. 86–110.
156. *Семененко Н.П., Родионов С.П., Усенко И.С. и др.* Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического щита. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 9. М.; Л. : Изд-во АН УССР, 1960, с. 36–45.
157. *Семененко Н.П., Виноградов А.П., Комлев Л.В. и др.* Геохронологическая карта украинского докембрия. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 5–15.
158. *Семененко Н.П., Щербак Н.П., Бартинский Е.Н. и др.* Геохронологическое обоснование нижней возрастной границы криворожской серии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11, с. 18–29.
159. *Семененко Н.П., Бойко В.Л., Орса В.И. и др.* Датирование процессов метаморфизма и магматизма докембрия Среднего Приднепровья Украинского щита. — Геол. журн., 1977, 37, № 2, с. 2–22.

160. Сиворонов А.А., Берзенин Б.З., Малиук Б.И. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. — Там же, 1981, 41, № 5, с. 20–28; № 6, с. 19–28.
161. Сиворонов А.А., Жихарев А.П. Строение, состав и стратиграфическое положение биотит-роговообманковосланцевой (метаандезитовой) формации тетерева комплекса. — В кн.: Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. Львов : Вища шк., 1981, с. 75–83.
162. Сиворонов А.А., Сирота М.Г., Бобров А.Б. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской гранито-зеленокаменной области. — Геол. журн., 1983, 43, № 6, с. 52–64.
163. Сковородникова Е.А. К вопросу о стратиграфическом расчленении отложений ингулецкой серии Украинского щита. — Киев, 1982. — 60 с. — (Препринт / АН УССР, ИГН; № 82-16).
164. Сковородникова Е.А. Условия осадконакопления отложений ингулецкой серии Украинского щита. — Киев, 1983. — 46 с. — (Препринт / АН УССР, ИГН, № 83-19).
165. Соболев Д.Н. О стратиграфии докембрия и тектонике Украинской кристаллической плиты. — Пробл. сов. геологии, 1936, 6, № 9, с. 786–807.
166. Соболев Д.Н. Геология УССР и соседних областей. — Учен. зап. Харьк. ун-та, 1948, № 26, с. 45–51.
167. Сологуб В.Б. Структура земной коры Украины. — Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 38, с. 22–36.
168. Стратиграфический кодекс СССР : Врем.свод правил и рекомендаций. — Л. : ВСЕГЕИ, 1979. — 148 с.
169. Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. I регион. стратигр. совещ. (Днепропетровск, 1982 г.). — Киев : Наук. думка, 1983. — 100 с.
170. Стратиграфия УССР, Т. I. Докембрий. — Киев : Наук. думка, 1972. — 341 с.
171. Стрыжин А.И. Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1978. — 256 с.
172. Тарасенко В.Е. О некоторых кристаллических породах Житомирского уезда. — Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1890, т. 11, с. 51–58.
173. Тарасенко В.Е. Об изверженных горных породах южной части Киевской губернии. — Учен. зап. Юрьев. ун-та, 1916, т. 10, с. 105–120.
174. Ткачук Л.Г. Докембрийські кристалічні породи та їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рік Тясмину та Вільшанки. — Тр. Укр. наук.-дослід. геол. ин-ту, 1934, т. 5, вып. 2.
175. Ткачук Л.Г. Петрография северо-западной части Украинского кристаллического массива. — Львов : Львов. геол. о-во, 1948. — 162 с.
176. Ткачук Л.Г. Північно-західна частина Українського кристалічного масиву та її геолого-петрографічні особливості. — Геол. журн., 1954, 14, № 3, с. 25–34.
177. Усенко И.С. О ранних этапах формирования Украинского кристаллического массива. — Докл. АН СССР, 1954, 45, № 5, с. 288–292.
178. Усенко И.С. О стратиграфии Украинского кристаллического щита. — Геол. журн., 1955, 15, № 4, с. 10–30.
179. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. — Киев : Изд-во АН УССР, 1960. — 178 с.
180. Усенко И.С., Калыев Г.И., Царовський І.Д. та ін. Формациї Українського щита. — Геол. журн., 1963, 23, № 1, с. 30–51.
181. Усенко И.С., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Стратиграфия гнейсово-мigmatитового комплекса Приазовья. — Там же, 1971, 31, № 2, с. 129–140.
182. Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Бернадская Л.Г. и др. Классификация геологических формаций Украинского щита. — Там же, 1974, 34, № 1, с. 3–15.
183. Феофилакт К.М. О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской. — Тр. комис. при Киев. ун-те, 1851, т. 1.
184. Фомин А.Б., Егоров О.С., Когут К.В. О коматиитах Украинского щита. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1980, № 2, с. 36–40.
185. Фуртес В.В. Микрофитофоссилии из пород овручской серии северо-западной части Украинского щита. — Геол. журн., 1979, 39, № 6.
186. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. — М. : Недра, 1977. — 420 с.
187. Хатунцева А.Я. Стратиграфия докембрия северо-западной (волынской) части Украинского щита. — Геол. журн., 1972, 32, № 1, с. 140–155.
188. Хатунцева А.Я. Лептитовая формация северо-запада Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1977. — 140 с.
189. Чирвинский В.Н. К вопросу о стратиграфии докембрия Украинского кристаллического массива. — В кн.: Сборник, посвященный 50-летию научной и педагогической деятельности акад. В.И.Вернадского. М. : Изд-во АН СССР, 1936, с. 36–41.
190. Чирвинський В.М. Геологія узбережжя Гірського Тікича на Київщині. — Геол. журн., 1939, 6, № 4, с.
191. Шатский Н.С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3–23.
192. Шоцкий И.И. Новые данные по стратиграфии и литологии тетерево-бутской серии. — Пробл. осадоч. геологии докембрия, вып. 2. Недра, 1967, с. 103–110.
193. Шварц Г.А., Пидате А.А. Геологическое строение и состав гнейсовой толщи Братского синклинария. — Геол. журн., 1980, 40, № 5, с. 20–28.
194. Шковира Ю.Д., Миткеев М.В., Семиренко А.Г. Геология и рудоносность района Гуляйпольской магнитной аномалии. Геол. журн., 1979, 39, № 1, с. 56–65.

195. Шульга П.Л., Фуртес В.В., Лапчик Ф.Е. и др. О палеозойских отложениях Белоковичской грабен-синклинали. — Геол. журн., 1982, 42, № 2, с. 120–132.
196. Шербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1975. — 269 с.
197. Шербак Н.П., Рябоконь В.В. Докембрий района р. Рось. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 52–56.
198. Шербак Н.П., Половко Н.И., Левковская Н.Ю. Изотопный возраст акцессорных минералов нижней свиты криворожской серии. — Геол. журн., 1969, 29, № 3, с. 21–29.
199. Шербак Н.П., Есипчук К.Е., Овсиенко В.Д. и др. Установление древнейших гранитоидов в докембрии Приазовья. — Доп. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 10, с. 905–907.
200. Шербак Н.П., Елисеева Г.Д., Левковская Н.Ю. и др. Геологический и радиологический возраст пород клесовской серии и осницкого комплекса. — Геол. журн., 1978, 38, № 4, с. 28–43.
201. Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1975. — 278 с.
202. Эйноор О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. — Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1971. — 184 с.
203. Этингоф И.М. Строение ингулецкой гнейсовой толщи на участке между г. Александрией и с. Петрово. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1966.
204. Этингоф И.М. Новые данные по стратиграфии ингулецкой гнейсовой толщи. — Геол. журн., 1968, 28, № 5, с. 97–100.
205. Этингоф И.М. О тектонике докембрия в Ингуло-Ингулецком районе. — Там же, 1969, 29, № 1, с. 30–38.
206. Этингоф И.М. О стратиграфическом расчленении докембрийских образований Ингуло-Ингулецкого района. — Там же, 1971, 31, № 2, с. 143–147.
207. Юрк Ю.Ю. О тетерево-бутской метаморфической серии и ее положении в стратиграфии докембрия Украинской ССР. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М. : Изд-во АН СССР, 1953, т. 1, с. 367–372.
208. Яковлев Б.Г., ОРСА В.И. Об условиях образования карбонатно-силикатных пород района с. Таромское (Среднее Приднепровье). — В кн.: Метаморфизм Украинского щита и его обрамление. Киев : Наук. думка, 1978, с. 91–92.
209. Ярощук М.А. Геохронология докембрийских пород района Володарских магнитных аномалий. — Геол. журн., 1965, 25, № 6, с. 67–71.
210. Ярощук М.А. Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы района Володарских магнитных аномалий. — Там же, 1968, 28, № 5, с. 23–33.
211. Ярощук М.А., Богатырев В.Ф., Епатко Ю.М. Железорудные формации западной части Украинского щита. — Там же, 1982, 42, № 3, с. 48–60.
212. Ярощук М.А., Фомин А.Б., Козут К.В. и др. Связь железисто-кремнистых пород юго-запада Украинского щита с коматиитами и толеитовыми базальтами. — Там же, № 1, с. 29–42.
213. Яценко Г.М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита. — Львов : Вища шк., 1980. — 131 с.
214. Яценко Г.М., Паранько И.С. Стратиграфическая корреляция на формационной основе нижнего докембрия Кировоградского и Волынского блоков Украинского щита. — Геол. журн., 1983, 43, № 3, с. 54–62; № 4, с. 23–30.
215. Malkowski St. O budowie geologicznej północno-zachodniego naroża masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego. — Sprawozdania P.I.G., 1927, N 1, s. 18–30; N 2, S. 25–41.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                                                    |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Введение (Н.П.Шербак, К.Е.Есипчук)                                                                                                                 | 3   |
| 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА (К.Е.Есипчук)                                                                          | 4   |
| 2. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА (Н.П.Шербак, К.Е.Есипчук, Б.З.Берзенин, А.С.Дранник, Ю.К.Пийяр, В.Н.Соловицкий, И.М.Этингоф) | 10  |
| 2.1. Принципы и критерии построения региональной стратиграфической схемы                                                                           | 10  |
| 2.2. Архей                                                                                                                                         | 17  |
| 2.3. Нижний протерозой                                                                                                                             | 20  |
| 2.4. Верхний протерозой                                                                                                                            | 23  |
| 3. АРХЕЙ (Н.П.Шербак, К.Е.Есипчук)                                                                                                                 | 25  |
| 3.1. Аульская серия (Б.З.Берзенин, К.Е.Есипчук)                                                                                                    | 25  |
| 3.1.1. Славгородская свита                                                                                                                         | 28  |
| 3.1.2. Базавлуцкая свита                                                                                                                           | 29  |
| 3.2. Конкско-верховцевская серия (Б.З.Берзенин, В.И.Ганоцкий, К.Е.Есипчук, С.Г.Воронова)                                                           | 31  |
| 3.2.1. Конкская свита                                                                                                                              | 37  |
| 3.2.2. Белозерская свита                                                                                                                           | 40  |
| 3.2.3. Тепловская свита                                                                                                                            | 44  |
| 3.3. Днестровско-бугская серия (Ю.К.Пийяр, К.Е.Есипчук)                                                                                            | 45  |
| 3.3.1. Тывровская толща                                                                                                                            | 49  |
| 3.3.2. Павловская толща                                                                                                                            | 52  |
| 3.3.3. Гниванская толща                                                                                                                            | 55  |
| 3.3.4. Березнинская толща                                                                                                                          | 55  |
| 3.3.5. Зеленолевадовская толща                                                                                                                     | 55  |
| 3.4. Западноприазовская серия (Б.З.Берзенин, К.Е.Есипчук, С.Г.Воронова)                                                                            | 56  |
| 3.4.1. Верхнетокмакская толща                                                                                                                      | 59  |
| 3.4.2. Кайинкулакская толща                                                                                                                        | 61  |
| 3.5. Росинско-тихичская серия (В.Н.Соловицкий, В.И.Пилипенко)                                                                                      | 63  |
| 4. НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (Н.П.Шербак, К.Е.Есипчук)                                                                                                     | 70  |
| 4.1. Бугская серия (Ю.К.Пийяр, К.Е.Есипчук)                                                                                                        | 70  |
| 4.1.1. Кошаро-александровская свита                                                                                                                | 74  |
| 4.1.2. Хашевато-завальевская свита                                                                                                                 | 75  |
| 4.2. Центральноприазовская серия (Р.М.Полуновский, К.Е.Есипчук)                                                                                    | 79  |
| 4.2.1. Темрюкская свита                                                                                                                            | 82  |
| 4.2.2. Сачкинская свита                                                                                                                            | 85  |
| 4.3. Ингуло-ингулецкая серия (И.М.Этингоф, Я.П.Билынская)                                                                                          | 89  |
| 4.3.1. Зеленореченская и артемовская свиты                                                                                                         | 101 |
| 4.3.2. Родионовская свита                                                                                                                          | 101 |
| 4.3.3. Спасовская свита                                                                                                                            | 102 |
| 4.3.4. Каменно-костоватская свита                                                                                                                  | 103 |
| 4.3.5. Чечелевская свита                                                                                                                           | 103 |
| 4.3.6. Рощаховская свита                                                                                                                           | 104 |
| 4.4. Криворожская серия (К.Е.Есипчук, Т.А.Скаржинская, Г.Ф.Гузенко, В.В.Решетняк, А.С.Киселев)                                                     | 105 |
| 4.4.1. Новокриворожская свита                                                                                                                      | 109 |
| 4.4.2. Скелеватская свита                                                                                                                          | 110 |
| 4.4.3. Саксаганская свита                                                                                                                          | 111 |
| 4.4.4. Гданцевская свита                                                                                                                           | 116 |
| 4.4.5. Глееватская свита                                                                                                                           | 119 |
| 4.5. Тетеревская серия (К.Е.Есипчук, В.М.Клочков)                                                                                                  | 120 |
| 4.5.1. Виленская свита                                                                                                                             | 122 |
| 4.5.2. Кочеровская свита                                                                                                                           | 127 |
| 4.5.3. Городская свита                                                                                                                             | 131 |
| 4.6. Клесовская серия (К.Е.Есипчук)                                                                                                                | 134 |
| 4.7. Гуляйпольская и осипенковская свиты (Е.Б.Глевасский, Н.И.Босая, Р.М.Полуновский)                                                              | 136 |
| 4.7.1. Гуляйпольская свита                                                                                                                         | 137 |
| 4.7.2. Осипенковская свита                                                                                                                         | 143 |
| 4.8. Пугачевская серия (А.С.Дранник)                                                                                                               | 150 |
| 4.8.1. Белоковичская свита                                                                                                                         | 152 |
| 4.8.2. Озерянская свита                                                                                                                            | 154 |
| 5. ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (Н.П.Шербак, К.Е.Есипчук)                                                                                                    | 155 |
| 5.1. Овручская серия (А.С.Дранник)                                                                                                                 | 155 |
| 5.1.1. Збраньковская свита                                                                                                                         | 156 |
| 5.1.2. Толкачевская свита                                                                                                                          | 158 |
| Заключение (Н.П.Шербак, К.Е.Есипчук)                                                                                                               | 159 |
| Список литературы                                                                                                                                  | 160 |

Николай Петрович Щербак, Константин Ефимович Есипчук,  
Борис Зосимович Берзенин, Евгений Борисович Глевасский,  
Анатолий Семенович Дранник, Юзеф Карлович Пийяр,  
Роман Матвеевич Полуновский, Тамара Александровна Скаржинская,  
Виталий Николаевич Соловицкий, Илья Михайлович Этингоф,  
Ярослава Павловна Билынская, Владимир Иванович Ганоцкий,  
Галина Федоровна Гузенко, Анатолий Семенович Киселев,  
Валерий Михайлович Ключков, Виталий Васильевич Решетняк,  
Нина Ивановна Босая, Светлана Григорьевна Воронова,  
Виктория Ивановна Пилипенко

**СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ДОКЕМБРИЯ  
УКРАИНСКОГО ЩИТА**

Утверждено к печати ученым советом  
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Л.Н.Полетаева  
Оформление художника С.В.Назарова  
Художественный редактор И.П.Савицкая  
Технический редактор Т.М.Зубрицкая  
Оператор Н.Г.Калиникова  
Корректоры Е.Н.Межерницкая, Н.Б.Кудрявцева

26448



Информ. бланк № 6815

Подп. в печ. 12.11.85. БФ 03152. Формат 70x108/16. Бум. офс. № 1. Гарн. Пресс-Роман.  
Офс. печ. Усл. печ. л. 15,05. Усл. кр.-отт. 15,58. Уч.-изд. л. 20,14. Тираж 530. экз. За-  
каз 5-877 Цена 3 р. 10 к.

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.  
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

3 р. 10 к

НАУКОВА ДУМКА