

ЖЕЛЕЗИСТО-
КРЕМНИСТЫЕ
ФОРМАЦИИ
ДОКЕМБРИЯ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Стратиграфия



МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
ПРОЕКТ № 247
«ДОКЕМБРИЙСКИЕ РУДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ТЕКТНИКА»

•

51
1100

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ЧЕРНОЙ МЕТАЛЛУРГИИ СССР

ЖЕЛЕЗИСТО- КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Главный редактор
Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ

Редакционная коллегия
Р. Я. БЕЛЕВЦЕВ, М. И. ВЕРИГИН, Н. П. ГРЕЧИШНИКОВ,
Г. И. КАЛНЕВ, В. Б. КОВАЛЬ, Е. М. ЛАЗЬКО,
Е. И. МАЛЮТИН, В. В. НАУМЕНКО, Б. И. ПИРОГОВ,
Н. А. ПШАКСЕНКО, В. Ю. ФОМЕНКО, Н. П. ЦЕРВАК

НАУКОВА ДУМКА

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
ОТДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

551.7

Стратиграфия

5083

КИЕВ 1988



Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия Щербак Н. П., Белевцев Я. Н., Фоменко В. Ю. и др. — Киев: Наук. думка, 1988. — 192 с. — (Междунар. прогр. геол. корреляции. Проект № 247 «Докембрийские рудные месторождения и тектоника»). — ISBN 5-12-000176-9.

В монографии рассмотрены основные критерии выделения крупных стратиграфических единиц в докембрии. Охарактеризованы опорные разрезы серий и свит, вмещающих железисто-кремнистые образования различных регионов европейской части СССР, а также геологические позиции всех стратиграфических подразделений этих образований. Приведены строение и состав маркирующих вулканических комплексов и дана корреляционная стратиграфическая схема железисто-кремнистых образований докембрия европейской части СССР.

Для геологов и научных работников, изучающих докембрийские образования и рудные месторождения.

Табл. 14. Рис. 37. Библиогр.: с. 180—189 (270 назв.).

Ответственный редактор

Н. П. ШЕРБАК

Авторы

Н. П. ШЕРБАК, Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, В. Ю. ФОМЕНКО, В. И. ГАНОЦКИЙ, В. Я. ГОРЬКОВЕЦ,
К. Е. ЕСИПЧУК, М. Н. КОРЖНЕВ, Е. М. КРЕСТИН, А. М. ПАП, Н. И. ПОЛОВКО,
А. А. СИВОРОНОВ, Р. И. СИРОШТАН, Т. А. СКАРЖИНСКАЯ, О. М. СТРУЕВА, И. Н. ЩЕГОЛЕВ

Редколлегия

В. Ю. ФОМЕНКО, Е. М. КРЕСТИН, И. Н. ЩЕГОЛЕВ

Рецензенты

Л. С. ГАЛЕЦКИЙ, Г. И. КАЛЯЕВ

Редакция литературы о Земле

Ж $\frac{1904050000-129}{M221(04)-88}$ КУ-2-221-88

ISBN 5-12-000176-9

© Издательство «Наукова думка», 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ К ЦИКЛУ МОНОГРАФИЙ «ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР»

В Советском Союзе ежегодно добывается 240—250 млн т товарных железных руд и выплавляется около 150 млн т стали. Только в послевоенные годы на базе открытых геологами железорудных месторождений построены города: Оленегорск, Костомукша и Ковдор; Рудный (Кустанайской области); Железногорск (Курской области); Губкин (Белгородской области); Комсомольск-на-Днепре, Новый Кривой Рог, Желтые Воды, Днепрудный, Иршанск и другие на Украине.

Многолетними работами коллектива ученых Института геохимии и физики минералов АН УССР установлено, что железисто-кремнистые формации докембрия обладают исключительно высоким потенциалом образования железорудных месторождений вследствие гигантского накопления железа в раннепротерозойскую эпоху формирования земной коры. Это дало возможность выдвинуть научно-техническую программу по фундаментальному изучению закономерностей образования и размещения железорудных месторождений в европейской части СССР и прогнозной их оценке.

В XI пятилетке (1981—1985 гг.) выполнен план научно-исследовательских работ по теме: «Геолого-генетическое изучение железисто-кремнистых формаций европейской части СССР для установления закономерностей железнакопления в докембрии, прогнозной оценки перспективных площадей и выдачи рекомендаций по очередности проведения геолого-поисковых и разведочных работ».

Программой предусматривалось изучение современными методами минерального вещества, экспериментальное моделирование процессов железнакопления и рудообразования, обобщение и систематизация геофизических, геологических и генетических данных по железисто-кремнистым формациям докембрия для установления фундаментальных положений геологии и металлогении докембрия и определения перспектив использования железорудного минерального сырья.

Над выполнением этого плана научно-исследовательских работ трудились шесть групп по таким регионам: 1) Украинский щит (руководители Я. Н. Белевцев, Л. С. Галецкий), 2) Курский рудный (Н. А. Плаксенко), 3) Белорусско-Прибалтийский (Н. А. Корнилов), 4) Карело-Кольский (В. Б. Дагелайский), 5) Уральский (А. М. Дымкин) и 6) Молдавский районы (М. И. Жеру, И. Г. Чебан). В работе приняли участие 46 институтов Академии наук СССР и УССР, а также институты и геологические организации Министерства геологии и Министерства черной металлургии СССР и УССР.

В результате полевых работ и лабораторных исследований по всем исследуемым районам получены новые материалы по геологическому строению рудных районов, а также фактические материалы по литологии, геохимии, изотопии, возрасту формаций, выполнено экспериментальное моделирование процессов рудообразования.

За истекшее пятилетие были проведены полевые работы в следующих рудных районах: в Курско-Белгородском — 1981 г.; Белорусско-Прибалтийском — 1982 г.; Карело-Кольском — 1983 г. и на Украинском щите (Криворожско-Кременчугский бассейн, Белозерский район, Одесский и др.) — 1984 г.

Наиболее активными участниками работ являлись: Н. А. Плаксенко, Н. П. Щербак, В. Ю. Фоменко, Н. А. Корнилов, М. И. Жеру, И. Г. Чебан, В. Я. Горьковец, М. А. Ярошук, И. Н. Щеголев, Г. И. Каляев, М. Б. Раевская, Е. М. Крестин, Т. А. Ска-

ржинская, М. Н. Коржнев, А. А. Сиворонов, Р. Я. Белевцев, В. Х. Петерсель, Б. А. Горлицкий, Б. А. Занкевич, Л. Г. Прожогин, Ю. М. Стебновская, С. И. Чайкин, Б. И. Пирогов, В. М. Кравченко, А. Д. Додатко, С. И. Терещенко, Ю. М. Епатко, М. И. Веригин, Н. И. Голивкин, Ю. С. Лебедев, Л. С. Галецкий, А. И. Стрыгин, Н. П. Гречишников, Ф. И. Жуков, Е. Ш. Пиковский, В. Б. Сологуб, И. К. Пашкевич, А. М. Пап, В. А. Рябенко, Г. Б. Мотуза, В. В. Ветренников, И. Н. Леоненко, В. В. Решетняк, Е. И. Малютин, В. М. Заруба, В. И. Шелегеда, В. П. Орлов, Е. Б. Глевасский, С. С. Быстревская, Э. В. Мельничук, Е. М. Лазько, за что выражаем им благодарность.

Научно-теоретические и прикладные результаты проведенных исследований публикуются в десяти томной серии монографий «Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР»:

Стратиграфия. Ответственный редактор академик АН УССР Н. П. Щербак.

Тектоника. Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Г. И. Каляев.

Типы формаций. Ответственные редакторы доктор геол.-мин. наук Н. А. Плаксенко, доктор геол.-мин. наук М. А. Ярошук.

Метаморфизм. Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Р. Я. Белевцев.

Структура месторождений и рудных районов. Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Н. П. Гречишников.

Минералогия. Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Б. И. Пирогов.

Железоносные зеленокаменные пояса. Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Е. М. Лазько, доктор геол.-мин. наук В. В. Науменко.

Генезис железных руд. Ответственные редакторы академик АН УССР Я. Н. Белевцев и доктор геол.-мин. наук В. М. Кравченко.

Прогнозная оценка месторождений. Ответственный редактор кандидат геол.-мин. наук М. И. Веригин, Ю. М. Епатко.

Железонакопление и генетические типы железорудных формаций. Ответственный редактор академик АН УССР Я. Н. Белевцев.

Полученные результаты исследований позволили сформулировать фундаментальные научно-теоретические положения и определить их научно-техническое положение (прикладное).

1. НАУЧНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. Образование железорудных формаций докембрия генетически связано с эволюцией железнанакопления в земной коре. Оно вызвано процессами становления Земли как в планетарный, так и в геологические периоды развития.

В планетарном периоде железо накапливалось под влиянием гравитационных сил из протопланетного и аккреционного вещества в мантии и ядре Земли, откуда оно под влиянием конвекционных движений периодически поднималось и концентрировалось в верхней мантии и океанской коре Земли в виде железнанакопительных слоев.

В геологические периоды развития Земли происходило вторичное железнанакопление в материковой коре при последовательной переработке океанской коры через долгоживущие геосинклинальные и рифтовые системы. Последующее перемещение и концентрация железа в континентальной коре докембрия генетически связаны с развитием геологических процессов — вулканизма, седиментации, метаморфизма и гипергенеза.

2. Установлена и изучена докембрийская мегаэпоха железнанакопления, с которой связано образование подавляющего большинства всех железорудных месторождений нашей планеты.

Самой грандиозной в истории Земли была докембрийская эпоха железнанакопления, генетически и пространственно связанная с образованием железнано-кремнистых формаций. Она представлена наиболее крупными железорудными бассейнами на Восточно-Европейской платформе (СССР и Швеция) и других континентах. Месторождения железных руд этой эпохи составляют более 80 % мировых ресурсов железа.

Определены четыре стратиграфических (временных) уровня железнанакопления в докембрии и установлено их значение в образовании железорудных месторождений: а) раннеархейский — возрастом 3,65—3,4 млрд лет; б) позднеархейский — 3,2—2,8 млрд лет; в) нижнепротерозойский — 2,7—2,3 млрд лет; г) протерозойский — 2,3—2,2 млрд лет.

Первому, наиболее древнему стратиграфическому уровню накопления железа соответствуют осадочно-вулканогенные железистые породы, развитые среди нижнеархейских

мигматитов (меньше они встречаются в терригенных породах). Они представлены мало мощными слоями железисто-кремнистых пород, залегающих в мигматитах, гнейсах и амфиболитах, которые являются измененными основными эффузивами. Железистые породы в виде мало мощных пластов, пачек и отдельных слоев чередуются с кристаллическими сланцами, гнейсами биотитового или амфиболового состава. Такого состава породы в районе Курской магнитной аномалии образуют обоянскую серию, в Приднепровье — аульскую серию, в Приазовье к ним отнесены железистые породы, встреченные среди архейских мигматитов, амфиболитов и гнейсов.

Изотопный возраст железистых пород первого стратиграфического уровня, встреченных среди древнейших метаморфических образований аульской серии в Среднем Приднепровье, составляет 3,7—3,4 млрд лет.

К первому, самому древнему (нижнеархейскому) уровню накопления железа отнесены многочисленные маложелезистые терригенноосадочные и вулканогенные образования, известные во многих местах Белоруссии, Прибалтики и в Карело-Кольском регионе, где они сочетаются с терригенными и вулканогенными отложениями нижнего докембрия.

Второму стратиграфическому уровню соответствует вулканогенно-осадочно-терригенная, реже — осадочно-хемогенная, железисто-кремнистая серия пород, залегающая несогласно на архейских гнейсах и мигматитах. По стратиграфическому положению среди пород докембрия она может быть датирована поздним археем. Эта серия представлена железистыми кварцитами, различными по составу сланцами и метапесчаниками михайловской серии в районе Курской магнитной аномалии, конкско-верховцевской серии на Украинском щите. Многочисленные железисто-кремнистые образования отмечены в нижней свите гимольской серии Западной Карелии и имандрийской серии Кольского п-ва. Окатанные породы аналогичного состава встречены среди конгломератов скелеватской свиты, подстилающей железорудную саксаганскую свиту криворожской серии.

Главной особенностью руд второго стратиграфического уровня является их тесная генетическая и пространственная связь с осадочно-вулканогенными образованиями раннего протерозоя. Изотопный возраст второго этапа железнакопления — 3,2—2,8 млрд лет.

Третьему стратиграфическому уровню соответствуют железисто-кремнистые породы терригенно-хемогенного происхождения, сформировавшиеся в узких троговых геосинклиналях (грабен-синклиналях) в раннепротерозойское время. В КМА этот уровень отражен в породах коробковской свиты курской серии, в Криворожском бассейне — саксаганской свиты. Для железистых кварцитов и джеспилитов этого уровня характерны максимальные мощности. В отдельных местах мощность железорудной свиты достигает 1,5—2 км, а запасы — многих миллиардов тонн. Железистые породы третьего стратиграфического уровня слагают железорудные бассейны, такие, как Курский и Криворожский. На других щитах им аналогичны — Месаби — в США, Лабрадорский — в Канаде, Хамерсли — в Австралии, Сингхбум — в Индии и др.

В Криворожском и Курском железорудных районах максимум богатых железных руд среди пород третьего стратиграфического уровня находится в Саксаганском районе и на Яковлевском, Гостищевском и других месторождениях в Белгородском районе. Аналогичные породы (джеспилиты и тонкополосчатые железистые кварциты) слагают Южно-Белозерское месторождение и Переверзевскую полосу железистых пород Белозерского района.

Особенностями рудных формаций третьего стратиграфического уровня являются: а) сланцево-джеспилитовый (терригенно-хемогенный) их состав; б) вулканогенно-кластогенный характер подстилающих толщ; в) многопластовое строение железорудных свит; г) карбонатно-углистый состав перекрывающих образований; д) большая мощность железистых пород, превосходящая суммарную мощность железистых пород всех других железорудных формаций.

Четвертому стратиграфическому уровню в докембрии соответствуют железисто-кремнисто-карбонатно-углистые породы кластогенно-хемогенного происхождения, залегающие среди пород гданцевской свиты. Последняя несогласно залегаёт на породах саксаганской свиты или развивается самостоятельно. Возможно, к этому же уровню железнакопления относятся породы Западной Анновской полосы в Криворожском железорудном районе, а также многочисленные разные по величине полосы железистых пород, размещенные среди углистых сланцев, карбонатных пород и графитовых гнейсов (Артемовское и Петровское месторождения, а также участки Млынковский, хутор Петровского и многие другие), известные под общим названием железорудные месторождения и участки Правобережного района.

3. Главным процессом рудообразования после седиментации и вулканизма явился региональный метаморфизм. Он сопровождался полной перекристаллизацией первичных железисто-кремнистых осадков и концентрацией железа в благоприятных тектонических зонах (метаморфогенное рудообразование). В результате этого процесса сформировались богатые и рядовые магнетитовые руды.

4. Основными положениями, подтверждающими и способствующими развитию теории метаморфогенного рудообразования, являются: первичное железнакопление генетически связано с вулканогенно-осадочными процессами при становлении сиалической земной коры; метаморфизм железоносных пород осуществляется потоком флюидов и растворов под влиянием конвективного тепла, что привело к образованию железистых пород и руд докембрийской геологической эпохи.

5. Основными генетическими типами железорудных формаций Восточно-Европейской платформы являются осадочно-миогеосинклинальный, осадочно-вулканический и вулканогенно-осадочный.

Структурно-исторические районы распространения различных генетических типов железорудных формаций в зависимости от возраста и типа земной коры: нижнепротерозойские (главные), архейские и архей-нижнепротерозойские (второстепенные).

Впервые в истории изучения железисто-кремнистых формаций установлена смена маргито-гематитовых руд и пород магнетитовыми рудами и породами на глубине 1100—1300 м (Переверзевский участок Южно-Белозерского месторождения — УССР).

6. Гипергенез был завершающим процессом формирования железорудных месторождений докембрия и осуществляется под влиянием нисходящих вод глубинной циркуляции (глубинные зоны окисления).

II. НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ (ПРИКЛАДНЫЕ)

1. Наиболее перспективные железисто-кремнистые формации развиты в Криворожско-Кременчугском, Курско-Белгородском и Кольско-Карельском рудных районах. Менее перспективны Белорусско-Прибалтийский, Приазовский, Конкско-Орехово-Верховцевский и Одесско-Херсонский районы. По выделенным перспективным районам развития железисто-кремнистых пород докембрия европейской части СССР определены возможные размеры минеральных ресурсов железорудного сырья.

2. Геолого-тектоническая карта размещения докембрийских железорудных формаций на территории европейской части в масштабе 1 : 2 500 000 содержит информацию о возрасте, тектонотипах, вещественном составе, региональных тектонических структурах и других данных, характеризующих железорудные формации. Такая карта для докембрийских железорудных формаций составлена впервые.

3. Классификация тектонотипов железорудных формаций отражает палеотектонические условия их образования и закономерности размещения на территории европейской части СССР. Палеотектоническая обстановка возникновения различных формаций реконструирована на основе теории тектоники литосферных плит. По набору признаков данного тектонотипа возможна предварительная оценка его геолого-экономической значимости.

4. Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований, вмещающих железисто-кремнистые формации европейской части СССР, составлена на основании единых объективных принципов их стратиграфического расчленения. Показана роль и место железисто-кремнистых формаций разных стратиграфических уровней в общем геологическом развитии на обширной территории. В геологической истории формирования как Украинского шита в раннедокембрийское время, так и всей европейской части СССР отчетливо установлены три крупных этапа образования железорудных месторождений и рудных бассейнов: позднеархейский, раннепротерозойский и протерозойский, охватывающие период от 3700 до 2000 млн лет.

5. Главные признаки железисто-кремнистых формаций обобщены при их типизации и классификации.

По сумме геологических признаков железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР подразделяются на осадочную (миогеосинклинальную), терригенно-верхогенную — криворожский тип, вулканогенно-осадочную (миоэвгеосинклинальную) — верховцевский тип и осадочно-лептитовую (догеосинклинальную) — оленегорский тип. В архейской группе преобладает вулканогенный тип формаций, в протерозойской — вул-

каногенно- и хемогенно-осадочный. С хемогенно-осадочным, или криворожским, типом железисто-кремнистой формации связаны главные запасы богатых железных руд.

6. Главными циклами метаморфизма железисто-кремнистых формаций докембрия (эволюция метаморфизма) являются: а) раннеархейский цикл гранулитовой фации, позднеархейский и раннепротерозойский циклы амфиболитовой фации (месторождения Приазовья, Среднего Побужья, Прибалтики, Кольского п-ова); б) позднеархейско-раннепротерозойский цикл с зональным низко-среднетемпературным метаморфизмом — от позднеархейского в зеленокаменных поясах (Среднее Приднпровье) до раннепротерозойского в терригенных поясах криворожского типа (Криворожский железорудный район, месторождения Галецино и Гуляй Поле, район Курских магнитных аномалий). Промежуточные пояса терригенно-зеленокаменного типа имеют возраст: поздний архей — ранний протерозой (Белозерка, Костомукша).

7. Зоны зеленосланцевой фации метаморфизма характеризуются преимущественной приуроченностью к ним мощных железорудных толщ, нередко вмещающих залежи богатых железных руд (Криворожский, Белозерский, Костомукшский и Белгородский рудные районы).

8. Образование главных продуктивных железорудных формаций — магнетитовых и мартитовых кварцитов в сланцах, магнетитовых кварцитов в гнейсах и кальцифирах — обязано процессам седиментации и метаморфизма. Образование магнетит-габбродной формации генетически связано с процессами седиментации, вулканизма и в последующем — ультраметаморфизма.

9. По данным экспериментальных исследований, наиболее благоприятны для миграции железа в эндогенных условиях температуры 450—500 °С. Закисное железо в этом интервале температур формирует хлоридные комплексы в концентрированных растворах хлорида натрия.

10. Систематика рудоконтролирующих структур, различных по морфологии и практической значимости, выполнена для Украинского щита с учетом масштабных уровней: металлогенических зон, рудных полей, месторождений, залежей, рудопроявлений.

11. Структурные критерии разработаны: а) по разведке участков, перспективных на развитие богатых железных руд глубоких горизонтов Белозерского и Белгородского районов; б) по рациональному направлению детальной и эксплуатационной разведки залежей богатых железных руд на глубоких горизонтах месторождений Криворожского и Курско-Белгородского районов. Рекомендации переданы производственным организациям.

12. Принципы металлогенического районирования площадей развития железорудных формаций базируются на структурно-формационной основе. Определены критерии выделения металлогенических железорудных провинций, зон (областей), районов и рудных полей. Металлогеническое районирование на железные руды проведено для Украинского щита, Курской магнитной аномалии (Воронежский выступ), Белорусско-Литовского выступа, восточной части Балтийского щита с выделением железорудных зон (областей), районов и рудных полей.

13. Принципы прогноза разработаны для площадей развития железорудных формаций с определением геолого-экономических параметров оценки прогнозных ресурсов на базе анализа геолого-промышленной характеристики железорудных провинций и геолого-экономических данных эксплуатируемых докембрийских железорудных месторождений. В итоге дана прогнозная оценка железорудных формаций европейской части СССР на железные руды Украинской, Курской, Белорусско-Прибалтийской и Карело-Кольской провинций.

К перспективным районам нахождения новых участков развития железных руд и месторождений отнесены глубокие горизонты Криворожско-Кременчугского и Курско-Белгородского районов, Побужский район развития железисто-кремнистых образований Украины, а также Белорусский, Прибалтийский и Карело-Кольский регионы.

Издаваемый цикл монографий является вкладом в исследования по проекту № 247 «Докембрийские рудные месторождения и тектоника» Международной программы геологической корреляции (МПК).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Стратиграфия как фундаментальная геологическая наука имеет большое прикладное значение. Знание последовательности залегания геологических образований помогает восстанавливать события, способствовавшие их накоплению, а следовательно, разрабатывать основы прогнозирования и поисков полезных ископаемых, в данном случае железных руд.

Огромный фактический материал по геологии докембрия позволил во многих районах мира провести его детальное стратиграфическое расчленение. Однако ряд спорных вопросов о стратиграфическом положении отдельных толщ различных районов развития докембрия существует и в настоящее время.

Методы стратиграфического расчленения, широко используемые для фанерозойских образований, не всегда применимы для докембрийских комплексов. Это вызвало необходимость разработки основных критериев стратиграфического расчленения докембрия и выдвинуло на первый план изучение геологических взаимоотношений толщ и изотопно-геохронологические исследования.

Для изучения стратиграфии докембрия важно также выделение маркирующих толщ, характеризующих тот или иной стратиграфический уровень. Такими толщами с полным основанием можно считать железисто-кремнистые и вулканогенные формации докембрия. Для межрегиональной корреляции использованы описания вулканических комплексов, являющихся маркирующими. Во всех рассматриваемых регионах установлено два вулканических комплекса, характеризующихся развитием весьма специфических формаций, не имеющих аналогов на других стратиграфических уровнях.

Итогом исследований являются стратиграфические схемы докембрия отдельных районов, а также корреляционная стратиграфическая схема железисто-кремнистых образований европейской части СССР.

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ КРУПНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ

Решение проблемы стратиграфической корреляции архейских и протерозойских железисто-кремнистых формаций Украинского, Балтийского щитов и Воронежского кристаллического массива во многом зависит от степени обоснованности стратиграфических шкал этих регионов. Поскольку для каждого из них разработано несколько вариантов стратиграфических схем, для сопоставления и корреляции нами взяты только те, которые утверждены Региональными межведомственными стратиграфическими комиссиями (РМСК), так как именно они наиболее объективно учитывают весь комплекс критериев и признаков, положенных в основу разработки возрастной последовательности докембрийских формаций, среди которых особое значение имеют железисто-кремнистые. Размещение последних независимо от их генетической принадлежности чаще всего подчинено стратиграфическому контролю.

При обсуждении принципов и методов стратиграфического расчленения и корреляции докембрийских образований большинство исследователей отдают предпочтение историко-геологическому принципу, в основу которого положены следующие критерии.

1. Геолого-стратиграфический — включает в себя обязательное выявление характера структурно-тектонических соотношений, согласное или несогласное залегание разновозрастных стратиграфических подразделений. При стратиграфическом несогласии вышележащие толщи часто начинаются с древних метаморфизованных кор выветривания или базальных конгломератов. Детальное изучение кластогенного материала конгломератов имеет исключительно важное значение. В частности, установление такого явления, как наличие в метаосадочных образованиях скелеватской свиты криворожской серии кластогенного циркона, по геохимическим особенностям и изотопному возрасту совершенно идентичного циркону из гранитов днепропетровского комплекса, однозначно доказывает более древний возраст этих гранитов, чем пород криворожской серии. Что касается угловых несогласий между разновозрастными стратиграфическими подразделениями докембрия, то практическое использование этого признака часто затруднено из-за многократной тектонической переработки нижнедокембрийских образований. Однако дискордантные соотношения отчетливо намечаются между тектоническими структурами, сложными кристаллическими породами обоянской серии, и зеленокаменными поясами, представленными образованиями михайловской серии.

Значение древних кор выветривания как показателей межформационных перерывов в осадконакоплении с континентальным режимом все более возрастает, особенно при изучении древних (архейских и протерозойских) осадочно-метаморфических комплексов. Суть проблемы состоит в том, что не всегда однозначно по вещественному составу древние коры выветривания можно надежно отделить от гидротермальных и метасоматических образований.

Для архейского времени (геологический рубеж 3,0—3,2 млрд лет) попытки выделения древних эпох корообразования предпринимались неоднократно: А. М. Цехомским [236] — для Алданского щита Сибири, А. Д. Савко и И. Н. Щеголевым [193, 194] — для Воронежского кристаллического массива, В. М. Зинченко [93] — для Украинского щита. Вследствие многократной переработки метаморфическими и метасоматическими процессами архейских пород уверенное выделение эпох корообразования на этом геологическом рубеже остается проблематичным.

В нижней части нижнего протерозоя (рубеж 2,6 млрд лет) сохранились остаточные метаморфизованные продукты выветривания, по которым на территории Украинского и Балтийского щитов, Воронежского кристаллического массива и в других районах Восточно-Европейской платформы выделены эпохи корообразования. На Украинском щите для этого рубежа установлены доновокриворожская и доскелеватская эпохи корообразования [82], на Воронежском кристаллическом массиве — докурская [194].

Геохронологический рубеж 1,9—2,2 млрд лет также отмечен развитием эпох корообразования. Дофрунзенская эпоха выветривания в Кривбассе [82], доятулийская в Карелии [113], доскольская на КМА [193] отчетливо фиксируют континентальный спокойный тектонический режим в самом конце раннего протерозоя.

Реальное существование трех крупных эпох корообразования подтверждается данными геохронологических исследований.

2. Формационный критерий. Он основан на всестороннем изучении формаций докембрийских образований. Отметим, что теоретические основы формационного анализа применительно к докембрию пока не разработаны так фундаментально, как это сделал Ю. А. Кузнецов [129] для фанерозоя. Большинство исследователей относят к определенным формациям докембрия ассоциации горных пород близкого генезиса (например, железисто-кремнистые, глиноземистые, базитовые, гранитоидные и т. д.). Было бы правильнее при определении формации помимо состава и генезиса учитывать еще и возраст. Иными словами, под докембрийской формацией определенного типа следует понимать ассоциацию пород конкретного состава, генезиса и возраста. При таком понимании в докембрии Украинского щита могут быть выделены нижнеархейская и нижнепротерозойская железисто-кремнистые формации, а в пределах КМА — не менее четырех разновозрастных железисто-кремнистых формаций.

3. Петрологический критерий сводится к выявлению режима и направленности метаморфизма и установлению соотношения между гранитоидами и железисто-кремнистыми образованиями. Характер направленности метаморфических процессов имеет важное значение для тех стратиграфических подразделений, которые в близких термодинамических условиях претерпели многократные преобразования. Например, днестрово-бугская серия Украинского щита, которая, по данным И. С. Усенко [231], в условиях гранулитовой фации была метаморфизована дважды. Причем разрыв во времени между первым и вторым этапом составляет около 1 млрд лет.

Геологические соотношения комплексов гранитоидов и метаморфических серий пород широко используются в практике стратиграфического расчленения докембрийских образований. Следует учитывать, что в одних случаях время образования комплексов гранитоидов синхронно с метаморфизмом вмещающих толщ, в других — гранитообразование по времени значительно оторвано от процессов метаморфизма тех образований, к которым они пространственно приурочены.

При формировании зеленокаменных поясов синхронны по времени не только метаморфические события, гранитообразование, но и процессы седиментации. Поэтому геологические соотношения метаосадочных, метавулканических и гранитоидных пород в каждом конкретном случае желательно подкреплять изотопным датированием этих образований.

Важное значение имеют дайковые породы, как правило, знаменующие собой этап кратонизации. Дайковые породы гранитоидного и основного со-

ставов широко развиты в докембрии Украинского, Балтийского щитов и Воронежского кристаллического массива. В стратиграфическом плане они чаще всего приурочены к рубежам верхнего архея и нижнего протерозоя, нижнего и среднего протерозоя.

4. Изотопно-геохронологический критерий основывается на определении возраста геологических процессов: а) палеовулканизма и седиментации; б) магматизма; в) наложенных метаморфических и метасоматических процессов.

Седиментация и палеовулканизм отвечают начальным, а процессы гранитообразования — завершающим этапам формирования метаморфических серий. Знание времени протекания этих процессов позволяет выполнить надежную стратиграфическую корреляцию.

При создании корреляционной стратиграфической схемы докембрия Украинского щита этот критерий широко использован. При датировании главных геологических событий, приведших к формированию крупных стратиграфических подразделений щита, использовались не все изотопные данные, а лишь так называемые реперные, которые отвечают времени проявления крупных геологических событий — седиментации, палеовулканизма, метаморфизма, метасоматоза и гранитоидного магматизма. Чаще всего такие данные могут быть получены уран-свинцовым и рубидий-стронциевым изохронными методами по минералам, сингенетичным с конкретными геологическими событиями.

Определение изотопного возраста геологических событий, отвечающих начальным и конечным стадиям образования метаморфических серий, вмещающих железисто-кремнистые формации докембрия, — одна из первоочередных задач стратиграфического расчленения докембрия.

5. Палеонтологический критерий. Биостратиграфический метод, широко применяющийся для возрастного расчленения фанерозойских образований, пока, к сожалению, ограниченно используется в стратиграфии докембрия, особенно нижнего.

Для рифея стратиграфическое значение имеют строматолиты и микрофитолиты. При создании местных стратиграфических схем для рубежа докембрия и кембрия используются известковые водоросли. Б. В. Тимофеев [226, 227] опирается на данные по микрофитофоссилиям при расчленении и межрегиональных сопоставлениях верхнего и нижнего протерозоя.

На Украинском щите докембрийские породы сильно метаморфизованы, поэтому органические остатки в них плохо сохранились. Первые находки органических остатков в протерозойских отложениях Криворожья описаны В. В. Бесединым [25, 26], а позднее Л. С. Белокрысом и Л. Ф. Мордовец [20].

К настоящему времени уже накоплен некоторый палеонтологический материал, используемый при стратиграфическом расчленении нижнего протерозоя.

В последнее время остатки докембрийских организмов изучала А. М. Снежко. Она обнаружила органические остатки в углеродсодержащих породах, которые пространственно ассоциируют с железорудными формациями. Палеонтологические исследования проведены по породам криворожской серии, гуляйпольской и осипенковской свит центральноприазовской серии [242, 246]. Детально палеонтологически исследованы только породы криворожской серии. В графитсодержащих сланцах и мраморах гданцевской свиты и в гальке аналогичных пород из конгломератов глееватской свиты выявлены растительные остатки протерозойского возраста.

Комплекс микрофоссилий и микрофитолитов, характерный для гданцевской и глееватской свит криворожской серии, не обнаружен в породах саксаганской (железородной) свиты; этот факт позволил А. М. Снежко высказать предположение о том, что саксаганская свита формировалась в иных палеофациальных и тектонических условиях, а растительный мир докембрия, особенно синезеленые водоросли, достиг широкого развития после железонакопления саксаганского типа.

В осадочно-метаморфических породах, относящихся к ингуло-ингулецкой серии, растительные остатки установлены в графитсодержащих сланцах, реже — в гнейсах и доломитовых мраморах средней подсвиты радионовской свиты. Микрофитофоссилии, онколиты и водорослевые структуры, обнаруженные в этих породах, сопоставимы с органическими остатками гданцевской свиты. Частота встречаемости остатков ископаемых микроорганизмов в Западно-Ингулецкой зоне, как и в Криворожско-Кременчугской, уменьшается к северу с возрастанием степени метаморфизма пород.

Органические остатки в виде микрофоссилий на Украинском щите приурочены в основном к криворожской серии. В восточной части Балтийского щита подобный комплекс микрофоссилий характерен для ятулия. Наиболее полно микропалеоботанические исследования осадочно-метаморфических пород нижнего протерозоя Украинского и Балтийского щитов выполнил Б. В. Тимофеев [226, 227].

В результате стратиграфической корреляции железисто-кремнистых формаций докембрия Восточно-Европейской платформы выявлены определенные закономерности изменения вещественного состава нижнедокембрийских толщ, вмещающих железисто-кремнистые формации, как по латерали, так и по стратиграфическим уровням.

В изучаемых районах развития железисто-кремнистых формаций нет реальной возможности использовать весь комплекс рассматриваемых критериев. Поэтому приведенная в конце работы межрегиональная стратиграфическая корреляция железисто-кремнистых формаций во многом проблематична и требует дальнейшего совершенствования.

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ СЕРИЙ И СВИТ, ВМЕЩАЮЩИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Описание разрезов серий и свит железисто-кремнистых формаций, имеющих региональное значение, могут быть использованы для составления корреляционных и унифицированных хроностратиграфических схем докембрия различных районов как СССР, так и всего мира.

АРХЕЙ (AR)

Конкско-верховцевская серия (ARkv)

Конкско-верховцевскую серию метаморфических образований в докембрии Среднего Приднепровья впервые выделили В. Н. Гладкий и А. Н. Козловская [48]. В дальнейшем соответствующий серии комплекс пород большинством исследователей также включался в состав единой серии, однако геохронологическое положение и строение последней рассматривались по-разному. Согласно представлениям М. Н. Доброхотова [75, 77, 81], Г. Ф. Гузенко [70], В. Н. Гладкого [48], Н. П. Щербака [249, 254], отложения конкско-верховцевской серии сформировались в архее в период 3500—3100 млн лет назад. Я. Н. Белевцев [14], Ю. Ир. Половинкина [177], А. П. Никольский и А. Н. Ефимов [154, 155], Г. И. Каляев [98], Е. Н. Лазько и др. [141] относят породы серии к нижнему протерозою. Совсем по-иному к стратиграфии рассматриваемого комплекса подходит Н. П. Семененко [197, 198], различающий в его разрезе четыре серии, две из которых соответствуют интервалу времени 3500—3100, две другие — 2700—2300 млн лет.

В 1967—1970 гг. решением Украинской межведомственной стратиграфической комиссии (УРМСК) конкско-верховцевская серия утверждена в качестве региональной стратиграфической единицы с верхним радиологическим рубежом 2700 млн лет [5]. В схеме 1978 г. закреплено деление серии на четыре свиты (снизу вверх): аульскую, конкскую, белозерскую и тепловскую. В 1980 г. УРМСК принято решение аульскую свиту перевести в ранг серии.

Таким образом, в соответствии со стратиграфическими схемами УРМСК последних лет, включая и схему 1984 г., конкско-верховцевская серия относится к архею и расчленяется на три свиты. Изотопный возраст отложений серии, установленный по цирконам из вулканитов конкской и белозерской свит [245, 248, 251, 253, 254], составляет 3000—3100 млн лет.

Конкская свита (ARkn). По вещественному составу существенно вулканогенная. Слагающие ее породы развиты в Белозерском, Конкском, Чертомлыкском, Сурском и Верховцевском железорудных районах. Стратиграфические границы свиты не известны. Изученные контакты являются, за исключением отдельных спорных случаев, тектоническими или магматическими, вдоль которых метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования свиты соприкасаются с мигматитами или гранитоидами днепрпетровского и сурского комплексов.

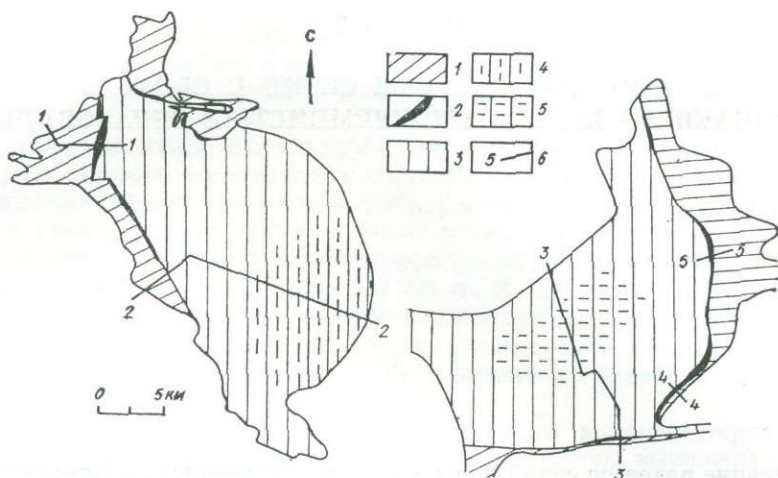


Рис. 1. Площади развития пород стратиграфических подразделений конкской свиты и положение буровых профилей в Сурской (слева) и Чертомлыкской зеленокаменных структурах. Подсвиты: 1 — нижнеконкская, 2 — среднеконкская, 3 — верхнеконкская; 4 — салически-мафическая толща; 5 — 11 саличевская толща; 6 — поисково-картировочные профили: 1-1 — Северо-Сурский, 2-2 — Южно-Сурский, 3-3 — Чертомлыкский, 4-4 — профиль 22, 5-5 — профиль 62

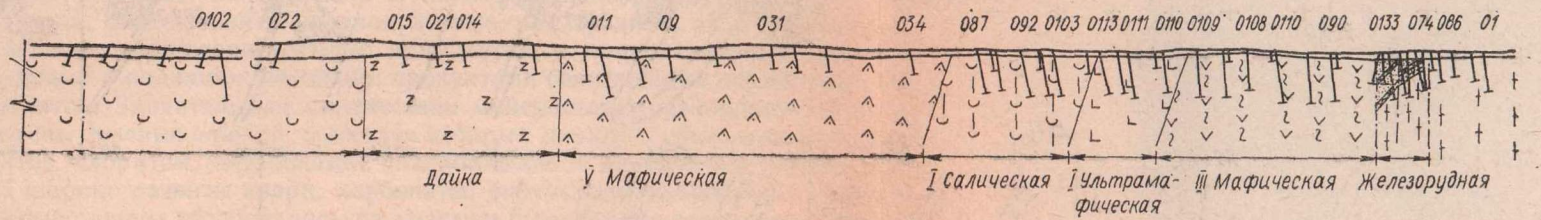
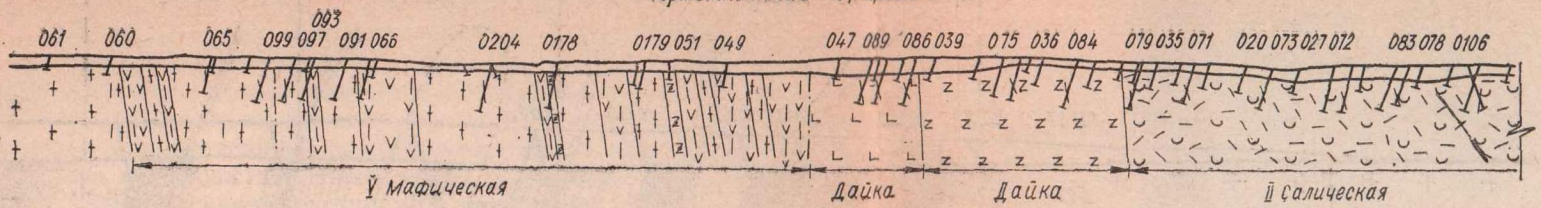
Из перечисленных выше районов только в Чертомлыкском и Сурском сохранились и вскрыты бурением наиболее мощные (13—14 км) и, вероятно, непрерывные разрезы конкской свиты, в определенной мере удовлетворяющие понятию «опорные стратиграфические разрезы регионального значения», принятому в данной работе. Эти разрезы, удаленные друг от друга на 150 км, отражают вертикальную и горизонтальную изменчивость свиты в региональном масштабе и позволяют максимально реконструировать полный ее разрез.

Характеристика разреза конкской свиты основана преимущественно на результатах изучения керна поисково-картировочных профилей. В Чертомлыкском районе — это Чертомлыкский профиль и профили 22 и 62, в Сурском — Северо-Сурский и Южно-Сурский (рис. 1). Кроме того, частично учтены результаты картировочного бурения по площади обоих районов и данные Н. П. Семененко, В. Л. Бойко, А. А. Макухиной [197] и И. Н. Бордунова [34].

Литолого-петрографический облик конкской свиты определяется главенствующей ролью первично-магматических и второстепенной — первично-осадочных пород. Метаморфизованные магматические образования представлены продуктами эффузивной, субвулканической и эксплозивной фаций и соответствуют четырем петрохимическим группам: ультраосновным (метаультрабазитам), основным (метабазитам), средним (метамезитам) и кислым (метаацитам). Каждая группа включает в себя породы с палимпсестовыми и собственно бластическими структурами, а также разновидности, претерпевшие метасоматические изменения, — листвениты, пропилиты, березиты.

Метаультрабазиты объединяют метапикриты, амфиболовые (актинолитовые, тремолитовые) и хлорит-амфиболовые сланцы и амфиболиты (актинолититы, тремолититы и др.). К метапикритам, заведомо эффузивным ультрамафитам относятся тонкозернистые бластопорфиновые амфиболовые, хлорит-амфиболовые, серпентин-амфиболовые, оливин-амфиболовые сланцы и породы с фибробластической, нематобластической, лепидонематобластической структурами, образующие слои небольшой мощности — от долей до нескольких метров. Апопикритовую природу имеет, вероятно, и остальная преобладающая масса амфиболовых сланцев, занимающих аналогичную структурную позицию в разрезе свиты. Другие разновидности амфиболовых пород, обычно массивные и ясно зернистые, представляют собой субвулканические и гипабиссальные тела. Часть этих пород могла сформироваться

Чертомлыкский профиль



Профиль 22

22-Б 8-Б

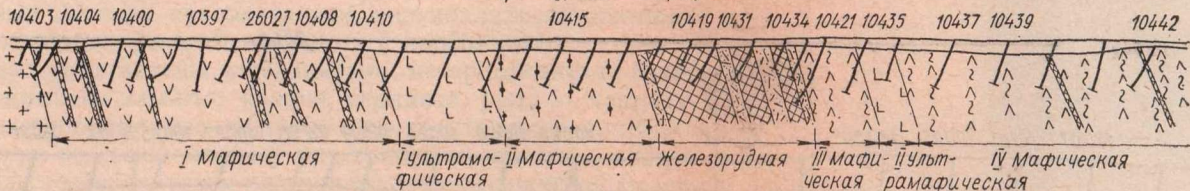


Профиль 62

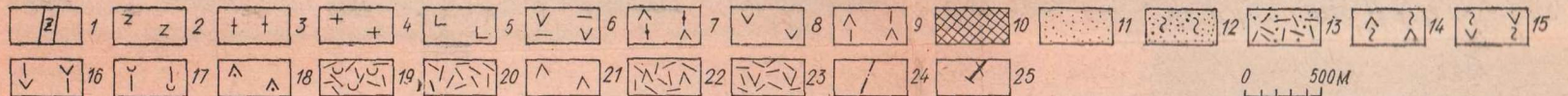
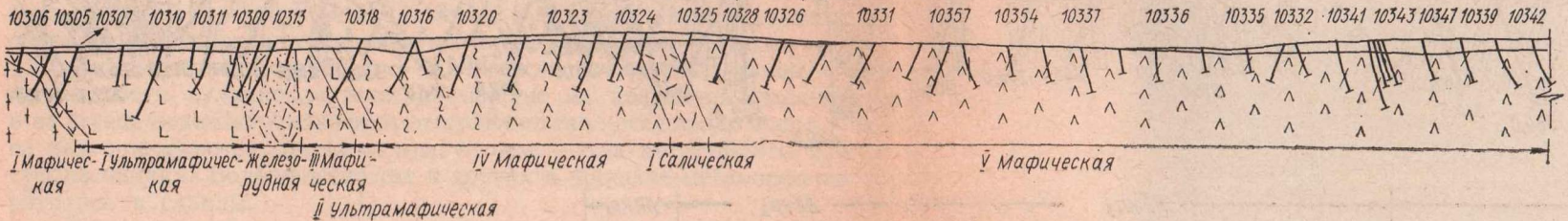
39-Б 42-Б 62-Б 58-Б 53-Б 50-Б 52-Б 55-Б



Северо-Сурский профиль



Южно-Сурский профиль



0 500М

Рис. 2. Разрезы конкской свиты по поисково-картировочным профилям:

1 — долериты дайковые; диабазы дайковые; 3 — мигматиты; 4 — плагнограниты и плагногранитпорфиры; 5 — метаультрабазиты вулканические, субвулканические и интрузивные (амфиболиты, амфиболитовые, хлорит-амфиболитовые и карбонат-талковые сланцы, серпентиниты) с прослоями и пачками метабазитов, кислых вулканитов, кварцитов и парасланцев; 6 — амфиболиты с прослоями и пачками метаультрабазитов, пара- и ортосланцев, кварцитов; 7 — метабазалиты, метадолериты, зеленые сланцы, подчиненные слои и пачки вулканогенно-обломочных образований основного и среднего состава, редкие метаультрабазиты;

8 — амфиболиты с прослоями метаультрабазитов; 9 — метабазалиты, метадолериты, зеленые сланцы, метатифы и метатиффиты основного, среднего состава, редко метаультрабазиты и парасланцы; 10 — железистые кварциты и кварцито-сланцы; 11 — парасланцы и метапесчаники; 12 — парасланцы слюдяно-кварцевые; 13 — метатифы, метатиффиты, парасланцы; 14 — метабазалиты, метадолериты, зеленые сланцы, метатифы и метатиффиты основного и среднего состава, подчиненные метаультрабазиты и парасланцы; 15 — амфиболиты с прослоями и пачками метаультрабазитов, орто- и парасланцы; 16 — амфиболиты и мигматиты; 17 — метариолиты, метадациты, метаандезиты, зеленые сланцы, метатифы основного, среднего и кислого состава; 18 — метадолериты, метагаббродолериты, зеленые сланцы, редко — метаандезиты; 19 — метариолиты, метадациты, метаандезиты, метатифы и метатиффиты среднего состава (часто псефитовые), ортосланцы среднего состава, подчиненные метабазиты; 20 — метариолиты, метадациты, ортосланцы; 21 — метабазалиты, метадолериты, метагаббродолериты, реже — зеленые сланцы, метатифы и метатиффиты основного состава; 22 — метабазалиты, метадолериты, зеленые сланцы, метадациты, метариолиты, метатифы и метатиффиты основного состава; 23 — амфиболиты, метадолериты, метариолиты; 24 — разломы; 25 — направление падения сланцеватости, слоистости и контактов пород

среднего и кислого состава; 18 — метадолериты, метагаббродолериты, зеленые сланцы, редко — метаандезиты; 19 — метариолиты, метадациты, метаандезиты, метатифы и метатиффиты среднего состава (часто псефитовые), ортосланцы среднего состава, подчиненные метабазиты; 20 — метариолиты, метадациты, ортосланцы; 21 — метабазалиты, метадолериты, метагаббродолериты, реже — зеленые сланцы, метатифы и метатиффиты основного состава; 22 — метабазалиты, метадолериты, зеленые сланцы, метадациты, метариолиты, метатифы и метатиффиты основного состава; 23 — амфиболиты, метадолериты, метариолиты; 24 — разломы; 25 — направление падения сланцеватости, слоистости и контактов пород

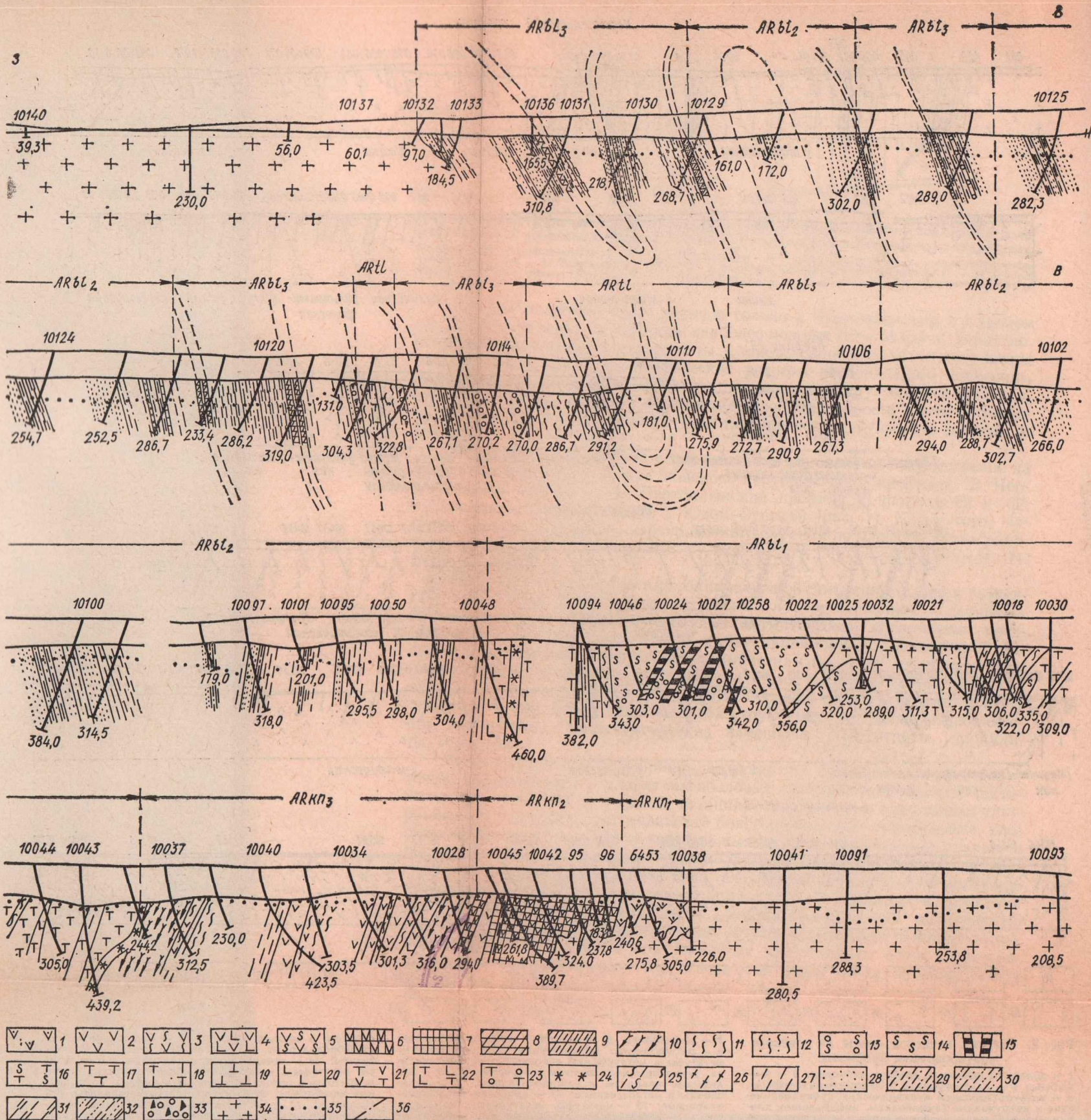


Рис. 7. Геологический разрез по Грановскому профилю (составила А. А. Макухина):

1 — амфиболиты; 2 — альбит-роговообманковые сланцы; 3 — зеленокаменные роговики; 4 — переслаивание амфиболитов с актинолитами; 5 — зеленокаменные роговики с телами альбитов; 6 — переслаивание железисто-силикатных кварцитов, амфиболитов и зеленых сланцев; 7 — железисто-силикатные кварциты; 8 — железисто-силикатные кварциты ороговкованные; 9 — переслаивание железисто-силикатных кварцитов, узловатых сланцев и метапесчаников; 10 — зеленые кварц-альбит-хлорит-актинолитовые и кварц-биотит-актинолит-хлоритовые сланцы; 11 — зеленые кварц-альбит-хлоритовые, кварц-альбит-карбонат-хлоритовые и другие сланцы; 12 —

кварц-альбит-карбонат- и кварц-карбонат-хлоритовые парасланцы с прослоями силикатно-железистых кварцитов; 13 — дуниты серпентинизированные; 14 — серпентиниты; 15 — серпентиниты с сетью прожилков хризотил-асбеста; 16 — серпентин и карбонат-серпентин-талковые породы; 17 — карбонат-талковые и тальковые сланцы; 18 — карбонат-хлорит-талковые породы; 19 — пироксениты; 20 — актинолититы, хлорит-тремолит-актинолитовые сланцы; 21 — переслаивание амфиболитов и зеленых сланцев с карбонат-талковыми породами; 22 — переслаивание карбоната и хлорит-карбонат-талковых сланцев с актинолитами, хлорит-актинолитовыми и хлоритовыми сланцами; 23 — переслаивание карбонат-талковых сланцев с кварцевыми метапорфирами; 24 — метасоматиты кварц-биотит-хлоритовые, актинолит-хлорит-биотито-

вые и др., вторичные кварциты; 25 — переслаивание зеленых ортосланцев и филлитовидных кварц-альбит-серпентинитовых сланцев; 26 — кварц-хлорит- и кварц-карбонат-серпентинитовые сланцы; 27 — кварц-альбит-серпентинитовые, кварц-альбит-серпентинит-хлоритовые и хлоритондосодержащие кварц-альбит-хлорит-серпентинитовые сланцы; 28 — кварцевые и альбит-кварцевые метапесчаники; 29 — переслаивание метапесчаников с филлитовидными сланцами; 30 — узловатые кварц-альбит-биотит-хлорит-актинолитовые сланцы; 31 — узловатые кварц-альбит-карбонат- и биотит-альбит-кварц-серпентинит-хлоритовые сланцы; 32 — переслаивание метапесчаников с узловатыми сланцами; 33 — кварцевые метапорфиры; 34 — граниты и мигматиты; 35 — граница коры выветривания; 36 — тектонические нарушения и зоны дробления

также в объеме мощных потоков лавы. По мнению А. А. Сиворонова и других [200], вулканические метаультрабазиты конкской свиты образовались по пироксенитовым и отчасти перидотитовым коматиитам, что, однако, нуждается в обосновании.

В группе metabазитов выделяются metabазальты, метадолериты, метагаббро-долериты, амфиболиты, зеленые сланцы. Среди metabазальтов и метадолеритов распространены альбит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые, альбит-эпидот-амфиболовые, альбит-хлоритовые и альбит-эпидот-хлоритовые разновидности. В большинстве это афировые породы, иногда порфиоровые, нередко миндалекаменные с хорошо сохранившимися бластофитовыми и другими первичными призматически-зернистыми структурами. Амфиболиты делятся по количественному соотношению главных минералов и структурно-текстурным особенностям. Преобладают нормальные амфиболиты с линейной или почти массивной текстурами и амфиболиты «сурского типа» с микрогранулированным плагиоклазом и линзовидно-полосчатой или пятнистой текстурой, менее развиты меланократовые, как правило, рассланцованные, амфиболиты. Последние обычно приурочены к приконтактовым зонам с гранитами и являются, очевидно, продуктами базификации нормальных амфиболитов. Значительным количеством минеральных разновидностей представлены зеленые сланцы, в составе которых наряду с обычными для metabазитов хлоритом, амфиболами, плагиоклазом и минералами группы эпидота широко развиты кварц, карбонаты, биотит, эпизодически — серицит. Зеленые сланцы образовались на участках проявления динамометаморфизма и гидротермального диафореза за счет metabазитов различной фациальной принадлежности, осадочно-вулканогенных (туффигов) и осадочных (граувакк) образований основного состава.

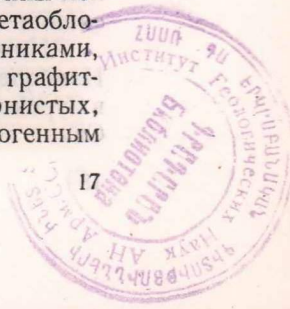
К метаморфизованным вулканитам среднего состава относятся метаандезиты, метаандезитобазальты, лейкократовые амфиболиты и ортосланцы среднего состава. Для метаандезитов характерна бластомикропорфировая структура с бластоинтерсертальной или гранобластовой основной массой. Встречаются также макропорфиоровые и афировые разновидности. Состав метаандезитов альбит- или олигоклаз-хлоритовый с переменной примесью биотита, серицита и эпидота. Ортосланцы среднего состава отличаются от типичных зеленых сланцев преобладанием плагиоклаза над цветными минералами, ограниченным развитием эпидота и карбонатов.

Метаацидиты представлены метадацитами, метариодацитами и метариолитами, состоящими из альбита, кварца, серицита, реже — хлорита. Это, как правило, макропорфиоровые породы с фенокристаллами плагиоклаза и кварца. Структура основной массы у них гранобластическая, иногда микрогранитовая, бластосферолитовая или призматическизернистая (у дацитов).

Помимо перечисленных разновидностей пород в составе metabазитовой, метамезитовой и отчасти метаацидитовой групп выделяются вулканогенно-обломочные образования различного облика — от алевритовых до грубоцефитовых, существенно кристалло- или литокластические. Из-за значительной измененности вулканокластические породы не поддаются классификации и не всегда надежно отличаются от вулканогенно-осадочных пород. Первые из них описываются как метатуфы, вторые — как метатуффиты или метатуфопесчаники. Большинство тех и других в процессе метаморфизма превратились в сланцы.

Метавулканиты всех групп являются породами нормальной щелочности и только незначительная их часть соответствует породам субщелочного ряда — трахиандезитам, трахидацитам и трахириолитам, относящимся преимущественно к продуктам эксплозивной фации.

Первично-осадочные породы конкской свиты включают две группы исходных седиментогенных продуктов: обломочные и хемогенные. Метаобломочные породы представлены существенно кварцевыми метапесчаниками, метапелитами (кварц-сланцами, кварц-хлоритовыми, гранат- и графит-содержащими сланцами) и метатуффидами от мелко- до грубозернистых, нередко с градиционной слоистостью (тефроиды). К первично-хемогенным



образованиям относятся существенно силикатно-карбонатные железистые и слюдяные кварциты.

Перечисленные группы пород в объеме свиты составляют (%): метаультрабазиты — 8, metabазиты — 70, метамезиты — 8, метаацидиты — 8, метатерригенные — 2, метаксеногенные — 4.

Структура вертикального разреза свиты имеет неравномерноупорядоченный характер, обусловленный существованием крупных максимумов концентрации отдельных вулканических групп пород на фоне возрастания снизу вверх массы салических образований (гомодромная последовательность). Обнаруживаются два пикритоидных, пять базальтоидных, один риолитоидно-базальтоидный и два риолитоидных максимума, каждый из которых проявляет максимумы концентрации более высоких порядков. Последовательная смена вулканических циклов прерывается одним крупным седиментационным максимумом. Соответственно числу максимумов концентрации первого порядка выделяются II мощных толщ пород определенного петрографического состава и внутреннего строения, представляющих собой элементарные стратиграфические единицы конкской свиты, залегающие в следующей последовательности (снизу вверх): I мафическая, I ультрамафическая, II мафическая, железистая, III мафическая, II ультрамафическая, IV мафическая, I салическая, V мафическая, мафически-салическая, II салическая.

Указанные толщи входят в состав более крупных стратиграфических подразделений — подсвит: нижне-, средне- и верхнеконкской, выделяемых в данном случае в прежних границах, предложенных ранее Г. Ф. Гузенко [70]. В итоге нижняя подсвита включает в себя I мафическую, I ультрамафическую и II мафическую толщи, средняя — соответствует железистой толще, а верхняя — объединяет все остальные толщи. При этом независимо от принадлежности толщ к той или иной подсвите для них сохраняется приведенная выше сквозная нумерация.

Трехчленное деление конкской свиты, вероятно, оправдано и в настоящее время, поскольку при крайне неравномерной ее изученности по латерали три основных стратиграфических подразделения обычно уверенно картируются даже при полевых исследованиях. Известно, что отложения трех подсвит находятся во всех районах развития конкской свиты [70, 249], однако региональные масштабы распространения отдельных толщ точно неизвестны и могут определяться только для рассматриваемых опорных разрезов. В частности, толщи по V мафическую включительно обнаружены в Сурском и Чертомлыкском районах, но мощность некоторых из них очень изменяется. Мафически-салическая толща пока достоверно установлена в Сурском районе, а II салическая — в Чертомлыкском.

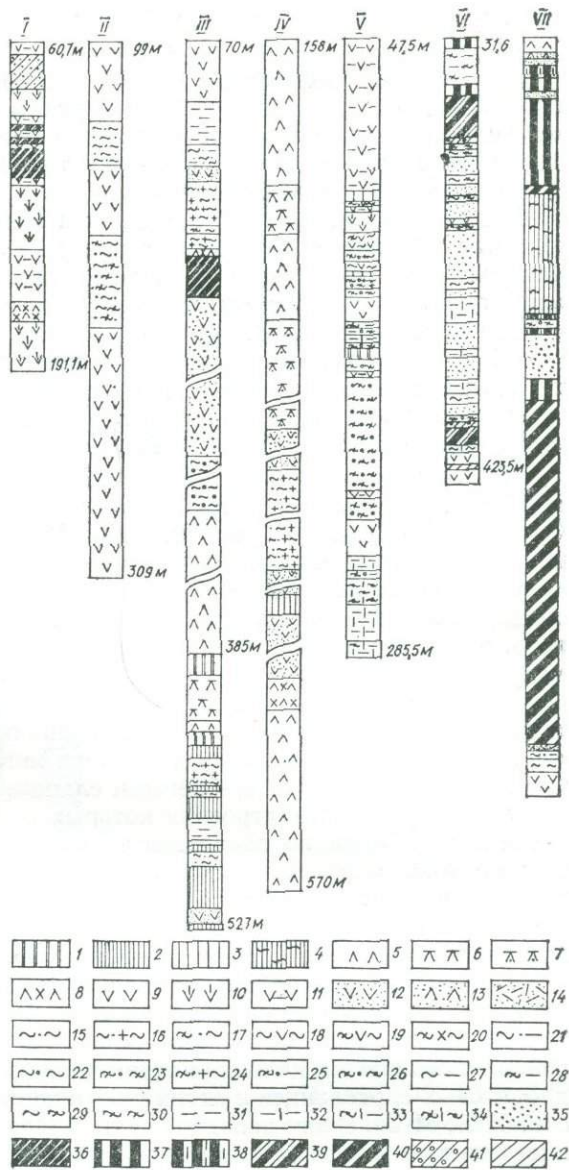
Таким образом, вулканы конкской свиты наряду с петрографической циклической зональностью обнаруживают хемостратиграфическую изменчивость, наиболее наглядно проявившуюся для базальтоидной породной группы. Она заключается в приуроченности магнезиальных разновидностей metabазитов к нижней половине разреза свиты (не выше IV мафической толщ) с максимальной концентрацией их в основании I мафической толщ и в объеме ультрамафических толщ. Кроме того, умеренно глиноземистые базальтоиды встречаются эпизодически в нижней половине разреза, преобладают в верхней его половине и широко распространены в составе II салической толщ, где появляются и высокоглиноземистые разновидности.

Итак, рассматриваемый сводный опорный разрез конкской свиты (рис. 2) имеет большую мощность и состоит из трех подсвит, объединяющих десять вулканических и одну седиментогенную толщу. Ниже приводится обобщенная характеристика наиболее устойчивых и мощных стратиграфических единиц — подсвит и толщ.

Нижнеконкская подсвита (метаультрабазито-metabазитовая) (ARk_{п1}). Наиболее полный сохранившийся разрез подсвиты мощностью 3600 м вскрыт в Сурском районе (от скв. 10402 до 10417 Северо-Сурского профиля, см. рис. 2). Самая верхняя его часть разбурена также в Чертомлыкском районе.

Рис. 3. Детальное строение фрагментов разрезов I мафической (скв. 10401, 10398), I ультрамафической (скв. 52-Б с глубины 386 м), II мафической (скв. 52-Б, 51-Б, 22006) ниже- и среднеконконской подсвит (скв. 21-Б, 23-Б, 7-Б).

Метаультрабазиты: 1 — актинолититы и тремолититы, 2 — сланцы карбонат-хлорит-карбонат-талковые, 3 — сланцы актинолитовые и тремолитовые, 4 — сланцы альбит-брейнерит-талк-хлоритовые, альбит-брейнерит-хлорит-флюгепитовые и др.; metabазиты: 5 — метадолериты и metabазальты плагиоклаз-амфиболовые, 6 — метадолериты и metabазальты плагиоклаз-хлоритовые, 7 — metabазальты плагиоклаз-хлоритовые, 8 — метадолериты эпидот- и плагиоклаз-эпидот-амфиболовые, 9 — амфиболиты, 10 — амфиболиты сурского типа, 11 — амфиболиты сланцеватые; метатифы и метатифиты: 12 — основного состава карбонат-альбит-хлоритовые, 13 — то же, кристаллокластические плагиоклаз-эпидот-хлорит-амфиболовые, 14 — то же, кислого состава серицит- и биотит-альбитовые; ортосланцы основного состава: 15 — альбит- и кварц-альбит-хлоритовые, 16 — карбонат-альбит-хлоритовые, 17 — альбит-хлорит-биотитовые, 18 — эпидот- и кварц-эпидот-амфиболовые, 19 — кварц-биотит-хлорит-амфиболовые, 20 — хлорит-биотит-кварц-эпидотовые; ортосланцы среднего состава: 21 — хлорит-плагиоклаз-мусковитовые, 22 — хлорит-плагиоклазовые, 23 — биотит-плагиоклазовые, 24 — карбонат-биотит-хлорит-плагиоклазовые, 25 — биотит-мусковит-плагиоклазовые; парасланцы: 26 — гранат-биотит-мусковит-плагиоклазовые, 27 — кварц-хлорит-мусковитовые, 28 — кварц-мусковит-биотитовые, 29 — кварц-хлорит-биотитовые, 30 — кварц-биотитовые, 31 — кварц-мусковитовые, 32 — мусковит-кварцевые, 33 — гранат-биотит-мусковит-кварцевые, 34 — гранат-биотит-хлорит-кварцевые; 35 — метапесчаники и апопесчанниковые сланцы хлорит-биотит-кварцевые с плагиоклазом; железистые кварциты и кварцито-сланцы: 36 — хлорит- и магнетит-хлорит-карбонатные, магнетит-амфиболовые, 37 — магнетит-карбонатные, 38 — хлорит-карбонат-магнетит-грюнеритовые, 39 — биотит-магнетит-грюнеритовые, 40 — биотит-магнетит-карбонатные; железистые сланцы: 41 — актинолит-гранат- и магнетит-кварц-гранат-грюнеритовые и др., 42 — хлорит-кварц-грюнеритовые, магнетит-кварц-хлоритовые и др. Скважины: I — 10401; II — 10398; III — 52-Б; IV — 51-Б; V — 22000; VI — 21-Б; VII — 23-Б, 7-Б/



I мафическая толща (ARkn₁), залегающая в основании разреза подсвиты, сложена в основном амфиболитами и зелеными сланцами. Подчиненное значение имеют железистые кварциты и кварцито-сланцы, метатифы и метатифиты основного и среднего состава, сланцы кварц-альбит-серицитовые, альбит-хлорит-серицитовые и метаультрабазиты (сланцы актинолитовые, хлорит-актинолитовые, карбонат-талковые). Эпизодически встречаются слои кварц-серицитовых и актинолит-гранат-грюнеритовых парасланцев.

Мощность толщи составляет 2200 м. Нижняя половина ее разреза мощностью 1400 м сложена преимущественно амфиболитами (рис. 3, скв. 10401, 10398), верхняя — зелеными сланцами с подчиненными телами metabазальтов и метадолеритов. На границе между ними залегает пачка мощностью 50 м эпидот-хлорит (биотит)-альбитового кристаллокластического метатифа среднего состава. Железистые породы образуют восемь пластов мощностью 10—35 м, относительно равномерно распределенных в объеме толщи. Большая часть серицитсодержащих сланцев сосредоточена в зеленосланцевой

половине толщи, а метаультрабазиты эпизодически встречаются во всем разрезе толщи в виде пластов мощностью до 10—30 м.

I ультрамафическая толща (ARkn²) вскрыта Северо-Сурским (см. рис. 2, скв. 10411, 10412, 10413) и Южно-Сурским (см. рис. 2, скв. 10305—10309) профилями в Сурском районе и частично профилем 62 (см. рис. 2, скв. 52-Б) в Чертомлыкском районе. Мощность толщи изменяется от 500 до 1200 м. В ее разрезе преобладают актинолитовые, хлорит-актинолитовые, карбонат-тальковые, хлорит-тальковые сланцы и актинолититы, встречаются метапикриты с бластопорфировыми структурами, зеленые сланцы, амфиболиты, метадолериты, metabазальты, иногда листовиты, метариолиты, кварц-альбит-серицитовые сланцы. В целом ультрамафиты занимают не менее 80 % объема толщи (см. рис. 3, скв. 52-Б).

С I ультрамафической толщей участками пространственно связаны интрузивные тела дунит-гарцбургитовой формации, сложенные серпентинитами, карбонат-тальковыми породами, иногда серпентинизированными дунитами, перидотитами и пироксенитами.

II мафическая толща (ARkn³), завершающая разрез нижнеконкской подсвиты, вскрыта в Сурском и Чертомлыкском районах. На участке Северо-Сурского профиля (см. рис. 2, скв. 10413—10417) для нее характерно широкое развитие метадолеритов и metabазальтов, зеленых сланцев (альбит-хлоритовых, кварц-альбит-хлоритовых, карбонат-альбит-хлоритовых, кварц-эпидот-альбитовых и др.), амфиболитов, метатупфов и метатупфитов основного, реже среднего состава. Подчиненное значение имеют альбит-серицит-хлоритовые сланцы и метариолиты. Мощность толщи достигает 800 м.

Во взаимоотношениях перечисленных разновидностей пород часто устанавливаются определенные закономерности: они образуют зональные тела, центральная часть которых сложена метадолеритами, а периферические зоны — metabазальтами и зелеными сланцами, или сложные по вещественному составу пачки, в строении которых принимают участие все разновидности пород. Очевидно, зональные тела представляют собой мощные базальтовые потоки или покровы, а пестрые по составу пачки — чередование маломощных потоков со слоями вулканогенно-обломочных образований, реже — первично-осадочных пород. Подобное строение в основном типично и для вышележащих существенно мафических толщ конкской свиты.

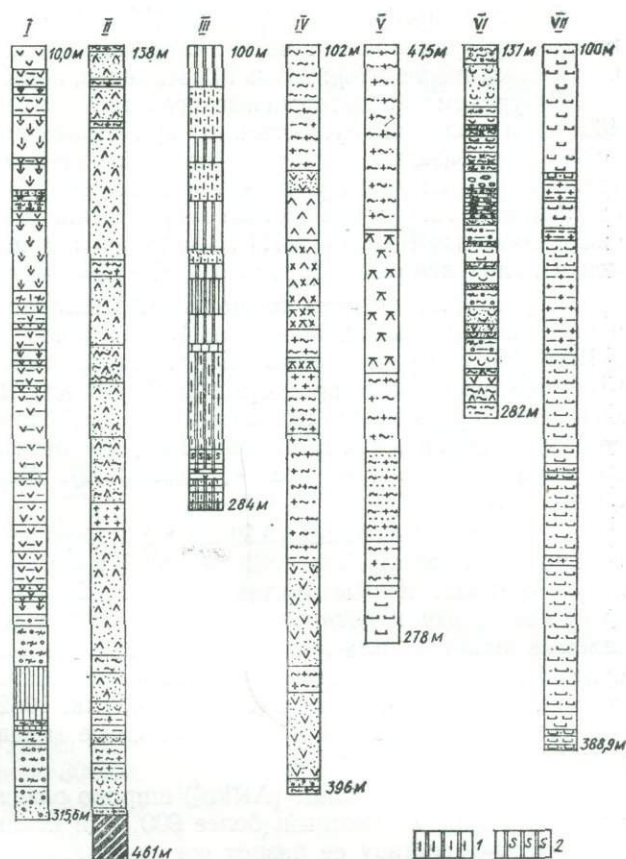
В Чертомлыкском районе петрографический состав толщи несколько изменяется, отчасти под влиянием метаморфизма. В северо-восточной части района (профиль 62) он во многом подобен рассмотренному для Сурского района и отличается наличием метаграувакк, кварц-мусковитовых и кварц-хлоритовых парасланцев и единичных пластов железистых пород (см. рис. 3, скв. 52-Б, 51-Б). В юго-западной части района (Чертомлыкское месторождение) в составе толщи преобладают амфиболиты, содержащие пласты и пачки биотит-плагиоклазовых, возможно, апоандезитовых сланцев, кварцитов, кварц-сланцевых парасланцев и тела метаультрабазитов (см. рис. 3, скв. 22006).

Среднеконкская подсвита (сланцево-железорудная, ARkn₂). Отложения продуктивной подсвиты в Чертомлыкском районе достаточно полно разбурены на площади Чертомлыкского железорудного месторождения, в Сурском районе наиболее мощный разрез железистых и сопутствующих им пород вскрыт Северо-Сурским профилем (см. рис. 2, скв. 10418—10434). Главная роль в объеме подсвиты принадлежит железистым кварцитам и кварцито-сланцам, образующим три или четыре неустойчивых по простиранию пласта. Мощность наиболее крупных из них изменяется от нескольких десятков до 300—350 м. Среди железистых пород преобладают карбонатные (сидероплезитовые) разновидности с хлоритом, биотитом, магнетитом, реже грюнеритом.

Железорудные пласты разделяются между собой и отделяются от метавулканитов нижней и верхней подсвит пачками парапород: кварц-мусковитовых, кварц-хлоритовых, биотит-мусковит-кварцевых сланцев, метапесчаников, кварцитов и вулканогенно-обломочных образований. Участ-

Рис. 4. Детальное строение фрагментов разрезов III мафической (скв. 0100, 10421), II ультрамафической (скв. 0112), IV мафической (скв. 10321, 10323) и I салической (скв. 087, 42-Б) толщ верхнеконкской подсвиты:

1 — актинолиты с тальком, 2 — то же, с хлоритом; 3 — метабазалты эпидот-хлоритовые; 4 — сланцы кварц-плагноклаз-амфибол-хлоритовые; 5 — амфиболиты лейкократовые; 6 — метаандезиты хлорит- и биотит-хлорит-плагноклазовые; 7 — метариолиты и метариодациты серицит-кварц-плагноклазовые; 8 — метадациты кварц-хлорит-плагноклазовые; метатUFFиты: 9 — среднего состава, 10 — кислого состава, 11 — псефитовые кислого и среднего состава; ортосланцы: 12 — карбонат-плагноклаз-серицит-хлоритовые, 13 — плагноклаз-биотитовые, 14 — биотит-хлорит-плагноклазовые, 15 — мусковит-плагноклазовые, 16 — эпидот-кварц-эпидот-хлоритовые; парасланцы: 17 — карбонат-кварц-хлоритовые, 18 — карбонат-кварц-хлорит-мусковитовые, 19 — карбонат-кварц-мусковитовые, 20 — биотит-кварцевые; 21 — кварциты; 22 — метапесчаники полевошпатовые и кварц-полевошпатовые; 23 — листвениты. Скважины: I — 0100; II — 10421; III — 0112; IV — 10321; V — 10323; VI — 087; VII — 42-Б. Другие условные обозначения см. на рис. 3.



ками, особенно в местах выклинивания железистых пород, в разделяющих пачках обнаружены первично-магматические образования (метадолериты, зеленые сланцы, лиственитизированные ультрамафиты) не совсем ясной фациальной принадлежности: по некоторым признакам — это гипабиссальные тела.

Мощность безрудных пачек также изменяется от десятков до сотен метров. Мощность подсвиты достигает 600—900 м (см. рис. 3, скв. 21-Б, 23-Б, 7-Б).

Верхнеконкская подсвита (метаультрабазито-метаацидито-метабазитовая, ARKп₃). Верхняя подсвита конкской свиты отличается значительной мощностью — 7500—9000 м. В ее разрезе выделяются семь толщ (снизу вверх): III мафическая, II ультрамафическая, IV мафическая, I салическая, V мафическая, мафически-салическая и II салическая.

III мафическая толща (ARKп₃) наиболее полно представлена в Чертомлыкском районе, где мощность ее разреза в Чертомлыкском профиле достигает 1200 м (см. рис. 2). Здесь в составе толщи преобладают амфиболиты, включающие пачки метаультрабазитов, слои и пласты лейкократовых амфиболитов, зеленых сланцев, биотит-плагноклазовых, плагноклаз-биотитовых, биотит-кварцевых сланцев, полевошпатовых метапесчаников и аркозовых метаграувакк (рис. 4, скв. 0100). На площади Чертомлыкского месторождения (профиль 22) мощность толщи резко уменьшается до 300 м. В связи с понижением степени метаморфизма пород в этом направлении петрографический состав ее оказывается еще более пестрым: плагноклаз-амфиболовые и плагноклаз-хлоритовые метабазалты и метадолериты чередуются с зелеными сланцами, базальтовыми, реже андезитовыми метатUFFами, метатUFFитами, кварц-сланцевыми парасланцами, актинолитовыми и карбонат-тальковыми породами и сланцами.

В районе профиля 62 в разрезе III мафической толщи резко возрастает количество вулканокластических образований, альбит-серицитовых сланцев, кварц-слюдяных и хлоритовых парасланцев, появляются тела метариолитов.

В Сурском районе толща имеет сравнительно небольшую мощность (300—400 м) и является существенно вулканогенно-обломочной, состоящей в основном из базальтовых метатуфов, метатуффитов и подчиненных метабазальтов, зеленых сланцев, редких метаандезитов. Особенно мощная пачка существенно метатуфового состава вскрыта скв. 10421 (см. рис. 4) Северо-Сурского профиля. В целом в III мафической толще возрастает роль парасланцев в направлении от Сурского к Чертомлыкскому району.

II ультрамафическая толща ($ARkn_3^2$) исследована по нескольким пересечениям. В Сурском районе это скв. 10435 и 10436 Северо-Сурского (см. рис. 2) и 10318 Южно-Сурского профилей, в Чертомлыкском районе — скв. 0113—0100 Чертомлыкского профиля и 22-Б профиля 22. Толща сложена актинолититами, существенно тальковыми и амфиболовыми сланцами. Местами в ее разрезе появляются слои кварцитов, метабазитов, различного состава орто- и парасланцев (см. рис. 4, скв. 0112). Мощность толщи составляет 200—500 м.

IV мафическая толща ($ARkn_3^3$) хорошо развита в Сурском районе (Южно-Сурский профиль, скв. 10318—10324) и в ограниченном объеме представлена в чертомлыкской структуре (профили 22 и 62). По вещественному составу она во многом идентична III мафической толще: в ее разрезе преобладают зеленые сланцы, плагиоклаз-хлоритовые метадолериты и метабазалты, вулканогенно-обломочные и вулканогенно-осадочные образования основного, иногда среднего состава (см. рис. 4, скв. 10321, 10323). Второстепенное значение имеют кислые и ультраосновные метавулканыты. Максимальная мощность толщи — 1800 м.

V I салической толще ($ARkn_3^4$) широко развиты кислые и средние вулканыты. Наиболее мощный (более 900 м) и исключительно пестрый по вещественному составу ее разрез вскрыт скважинами Чертомлыкского профиля (см. рис. 2, скв. 087—0103), где в составе толщи доминируют метаандезиты, андезитовые метатуфы и хлорит-плагиоклазовые сланцы среднего состава. В подчиненном количестве находятся слои и пачки метадацитов, метариолитов, кислых вулканокластических пород, зеленых сланцев, метадолеритов и парасланцев (кварц-серицитовых, кварц-хлоритовых, кварц-турмалиновых, парагонитовых и др.) (см. рис. 4, скв. 087).

В северном направлении (профили 22 и 62) в разрезе I салической толщи решающее значение приобретают кислые метаэффузивы. В Сурском районе (Южно-Сурский профиль, скв. 10322 и 10325) мощность ее уменьшается до 250 м, а состав становится относительно однородным: метариолиты, метадациты и апотуфовые альбит-хлорит-серицитовые сланцы среднего состава.

V мафическая толща ($ARkn_3^5$) в обоих районах отличается очень большой мощностью и относительной однородностью петрографического состава. В Чертомлыкском районе (Чертомлыкский профиль, скв. 017—034) она имеет мощность 4300 м и сложена альбит-хлоритовыми метадолеритами и зелеными сланцами аналогичного состава, среди которых встречаются редкие прослои и пачки кислых и средних метавулканытов. В Сурском районе (Южно-Сурский профиль, скв. 10325—10342) в разрезе толщи (2800 м) отмечается однообразное чередование плагиоклаз-амфиболовых метабазальтов, метадолеритов с прослоями зеленых сланцев, метатуфов и метатуффитов основного, иногда кислого состава (рис. 5, скв. 10328, 10336). Важная особенность толщи в целом — наличие тел метагаббро-долеритов.

Салически-мафическая толща ($ARkn_3^6$) достоверно установлена только в Сурском районе (Южно-Сурский профиль, скв. 10344—10383). Своеобразное строение этой толщи проявляется в чередовании преобладающих количественно и превосходящих по мощности пачек метабазитов и подчиненных метаацидитов. Первые из них представлены метабазальтами, метадолеритами, реже зелеными сланцами, метатуфами и метатуффитами и составляют

Рис. 5. Строение фрагментов разрезов V мафической (скв. 10328, 10336), саллически-мафической (10349, 10362) и II саллической (скв. 088, 073, 079) толщ верхнеконкской подсвиты.

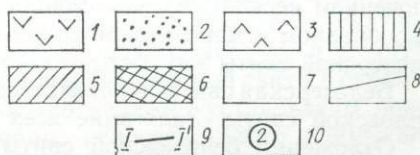
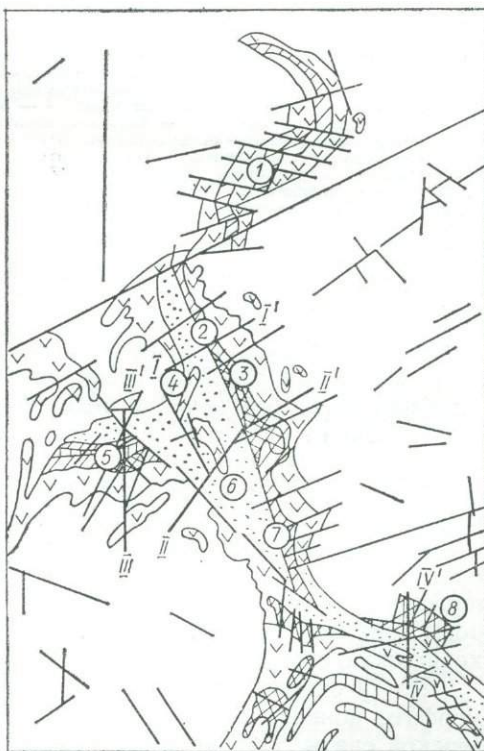
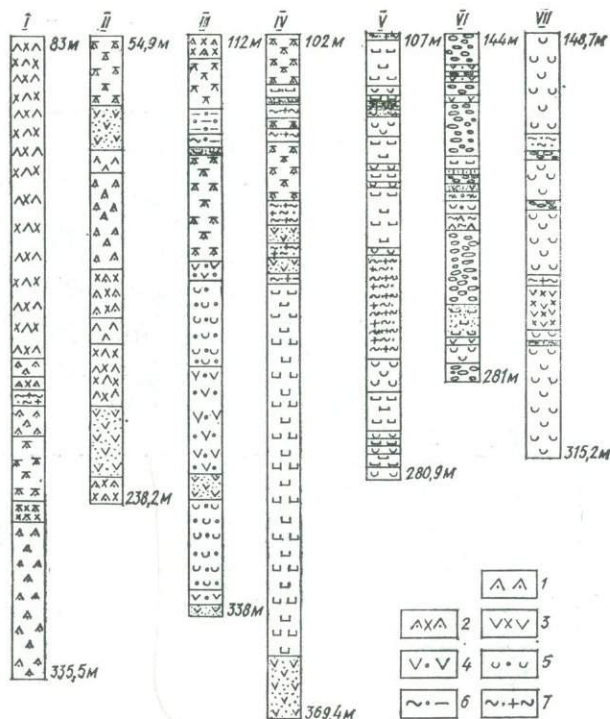
Метабазальты: 1 — плагиоклаз и 2 — эпидот- и плагиоклаз-эпидот-амфиболовые; амфиболиты: 3 — эпидотизированные, 4 — лейкократовые; 5 — метаграувакки среднего состава; сланцы: 6 — хлорит-мусковит-плагиоклазовые; 7 — карбонат-плагиоклаз-хлоритовые. Другие условные обозначения см. на рис. 3, 4. Скважины: I — 10328; II — 10336; III — 10349; IV — 10362; V — 088; VI — 073; VII — 079.

70 % объема толщи. Вторые включают в себя метариолиты, метаандезито-дациты и метадациты. Второстепенную позицию в разрезе занимают метаандезиты, метаграувакки, альбит-хлорит-серпичитовые сланцы, а также различные метасоматические продукты (см. рис. 5, скв. 10349, 10362). Мощность толщи, вероятно, превышает 3000 м.

II саллическая толща (ARkn₃) завершает стратиграфический разрез конкской свиты. Отложения толщи мощностью около 2000 м сохранились, по-видимому, только в ядре Чертомлыкского синклинория, где вскрыты скважинами Чертомлыкского профиля (см. рис. 2, скв. 079—024). Петрографический состав ее также разнообразен, как и I саллической толщи: метаандезиты, метариолиты, метадациты, разнообразные метабазальты, вулканокластические образования, туффины, кварциты, иногда парасланцы (см. рис. 5, скв. 088, 073, 079). Средние и кислые породы в основном сосредоточены в нижней половине толщи, а метабазальты — в верхней.

Рис. 6. Схематическая геологическая карта Верховцевского района.

Свиты: 1 — конкская (ARkn), 2 — белозерская (ARbl), 3 — тепловская (ARtl); 4 — железистые кварциты; 5 — тальк-карбонатные породы, тремолититы, прохлоритовые сланцы; 6 — серпентиниты; 7 — граниты; 8 — тектонические нарушения; 9 — линии структурных профилей (I—I' — Самотканского, II—II' — Грановского, III—III' — Алферовского, IV—IV' — Кудашевского); 10 — участки (цифры на рисунке): 1 — Домотканский, 2 — Самотканский, 3 — Восточно-Грановский, 4 — Западно-Грановский, 5 — Алферовский, 6 — Тепловский, 7 — Малотепловский, 8 — Кудашевский.



Она расчленяется на три подсвиты (рис. 8). Разрез белозерской свиты мощностью 3039 м вскрыт скважинами Грановского структурного профиля.

Нижняя песчано-сланцево-металикритовая подсвита (ARb₁) . По данным скв. 10018, 10020, 10021, 10023, 10029, 10030, 10039, 10043, 10044, 10047, 10048, 10094, строение нижней подсвиты белозерской свиты таково (снизу вверх, мощность, м):

Тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы с тонкими (2—3 м) прослоями хлорит-актинолитовых сланцев	100
Хлорит-тальк-карбонатные породы	45
Хлорит-актинолитовые и хлорит-тремолитовые сланцы	17
Тальк-карбонатные породы	110
Хлоритовые сланцы, иногда оталькованные, актинолитизированные и турмалинизированные	20
Тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы с прослоями хлорит-актинолитовых сланцев и телами метасоматитов хлорит-биотит-карбонат-альбитового и кварц-альбит-карбонат-хлорит-биотит-стильпномеланового состава	180
Кварц-альбит-карбонат-хлоритовые и кварц-карбонат-альбит-эпидот-хлоритовые сланцы	33
Хлорит-тремолитовые сланцы	2
Тальк-карбонатные породы с прослоями магнетит-хлоритовых сланцев	45
Эпидот-карбонат-кварц-хлоритовые сланцы с прослоями хлоритовых и кварц-альбит-хлоритовых сланцев	40
Хлорит-карбонат-тальковые сланцы	27
Эпидот-кварц-альбит-хлоритовые и карбонат-кварц-альбит-хлоритовые сланцы с порфиробластами магнетита и турмалина, иногда оталькованные	25
Хлорит-карбонат-тальковые сланцы с тонкими прослоями биотитизированных кварц-хлоритовых сланцев	23
Кварц-альбит-хлоритовые, кварц-карбонат-хлоритовые и кварц-альбит-карбонат-хлоритовые сланцы с прослоями тальковых сланцев	15
Тальк-карбонат-хлоритовые сланцы	37
Кварц-хлоритовые сланцы альбитизированные и карбонатизированные, иногда биотитизированные и ороговикованные	100
Тальк-карбонатные породы	25
Хлорит-тальк-карбонатные породы с телами лиственитов и альбититов	52
Актинолититы	4
Тальк-карбонатные породы с прослоями хлорит-тальк-карбонатных пород и актинолититов	25
Толща между скв. 10048 и 10094, не пройденная бурением	90
Тальк-карбонатные породы	17
Актинолититы	26
Тальк-карбонатные породы с прослоями актинолититов, кварц-карбонат-хлоритовых сланцев, кварц-хлорит-карбонатных пород, залежами метасоматитов кварц-хлорит-биотит-стильпномеланового состава, альбититов и лиственитов	90
Кварц-карбонат-хлоритовые сланцы и хлорит-кварц-карбонатные породы	1

Общая мощность подсвиты 1160 м. Около 8 % этой мощности не освещено бурением. Таким образом, описываемый разрез по линии Грановского структурного профиля представлен исключительно метаморфизованными пикритами.

В районе Грановского структурного профиля филлитовидные сланцы и метапесчаники залегают среди тальк-карбонатных пород нижней подсвиты белозерской свиты конкско-верховцевской серии. Терригенные образования развиты спорадически, неустойчивы по простиранию и залегают в форме коротких линз. Они возникли, вероятно, в результате метаморфизма терригенных осадков, заполнявших впадины в древнем рельефе и составлявших 1—2 % мощности всего разреза подсвиты. Мощность этих тел различна, но не превышает 6—7 м, и лишь по скв. 26101 она достигает 25 м. Интересная особенность описываемого геологического разреза зафиксирована скв. 26113, расположенной несколько севернее линии профиля. Этой скважиной обнаружены магнетит-куммингтонитовые кварциты с прослоями кварц-хлоритовых сланцев. Мощность части пласта железисто-силикатных кварцитов, освещенной бурением, составляет 40 м. Терригенные и хемогенные породы среди отложений нижней подсвиты белозерской свиты в скважинах Грановского профиля не обнаружены, но надежно установлены поисково-разведочными работами на территории, непосредственно примыкающей к линии профиля с севера и юга, и без упоминания об этих интересных

деталях внутреннего строения описываемой осадочно-вулканогенной под-
свиты характеристика разреза белозерской свиты будет неполной.

К отложениям этой подсвиты приурочена Варваровская залежь ультра-
основных пород (см. рис. 7, скв. 10022, 10024—10027, 10032, 10046, 10258).
Это интрузивное тело площадью 4 км², образованное серпентинизированны-
ми дунитами и серпентинитами общей разведанной мощностью 1150 м.

Средняя песчано-сланцевая подсвита (ARb1₂). По данным скв. 10049,
10050, 10095, 10097—10105, стратиграфический разрез средней подсвиты
белозерской свиты следующий (снизу вверх, мощность, м):

Кварц-хлорит-серицитовые сланцы	9
Метапесчаники с прослойками кварц-хлорит-серицитовых сланцев	35
Кварц-хлорит-серицитовые сланцы	67
Метапесчаники	5
Кварц-альбит-хлорит-серицитовые сланцы	15
Метапесчаники с тонкими прослойками тех же филлитовидных сланцев	22,5
Кварц-серицитовые сланцы	3
Метапесчаники	3
Кварц-карбонат-каолинит-гидрослюдистые сланцы	4
Метапесчаники с тонкими прослойками кварц-гидрослюдистых сланцев	15
Толща между скв. 10049 и 10050, не вскрытая бурением	95
По данным скв. 26107, частично вскрывшей эту толщу несколько севернее линии Гранов- ского профиля, она состоит из чередующихся метапесчаников и кварц-хлорит-серицитовых сланцев.	
Кварц-альбит-серицитовые сланцы, местами окварцованные	55
Кварц-хлорит- и кварц-карбонат-хлоритовые сланцы	20
Хлорит-карбонат-кварцевые сланцы	2,5
Кварц-хлорит-серицитовые сланцы	10,7
Метапесчаники	29,5
Толща между скв. 10095 и 10101, оставшаяся не освещенной бурением,	72
Кварц-хлорит-серицитовые сланцы	12
Кварц-альбит-серицитовые ороговикованные сланцы	65
Толща между скв. 10097 и 10101, не вскрытая бурением,	75
Пачка, состоящая из чередования восьми прослоев метапесчаников мощностью 0,5— 3 м с семью прослоями кварц-альбит-хлорит-серицитовых сланцев мощностью 0,2—2,8 м, 18	
Метапесчаники	29
Толща между скв. 10097 и 10099, не освещенная бурением,	105
Небольшая часть этой толщи, вскрытая скв. 10098, состоит из 12 прослоев метапесчани- ков, чередующихся с 12 прослоями филлитовидных сланцев кварц-серицитового состава Мощность отдельных прослоев 0,3—2, суммарная мощность этой части пачки 25 м. На западном крыле Верховцевской структуры, по данным скв. 10125, эта часть разреза также представлена чередованием метапесчаников и филлитовидных сланцев.	
Кварц-серицитовые сланцы	53
Переслаивание метапесчаников (семь прослоев мощностью 0,3—5 м) с кварц-серици- товыми сланцами (восемь прослоев мощностью 0,2—8 м)	27
Метапесчаники с редкими и тонкими прослоями кварц-серицитовых сланцев	70
Чередование метапесчаников (12 прослоев мощностью 0,2—6,2 м) с кварц-серицито- выми сланцами (10 прослоев мощностью 0,5—5,5 м)	44
Метапесчаники, содержащие единичные маломощные прослои филлитовидных слан- цев,	46
Очковые кварц-альбит-хлорит-серицитовые сланцы	9
Метапесчаники	20
Очковые кварц-альбит-хлорит-серицитовые сланцы	14
Метапесчаники с редкими тонкими прослоями кварц-хлорит-серицитовых сланцев	65
Метапесчаники	35
Кварц-серицитовые сланцы	10
Метапесчаники	32
Кварц-серицитовые сланцы	8
Толща между скв. 10105 и 10106, не вскрытая бурением	75

Общая мощность отложений средней подсвиты 1275,2 м.

Таким образом, средняя подсвита белозерской свиты конкско-верхов-
цевской серии по линии Грановского профиля состоит из ритмичного чере-
дования пластов метапесчаников и филлитовидных сланцев, образующих
толщу флишоидного типа. При этом метапесчаники составляют 32 % общей мощ-
ности, сланцы — 38 %, пачки, не вскрытые бурением, составляют около
30 %. Характерная черта описываемого разреза — устойчивое отсутствие
вулканогенных пород.

Разрез средней подсвиты белозерской свиты, установленный скважина-

ми Грановского профиля на западном крыле Верховцевской структуры (скв. 10122—10125, 10127—10129), отличается от описанного по восточному крылу лишь переменным содержанием сланцев и метапесчаников на отдельных уровнях стратиграфического разреза при сохранении общего соотношения пелитовых и псаммитовых осадков.

Верхняя железисто-кремнисто-песчано-сланцево-вулканогенная под-свита (ARb1₃). В разрезе этой подсвиты выделяются две железистые и три вулканогенно-песчано-сланцевые пачки. Они неоднократно встречаются на крыльях Верховцевской структуры и в тектонических блоках, зафиксированных скважинами в западной части Грановского профиля.

Нижняя (подстилающая) пачка установлена лишь на западном крыле структуры (скв. 10116), где ее разрез общей мощностью 65 м имеет следующий вид (снизу вверх, мощность, м):

Очковые кварц-серицит-альбит-хлоритовые сланцы	9
Серицит-альбит-кварцевые сланцы	6
Метапесчаники рассланцованные	46
Кварцевые порфиroidы	4

Первая железистая пачка трижды вскрыта в западной части Грановского профиля в тектонических блоках, ограниченных дизъюнктивами.

По данным скв. 10121, разрез этой пачки мощностью 21,7 м следующий (снизу вверх, мощность, м):

Хлорит-магнетит-карбонатные кварциты	11
Метапесчаники с тонкими прослойками кварц-серицит-хлоритовых сланцев	4
Узловатые биотит-серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы	3,2
Магнетит-карбонатные кварциты	3,5

Скв. 10127 пересекает меньшую мощность первой железистой пачки — 10,7 м, меньший набор пород в ее составе, но более частое чередование кварцитов со сланцами.

Средняя (разделяющая) пачка на восточном крыле Верховцевского син-клинория состоит из следующих разновидностей пород общей мощностью 160 м (снизу вверх, мощность, м):

Толща из II прослоев метапесчаников, чередующихся с II прослоями кварц-хлорит-серицитовых сланцев, 45.
 Мощность прослоев от нескольких сантиметров до 14 м. Песчаники слагают 52 % общей мощности толщи, сланцы — 48 %.

Кварц-серицитовые сланцы ороговикованные	16,6
Кварцевые порфиroidы	10
Толща между скв. 10106 и 10107, не вскрытая бурением	58
Метапесчаники, чередующиеся с кварц-серицитовыми сланцами,	30,5

Разрез разделяющей пачки мощностью 70 м, вскрытый скв. 10115, следующий (снизу вверх, мощность, м):

Кварц-серицитовые сланцы с маломощными пропластками метапесчаников	15
Метапесчаники	5,5
Альбит-кварц-хлорит-серицитовые сланцы	4,5
Метапесчаники с тонкими пропластками кварц-хлорит-серицитовых сланцев	9,8
Кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы	35

Самый представительный разрез разделяющей пачки мощностью 275 м вскрыт скв. 10119—10121 в первом западном тектоническом блоке (снизу вверх, мощность, м):

Кварц-хлорит-серицитовые сланцы ороговикованные	30
Кварц-альбит-хлоритовые сланцы	43
Толща между скв. 10120 и 10121, не пройденная бурением,	35
Очковые альбит-кварц-биотит-хлоритовые сланцы с порфиробластами кар- боната	29
Узловатые кварц-альбит-биотит-актинолит-хлоритовые сланцы	88,5
Кварц-хлоритовые сланцы	49,5

Во втором западном тектоническом блоке, по данным скв. 10126 и 10127, мощность разделяющей пачки составляет 252 м, разрез ее следующий (сни-

зу вверх, мощность, м):

Узловатые биотит-серицит-кварцевые сланцы	10
Метапесчаники	4
Толща между скв. 10126 и 10127, не освещенная бурением	195
Метапесчаники	13
Узловатые биотит-серицит-альбит-кварцевые сланцы, местами ороговикованные	30

В третьем западном тектоническом блоке разделяющая пачка вскрыта скв. 10131, 10133, 10136. Разрез ее следующий (снизу вверх, мощность, м):

Биотит-альбит-кварцевые сланцы	4,3
Метапесчаники рассланцованные с тонкими (до 30 см) прослойками роговообманко-биотит-хлоритовых, хлорит-серицит-кварцевых и кварц-биотит-серицитовых сланцев	17
Узловатые биотит-альбит-кварц-хлорит-серицитовые сланцы	8
Метапесчаники с единичными маломощными прослоями узловатых альбит-кварц-хлорит-серицитовых сланцев	8,6
Метапесчаники	41
Узловатые кварц-серицитовые сланцы с порфиробластами хлорита и биотита, окварцованные и турмалинизированные	3,5
Метапесчаники рассланцованные	5,6
Узловатые хлорит-биотит-кварц-серицитовые сланцы	5
Метапесчаники	10
Толща между скв. 10133 и 10136, не пройденная бурением,	70
Узловатые сланцы альбит-хлорит-биотит-кварцевого состава с порфиробластами биотита и реже голубовато-зеленой роговой обманки	78

Общая мощность пачки 251 м.

Вторая железистая пачка на восточном крыле синклинали (скв. 10107) представлена нерудными и малорудными магнетит-карбонатными кварцитами с прослоями микрзернистых безрудных кварцитов, в верхней части разреза хлоритоидсодержащих. Мощность пачки 35 м.

На первом западном тектоническом блоке (скв. 10119) описываемая пачка состоит из следующих пластов общей мощностью 36,2 м (снизу вверх, мощность, м):

Магнетит-карбонат-хлорит-куммингтонитовые кварциты	8
Метапесчаники с тонкими слойками кварц-серицитовых сланцев	10,5
Магнетит-хлорит-карбонатные кварциты	1,7
Метапесчаники рассланцованные	9,8
Хлорит-магнетит-карбонатные кварциты	6,2

На втором западном тектоническом блоке скв. 10126 вскрыла лишь верхнюю часть второй железистой пачки мощностью 25,5 м (снизу вверх, мощность, м):

Хлорит-куммингтонит-магнетитовые кварциты	4
Биотит-кварц-хлоритовые кварциты	17
Метапесчаники	4,5

На третьем западном тектоническом блоке породы второй железистой пачки вскрыты дважды. Скв. 10130 установлен разрез лишь верхней части пачки мощностью 20,7 м (снизу вверх, мощность, м):

Грюнерит-магнетитовые кварциты	3,2
Кварц-хлоритовые сланцы	0,8
Хлорит-грюнерит-магнетитовые кварциты	3
Метапесчаники рассланцованные	3
Магнетит-куммингтонит-хлорит-кварцевые сланцы	2,7
Метапесчаники ороговикованные	2
Метапесчаники рассланцованные	6

Скв. 10131 вскрыла полный разрез второй железистой пачки мощностью 39 м. Здесь установлена следующая последовательность пластов (снизу вверх, мощность, м):

Магнетит-хлорит-куммингтонитовые кварциты	1,1
Метапесчаники рассланцованные	3,8
Хлорит-магнетит-грюнеритовые кварциты	9,5
Биотит-роговообманково-хлорит-кварцевые сланцы	3
Метапесчаники биотитизированные	2,2

Кварц-роговообманко-куммингтонитовые сланцы	0,8
Эпидот-хлорит-биотит-кварцевые роговики	0,9
Кварц-хлорит-куммингтонит-роговообманковые сланцы	4,3
Альбит-хлорит-биотит-серицит-кварцевые сланцы	8,4
Куммингтонит-роговообманко-хлорит-кварцевые сланцы	1,4
Метапесчаники ороговикованные	1,4
Гранатсодержащие кварц-хлорит-роговообманковые сланцы	0,4
Метапесчаники ороговикованные	0,9
Гранатсодержащие кварц-хлорит-куммингтонитовые сланцы	0,9

Верхняя (перекрывающая) пачка на восточном крыле синклинали (скв. 10107, 10108) состоит из следующих пластов общей мощностью 199,8 м (снизу вверх, мощность, м):

Серицит-хлорит-кварцевые и хлорит-кварцевые ороговикованные породы	25
Кварц-хлоритовые сланцы	3
Альбит-цоизит-хлорит-кварцевые роговики	15
Толща между скважинами 10107 и 10108, не вскрытая бурением,	66
Метапесчаники	33
Кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы	13,5
Метапесчаники с единичными тонкими пропластками кварц-серицитовых сланцев	3,5
Метапесчаники, рассланцованные с тонкими прослойками хлорит-кварцевых сланцев	8,6
Кварц-хлоритовые сланцы с тонкими пропластками кварц-серицитовых сланцев и метапесчаников	4,6
Кварц-серицитовые сланцы	9,6
Кварц-серицит-хлоритовые сланцы	2,9
Кварц-серицит-хлоритовые сланцы карбонатизированные	2,1
Узловатые сланцы кварц-карбонат-биотит-хлоритового, биотит-карбонат-альбит-хлорит-кварцевого и биотит-карбонат-кварц-хлорит-серицитового состава	10
Кварцевые порфириды рассланцованные	3

На западном крыле Верховцевской синклинали перекрывающая пачка вскрыта скв. 10113 и 10114. Мощность ее 174 м и состав следующий (снизу вверх, мощность, м):

Кварцевые порфириды рассланцованные	14
Кварцевые порфириды окварцованные и хлоритизированные	6,2
Метапесчаники с редкими тонкими прослойками кварц-серицитовых сланцев	32
Очковые эпидот-альбит-кварц-хлоритовые сланцы	24
Толща между скв. 10113 и 10114, не вскрытая бурением,	72
Кварцевые порфириды	23
Магнетит-хлоритовые кварциты	2,8

На первом западном тектоническом блоке перекрывающая пачка представлена следующими породами общей мощностью 202,5 м (снизу вверх, мощность, м):

Кварц-хлорит-серицитовые сланцы	46
Толща между скв. 10117 и 10119, не освещенная бурением,	90
Кварц-серицитовые сланцы с тонкими прослойками метаалевролитов	22
Метаалевролиты	16,5
Кварцевые порфириды	28

На втором западном тектоническом блоке скв. 10126 вскрыта лишь часть разреза перекрывающей пачки мощностью 106,3 м (снизу вверх, мощность, м):

Узловатые биотит-серицит-кварцевые, биотит-серицит-хлорит-кварцевые, альбит-серицит-хлорит-кварцевые сланцы	19,4
Метаалевролиты	6,5
Мелкоузловатые сланцы биотит-хлорит-кварцевого, биотит-серицит-хлорит-кварцевого, альбит-биотит-серицит-хлорит-кварцевого состава	32,6
Кварц-альбит-хлоритовые сланцы	6
Узловатые биотит-серицит-кварцевые сланцы	2,8
Метапесчаники	39

На третьем западном тектоническом блоке скв. 10131 изучена лишь незначительная часть разреза описываемой пачки мощностью 46 м, представленная метапесчаниками (6 м) и узловатыми биотит-альбит-кварц-серицитовыми сланцами (40 м).

Общая мощность верхней подсыты 604 м.

Таблица 1. Содержание отдельных типов пород в разрезе верхней подсвиты белозерской свиты (ARb₁₃), %

Пачка	Индекс	Мощность, м	Железистые кварциты	Метапесчаники	Сланцы	Порфириды	Толщи, не вскрытые бурением
Подстилающая	b ₁₃ ¹	65	—	71	23	6	—
Первая железистая	b ₁₃ ^{1ж}	22	67	18	15	—	—
Разделяющая	b ₁₃ ²	160—275	—	0—23,5	34—87,3	0—6	12,7—36,2
Вторая железистая	b ₁₃ ^{2ж}	39	27,2	21,3	51,5	—	—
Перекрывающая	b ₁₃ ³	174—203	0—1,6	8,4—18,4	13,8—33,5	13,8—24,8	41,4—44,3

Таким образом, железистые пачки составляют 10 % мощности подсвиты (61 м), разделяющие пачки слагают 90 % (543 м). Соотношение пород различных генетических групп в разрезе отражено в табл. 1.

Тепловская свита (ARt₁). Опорным для тепловской свиты, завершающей конкско-верховцевскую серию Среднего Приднепровья, является разрез, установленный Грановским структурным профилем в ядре Верховцевского синклинория. Породы тепловской свиты вскрыты здесь трижды (см. рис. 7). Скв. 10109 и 10110 дают представление о тепловской свите в восточном крыле Центральной синклинали, скв. 10111—10113 — о западном ее крыле, скв. 10116 и 10118 фиксируют тектонический блок пород тепловской свиты, расположенный к западу от осевой линии Верховцевского синклинория и зажатый среди метаморфизованных отложений белозерской свиты.

Образования тепловской свиты залегают согласно на породах подстилающей белозерской свиты.

Общая мощность тепловской свиты в Верховцевской структуре составляет не менее 426 м. Из них освещено бурением: на западном крыле — 357 м, на восточном — 272, в тектоническом блоке скв. 10116—114, скв. 10118—72 м.

Тепловская свита в Верховцевской синклинали представлена чередованием основных и ультраосновных метаэффузивов (снизу вверх, мощность, м):

Плагиоклаз-кварц-эпидот-хлоритовые сланцы с тонкими прослоями мелкочешуйчатых кварц-хлоритовых сланцев и тремя зонами метасоматических малорудных и полурудных магнетит-хлоритовых кварцитов (мощностью по керну 0,4 м, 0,6 и 0,9 м)	18
Кварц-эпидот-хлоритовые сланцы	13
Кварц-хлоритовые сланцы	15
Кора выветривания зеленых ортосланцев	9
Толща между скв. 10112 и 10113, не вскрытая бурением,	60
Чередование кварц-хлоритовых и кварц-эпидот-хлоритовых сланцев, интенсивно преобразованных процессами метасоматоза,	95
Мощность сланцев, не измененных метасоматически, 1,5—16 м.	
Хлорит-карбонат-тальковые сланцы, у контактов (на протяжении 1,5—2 м) окварцованные	13
Кварц-цоизит-хлоритовые сланцы	4,5
Толща между скв. 10110 и 10111, оставшаяся неизученной буровыми работами	55
Кора выветривания зеленых ортосланцев	37
Кварц-хлоритовые сланцы	4
Тальк-хлоритовые сланцы	0,4
Тремолит-хлоритовые сланцы	0,8
Тремолититы	0,2
Турмалин-альбит-кварцевые метасоматиты	0,4
Хлоритовые породы роговиковоподобные	0,2
Тальковые сланцы	1,5
Хлорит-тальковые сланцы	2,5
Хлорит-карбонат-тальковые породы	20
Карбонат-тальк-хлоритовые сланцы	0,7
Карбонат-хлоритовые породы оталькованные	5,7
Актинолититы	0,6

Кварц-альбит-хлоритовые сланцы карбонатизированные	5
Кварц-клинозоизит-хлоритовые сланцы тремолитизированные и биотитизированные	37
Кора выветривания зеленых ортосланцев	28

Таким образом, тепловская свита конкско-верховцевской серии исключительно вулканогенная. В ее разрезе резко преобладают метабазиты (64% мощности свиты). Метапикриты количественно уступают (9% мощности свиты). Они образуют две маломощные пачки и метаморфизованы в тальк-карбонатные и хлорит-тальк-карбонатные породы, карбонат-тальковые и хлорит-карбонат-тальковые сланцы, тремолититы и актинолититы. Около 27% мощности тепловской свиты не вскрыты бурением.

Контокская серия

Наиболее полный и изученный разрез верхнеархейских (лопийских) супракрустальных толщ, содержащих железисто-кремнистые образования, в Карельском регионе развит в Костомушском железорудном районе. Этот разрез выделен как опорный по решению Межведомственного регионального стратиграфического совещания (г. Петрозаводск, 1982 г.) [114, 223].

Контокская серия повсеместно развита в Костомукшском железорудном районе (рис. 9), где она залегает на гнейсах и гранито-гнейсах нюкозерской серии и перекрывается железорудно-сланцевыми толщами гимольской серии.

Породы серии стратиграфически расчленяются на три свиты: нижняя — ниemiярвинская свита — представлена преимущественно метаморфизованными основными, верхняя — руvинваарская — основными и ультраосновными, а средняя — шурловаарская — кислыми вулканитами (рис. 10).

С вулканитами основного состава ассоциируют маломощные и быстро-выклинивающиеся прослои магнетит-гранат-роговообманковых и углерод-содержащих сланцев мощностью 1—1,5 м. Они прослеживаются на расстоянии первых десятков — сотен метров, в общем разрезе вулканогенно-осадочных толщ не превышают 0,2%.

С кислыми вулканитами ассоциируют магнетитовые сланцы и кварциты, составляющие в разрезе шурловаарской свиты 15—20% ее объема.

В районе Южного участка Костомукшского месторождения и восточной ветви Корпангского месторождения кислые вулканиты выклиниваются, а мощность основных вулканитов резко сокращается, далее на восток они прослеживаются в виде маломощной (50—100 м) нерасчлененной контокской серии, окаймляющей гранито-гнейсовые купольные структуры.

Ниemiярвинская свита. Породы ниemiярвинской свиты наиболее развиты в западной и юго-западной частях Костомукшского синклинория. Нижняя граница ниemiярвинской свиты определяется наложением основных эффузивных образований на биотитовые гнейсы, метапесчаники и гранито-гнейсы нюкозерской серии. Верхняя граница проходит по верхнему контакту основных вулканитов свиты и подошве существенно пирокластической толщи вулканитов шурловаарской свиты.

Среди вулканитов основного состава ниemiярвинской свиты резко преобладают металавы (рис. 11), встречаются маломощные прослои магнетитовых кварцитов [66]. Общая мощность основных эффузивов ниemiярвинской свиты контокской серии 250—1300 м.

Шурловаарская свита. Выше основных вулканитов ниemiярвинской свиты Костомукшского синклинория согласно залегает вулканогенно-осадочная существенно пирокластическая толща кислого состава, с которой тесно ассоциируют железисто-кремнистые породы. Она прослеживается в виде стратифицированного горизонта субмеридионального простирания более чем на 20 км. Мощность ее в центральной части составляет 550—600 м, а к флангам в северо-восточном и юго-западном направлениях постепенно сокращается, в северной части участка Таловейс, а также в северо-западной части участка Подгорное толща выклинивается.

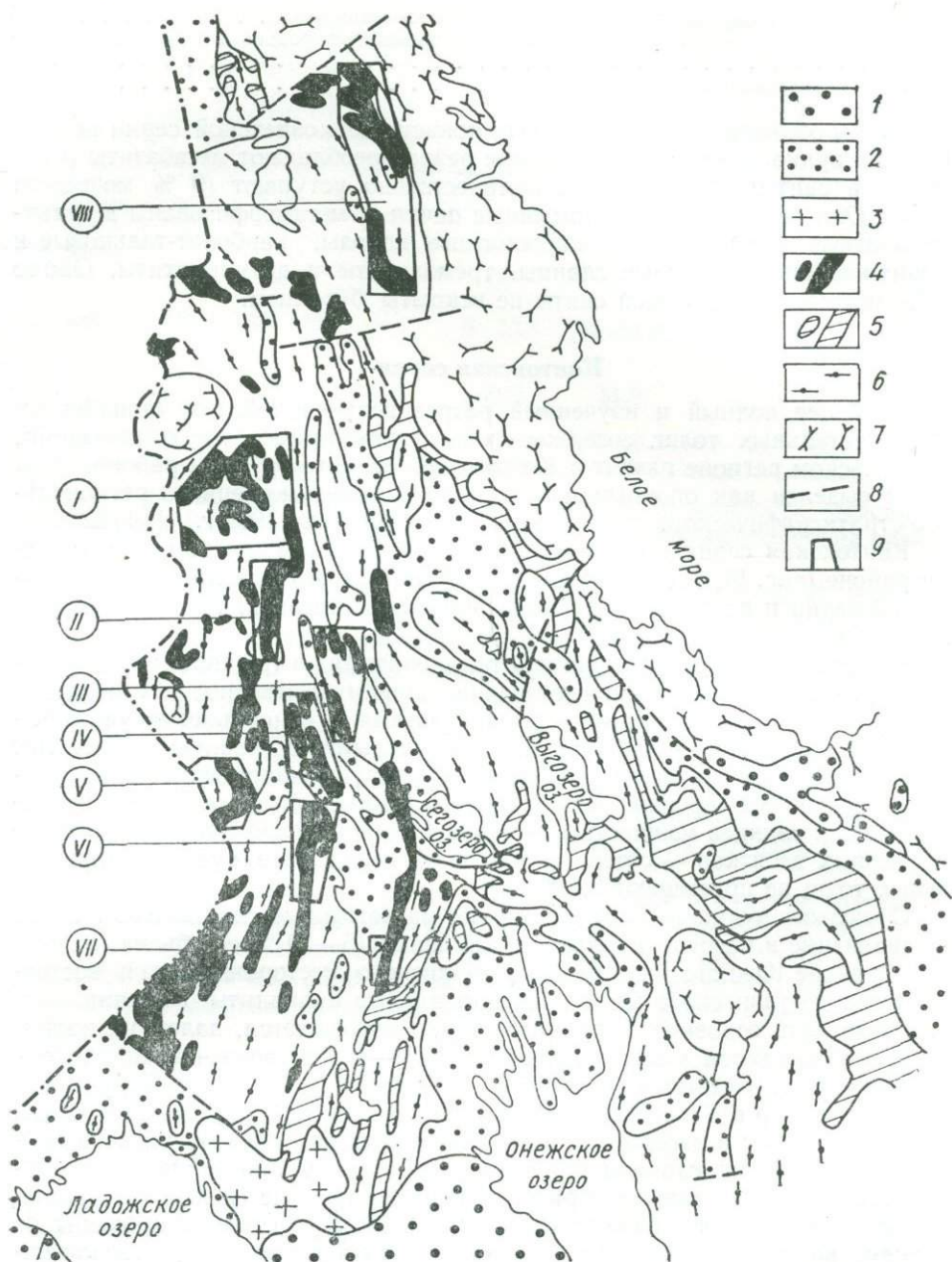


Рис. 9. Карта-схема положения железорудных районов Карелии (составил В. Я. Горьковец). Железорудные районы и узлы: I — Костомукшский, II — Хедозеро-Большезерский, III — Воломский, IV — Тумбареченский, V — оз. Мотко, VI — Гимольский, VII — Совдозерский, VIII — Нотозеро-Хизоваарский;
 1 — верхнекарельский и верхнепротерозойский комплексы; 2 — нижнекарельский комплекс; 3 — граниты рапакви; 4, 5 — лопийский комплекс: 4 — содержащий железисто-кремнистые формации; 5 — без железисто-кремнистых формаций; 6 — гнейсо-граниты и мигматиты с реликтами лопийских образований; 7 — саамский комплекс; 8 — тектонические нарушения; 9 — границы железорудных районов и узлов

Среди кислых вулканитов шурловаарской свиты по текстурно-структурным особенностям выделяются слюдястые (существенно мусковитовые) кварц-полевошпатовые сланцы со слоистой текстурой и текстурой брекчий, представляющие собой метаморфизованные кристаллокластические туфы, лавы, слоистые пелловые туфы и туффиты с примесью глинистого, кремнистого, карбонатного материала, агломератные и лаппилиевые туфы [61].

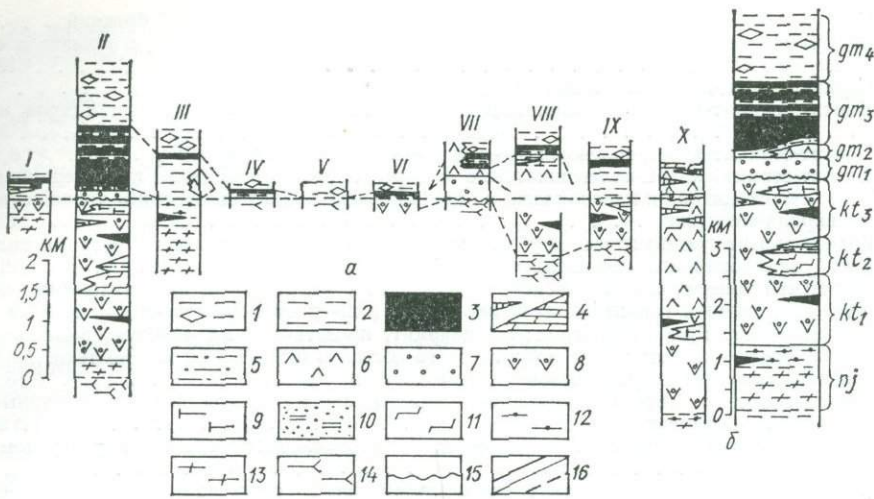


Рис. 10. Корреляция стратиграфических разрезов (А) и сводная стратиграфическая колонка (Б) лопийских супракустуальных толщ Карелии (составил В. Я. Горьковец).

Районы и структуры: I — Магнетитовая варака, II — Костомукшский, III — Ньюозеро-Хедозеро-Большезерский, IV — Тумбареченский, V — Воломский, VI — оз. Мотко, VII — Суккозерская, VIII — Гимольская, IX — Совдозерский, X — Хаутавааро-Койкарский; *gm* — гимольская серия; свиты: *gm*₄ — сурламбинская, *gm*₃ — костомукшская, *gm*₂ — межозерская, *gm*₁ — суккозерская; *kt* — контокская серия; свиты: *kt*₃ — рувинваарская, *kt*₂ — шурловаарская, *kt*₁ — инемилярвинская; *nj* — нюозерская серия;

ритмично-слоистые кварц-биотитовые и полевошпат-биотит-кварцевые сланцы и гнейсо-сланцы: 1 — с псевдоморфозами по высокоглиноземистым минералам, 2 — с гранатом, 3 — магнетитовые кварциты; 4а — силициты, 4б — карбонатные породы; 5 — углеродсодержащие сланцы; 6 — метаандезит-дациты; 7 — конгломераты; 8 — метабазальты; 9 — коматииты; 10 — магнетитовые сланцы и кварциты; 11 — риодациты, 12 — гнейсы; 13 — то же, мигматизированные; 14 — плагио-гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты; 15 — кора химического выветривания; 16 — контакты пород

По площади и в стратиграфическом разрезе наблюдается фациальная смена кислых пирокластов [66, 186].

С кислыми вулканогенно-осадочными породами тесно ассоциируют и переслаиваются углеродсодержащие сланцы и железисто-кремнистые породы, представленные биотит-магнетиткварцевыми, кварц-биотит-магнетитовыми неслоистыми сланцами и биотит-рогообманко-магнетитовыми тонкослоистыми или грюнерит-биотитовыми грубослоистыми кварцитами мощностью 1—1,5—5—70 м.

Для иллюстрации строения шурловаарской свиты ниже приводится описание литологического разреза по ряду разведочных скважин, а также коренных выходов, расположенных к западу от Костомукшского месторождения (снизу вверх, мощность, м):

Кварц-полевошпат-мусковитовые сланцы с текстурой брекчий светло-серого, желтоватого цвета, мелкозернистые, рассланцованные с биотитом и вкрапленниками кварца и плагиоклаза 55

Кварц-полевошпат-биотит-мусковитовые сланцы мелкозернистые, светло-серые участками тонкослоистые 115

Биотит-полевошпат-кварцевые мелко- до среднезернистых сланцы серого цвета, рассланцованные. Сланцеватость подчеркивается ориентированным расположением листочков и агрегатов биотита 40

Серпичит-кварц-полевошпатовые тонкозернистые сланцы светло-серого цвета с вкрапленниками плагиоклаза и кварца 18

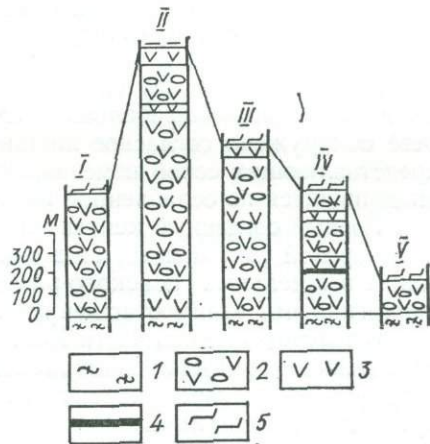


Рис. 11. Литолого-стратиграфические разрезы пород инемилярвинской свиты контокской серии района Костомукшского месторождения: I — профиль 41; 1 — гнейсы и гранито-гнейсы нюозерской серии; 2 — полевошпат-амфиболовые сланцы с текстурой шаровых лав; 3 — полевошпат-амфиболовые сланцы и полевошпатовые амфиболиты; 4 — магнетитовые кварциты; 5 — кислые вулканыты шурловаарской свиты

Серицит-полевошпат-кварцевые тонкозернистые сланцы с текстурой брекчий	5
Биотит-серицит-кварц-полевошпатовые сланцы с вкрапленниками плагноклаза и серовато-голубого кварца	12,5
Серицит-кварц-полевошпатовые сланцы с текстурой брекчий	45
Биотит-серицит-кварц-полевошпатовая полосчатая тонкозернистая светло-серая порода	3,3
Биотит-серицит-кварц-полевошпатовые сланцы с текстурой брекчий	0,25
Биотит-серицит-кварц-полевошпатовые сланцы с порфиroidными вкрапленниками голубовато-серого кварца и плагноклаза, в отдельных интервалах насыщенные тонкой сульфидной вкрапленностью	13,3
Гранат-биотит-грюнеритовые грубослоистые кварциты с пирротинном и редкими маломощными будинированными кварцевыми прослоями (до 0,5 см мощностью)	0,55
Магнетит-грюнеритовый тонкослоистый кварцит с кварцевыми, магнетитовыми, магнетит-грюнеритовыми и грюнеритовыми прослоями (0,2—2 см мощностью)	8,25
Биотит-магнетитовый тонкослоистый кварцит, представленный чередующимися прослоями кварцевого, магнетитового и биотитового составов (0,1—1,5 см мощностью); встречаются прослои серицит-кварц-полевошпатовых сланцев	16,35
Биотит-кварц-серицит-полевошпатовые сланцы светло-серого цвета с округлыми вкрапленниками голубовато-серого кварца	9,5
Кварц-серицит-биотитовые тонкозернистые и тонкослоистые сланцы с углеродом и сульфидами	1
Серицит-кварц-полевошпатовые тонкозернистые светло-серого до белого цвета сланцы с многочисленными вкрапленниками плагноклаза; наблюдаются маломощные (до 0,6 м) прослои магнетит-грюнеритового грубослоистого кварцита	8,5
Кварц-серицит-биотитовые тонкоритмичнослоистые углеродсодержащие сланцы с пирротинном	9,5
Роговообманко-грюнеритовые кварциты, слоистость в которых образована преобладающими прослоями роговообманко-грюнеритового состава мощностью 2—4 см и кварцевыми прослоями мощностью 0,5—2 см	1
Биотит-серицит-кварц-полевошпатовые сланцы с округлыми вкрапленниками голубовато-серого кварца и плагноклаза	11,5
Биотит-кварц-магнетитовые неяснослоистые сланцы. Мелкие кристаллики магнетита равномерно распределены в породе, неясная слоистость обусловлена различной концентрацией биотита; количество магнетита вверх по разрезу в этом прослое возрастает	6
Биотит-серицит-кварц-полевошпатовые сланцы с вкрапленниками голубовато-серого кварца и плагноклаза	5
Магнетит-биотит-кварцевые неяснослоистые сланцы; вверх по разрезу количество магнетита в сланцах возрастает	14,5
Биотит-серицит-кварц-полевошпатовые сланцы с вкрапленниками голубовато-серого кварца и плагноклаза	2,2
Биотит-кварц-магнетитовые неяснослоистые сланцы	1,25
Биотит-серицит-кварц-полевошпатовые сланцы с сульфидами	38,2
Грюнерит-роговообманковый тонкослоистый кварцит с магнетитом и гранатом	3
Серицит-кварц-полевошпатовые сланцы с вкрапленниками плагноклаза и кварца, переслаивающиеся с прослоями биотит-полевошпат-кварцевых сланцев	8,25

На контакте между слюдястыми и расположенными стратиграфически выше полевошпат-амфиболовыми сланцами рувинваарской свиты в этом разрезе обнаружено согласное жильное тело хлорит-актинолитовых сланцев, представляющих собой измененные метаморфизмом ультраосновные породы, внедрившиеся по ослабленной контактовой зоне двух свит.

Ровный согласный контакт между образованиями шурловаарской и рувинваарской свит отмечается в скв. 431 и 435 на участке Юго-Западный, а также в отдельных поисково-разведочных канавах, вскрывших контакт с аналогичными взаимоотношениями пород.

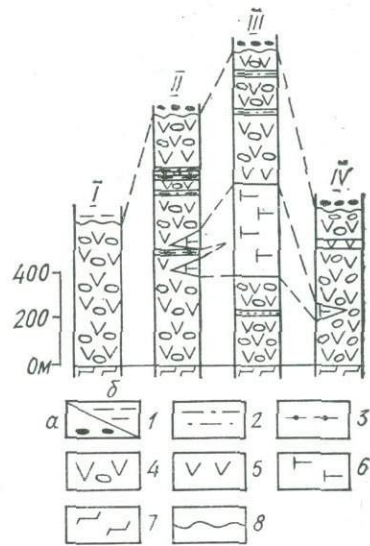
В северо-западной части Костомукшского синклиория в зоне фациального выклинивания пород шурловаарской свиты наблюдается литолого-стратиграфический разрез, характеризующийся полным отсутствием железисто-кремнистых пород [66].

Рувинваарская свита. Здесь широко развиты метавулканиды основного и ультраосновного состава, среди которых встречаются редкие маломощные и быстро выклинивающиеся прослои слюдястых углеродсодержащих и биотит-кварц-полевошпатовых сланцев, биотит-грюнерит-роговообманковых кварцитов, которые составляют менее 0,2 % объема свиты.

Нижняя граница рувинваарской свиты определяется налеганием основных эффузивов свиты на существенно пирокластические образования риолит-дацитового состава ниemiaрвинской свиты. Контакты согласные, четкие.

Рис. 12. Литолого-стратиграфические разрезы пород рувинваарской свиты контоксской серии района Костомукшского месторождения:

1 — конгломераты (а) и сланцы биотит-кварцевые (б) суккозерской свиты гимольской серии; 2 — углеродсодержащие; 3 — гранат-полевошпат-амфиболовые; 4 — полевошпат-амфиболовые с текстурой шаровых лав; 5 — полевошпат-амфиболовые и полевошпатовые амфиболиты монотонные; 6 — коматиты; 7 — кислые вулканиты шурловаарской свиты; 8 — кора химического выветривания



Среди основных вулканитов свиты с явно выраженным лавовым составом выделяются полевошпат-роговообманковые сланцы с текстурой «шаровых» лав, полевошпатовые амфиболиты массивные; полевошпат-роговообманковые сланцы с сохраняющейся текстурой лавовых и вулканических брекчий, гранат-полевошпат-роговообманковые полосчатые (слоистые) сланцы, мандельштейны.

Эффузивные образования ультраосновного состава — коматиты — залегают согласно в верхней части разреза рувинваарской свиты и тесно ассоциируют или чередуются с metabазальтами рувинваарской свиты. Мощность коматитов достигает 400 м (рис. 12).

Эффузивы ультраосновного состава преобразованы в хлорит-серпентинитовые, хлорит-тремолитовые, актинолитовые, хлорит- и биотит-актинолитовые и тальк-хлоритовые сланцы, в которых сохранились реликты структур и текстур эффузивных пород — автобрекчий, массивных и шаровых лав, слоистых туфов и туфобрекчий. К эффузивам ультраосновного состава приурочены субвулканические тела коматитов.

По химическому составу коматиты относятся к перидотитовым разновидностям. Метаморфизированные лавы ультраосновного состава имеют потоковое строение. Мощность потоков коматитовых лав, разделенных горизонтами туфов ультраосновного состава, составляет 8—30 м.

Общая мощность пород рувинваарской свиты достигает 1300 м.

Верхняя граница пород рувинваарской свиты определяется налеганием осадочных пород гимольской серии на кору химического выветривания, сформировавшуюся на основных вулканитах рувинваарской свиты контоксской серии [63].

Гимольская серия

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи контоксской серии со стратиграфическим несогласием перекрываются осадочными породами гимольской серии, которые представлены преимущественно железистыми кварцитами в ассоциации со слюдястыми сланцами и гнейсо-сланцами, а также углеродсодержащими филлитовидными сланцами (см. рис. 10). В некоторых структурах в составе гимольской серии отмечаются вулканиты средне-кислого состава.

Метаморфизованные осадочные толщи гимольской серии отделены от пород контоксской серии корой химического выветривания и полимиктовыми базальными конгломератами, находящимися в основании серии. Серия в Западно-Карельской структурно-формационной зоне расчленяется на четыре свиты (снизу вверх): суккозерскую, межозерскую, костомукшскую и сурлампинскую. В свою очередь костомукшская свита подразделяется на две подсвиты — нижнекостомукшскую и верхнекостомукшскую, межозерская свита — на нижне- и верхнемежозерскую подсвиты. Причем вулканиты кислосреднего состава развиты лишь локально в отдельных структурах [239] и не имеют корреляционного значения.

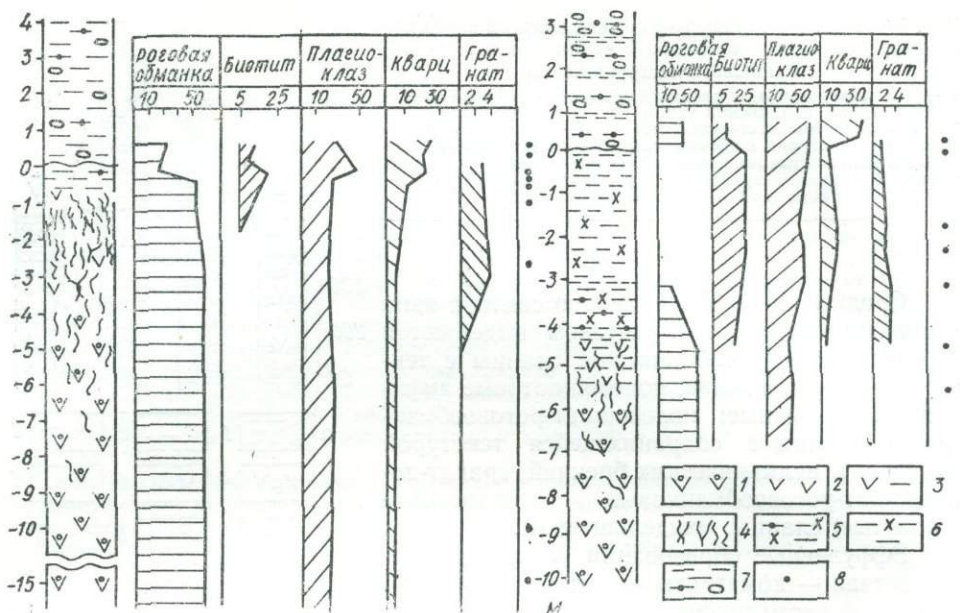


Рис. 13. Зональность и минеральный состав (в %) верхнеархейской (догимольской) коры химического выветривания района Костомукшского железорудного месторождения:

1 — полевошпат-амфиболовые сланцы с реликтами текстур шаровых лав; 2 — полевошпат-амфиболовые сланцы; 3 — полевошпат-амфиболовые сланцы биотитизированные; 4 — кальцитовые прожилки; 5 — гранат-амфибол-биотитовые сланцы; 6 — гранат-биотитовые сланцы; 7 — метаграувакки; 8 — места отбора проб

Суккозерская свита. Нижняя базальная часть разреза гимольской серии выделена в суккозерскую свиту [240]. Образованиями этой свиты также являются конгломераты Костомукшского месторождения, ранее относимые [66] к нижней части костомукшской свиты. Детальное изучение зоны контакта между вулканогенными образованиями контоксской и терригенными отложениями гимольской серии в карьере рудника Костомукшского железорудного месторождения показало, что текстурные особенности основных вулканитов контоксской серии, их минеральный и химический состав закономерно изменяются (рис. 13). Эти образования, прослеженные в Костомукшской структуре на расстоянии более 10 км, рассматриваются нами как преобразованные процессами метаморфизма продукты площадной архейской коры химического выветривания [65].

С четким контактом на поверхность диагностируемой коры химического выветривания ложится пласт базальных для гимольской серии полимиктовых конгломератов, в которых состав цемента, размер, количество и состав обломочного материала изменяются от подошвы пласта к кровле [66]. В нижней части базального пласта находятся метаграувакки мощностью 5—15 м с четкой слоистой текстурой, содержащие редкие и мелкие обломки подстилающих пород. С постепенным контактом метаграувакки сменяются ритмично построенной пачкой, сложенной крупно-, средне- и мелкогалечными конгломератами, гравелитами и песчаниковидными сланцами. Состав галечного материала конгломератов определяется составом подстилающих комплексов — основных и кислых вулканитов, хемогенных кварцитов контоксской серии и реже плагиогранитов.

К северу, востоку и юго-востоку пласт полимиктовых конгломератов мощностью в центральной части Костомукшского месторождения до 80 м сменяется маломощными прослоями песчаниковидных сланцев или пластинами, состоящими из тонкочередующихся прослоев слюдястых и амфиболсодержащих сланцев, которые образовались при разрушении подстилающих основных вулканитов контоксской серии (рис. 14).

Верхний контакт базальной суккозерской свиты с породами вышележа-

щей костомукшской свиты в Костомукшском районе согласный и проходит по подошве первого пласта углеродсодержащих сланцев (см. рис. 10).

В Гимольском железорудном районе в Суккозерской структуре на грубых терригенных образованиях суккозерской свиты [237, 238, 239] залегают осадочно-вулканогенные породы межозерской свиты. Нижний контакт пород межозерской свиты с подстилающими их конгломератами суккозерской свиты четкий, согласный. Верхний контакт, наблюдаемый в западной части Межозерского месторождения, проходит по подошве пласта биотит-мусковитовых слюдястых и углеродсодержащих сланцев, он также согласный и четкий. Породы межозерской свиты расчленяются на ниже- и верхнемежозерскую подсвиты. Первая представлена монотонной толщей светло-серых слюдястых неяснополосчатых биотит-кварц-полевошпатовых гнейсо-сланцев, содержит гомогенные включения. По химическому составу и текстурным особенностям породы подсвиты отвечают метаэффузивам андезит-дацитового состава. Мощность подсвиты достигает нескольких сотен метров.

Верхнемежозерская подсвита сложена кварц-серицит-полевошпатовыми сланцами, тонкозернистыми, светло-серого цвета со слоистой и брекчиевой текстурами, которые представляют собой метаморфизованные слоистые и агломератовые туфы риодацитового состава. С кислыми метатуфами ассоциируют редкие маломощные пласты железистых кварцитов и углеродсодержащих сланцев мощностью 2—5 м. Мощность подсвиты достигает нескольких сотен метров. В связи со слабой обнаженностью участка контакты между породами ниже- и верхнемежозерской свит не установлены.

Костомукшская свита. Эта продуктивная, содержащая основные запасы железных руд свита повсеместно развита в лопийских структурах в Западно-Карельской структурно-формационной зоне. Она сложена метаморфизованными осадочными породами: терригенными песчано-глинистыми породами флишевого типа, преобразованными процессами метаморфизма в слюдястые ритмично-слоистые сланцы; углеродсодержащими глинистыми и песчано-глинистыми образованиями, представленными филлитовидными слюдястыми сланцами с углеродом и сульфидной минерализацией. Среди пород свиты наиболее распространены хемогенные железисто-кремнистые осадки, превращенные метаморфизмом в железистые кварциты. В зависимости от соотношения перечисленных типов осадочных пород в составе костомукшской свиты выделяются две подсви-



Рис. 14. Литолого-стратиграфический разрез нижнекостомукшской подсвиты гимольской серии Костомукшского железорудного района:

I — Костомукшское месторождение; II — Корпангский участок; III — Северо-Костомукшская аномалия; IV — Мутаарвинская аномалия; V — Южно-Костомукшская аномалия;

gm_1 — суккозерская свита, gm_2 — нижнекостомукшская подсвита; кварциты: 1 — рибекит, рибекит-биотит и актинолит-магнетитовые, 2 — биотит- и грюнерит-роговообманко-биотит-магнетитовые, магнетит-биотитовые, 3 — грюнерит-, биотит-грюнерит-магнетитовые, магнетит-грюнеритовые, 4 — биотитовые, грюнеритовые, грюнерит-роговообманко-биотитовые; 5 — кварц-биотитовые и кварц-серицитовые углеродсодержащие сланцы; 6 — биотит-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы и гнейсо-сланцы; 7 — полимиктовые конгломераты; 8 — основные вулканы контоксской серии; 9 — несогласие

ты: нижнекостомукшская, существенно железорудная и верхнекостомукшская с примерно равным соотношением железорудных и сланцевых пластов.

Нижняя граница нижнекостомукшской подсвиты проходит по основанию пласта углеродсодержащих сланцев, перекрывающих полимиктовые конгломераты суккозерской свиты в Костомукшском районе, а в Гимольском районе по основанию пласта слюдястых углеродсодержащих сланцев, перекрывающих вулканиты межозерской свиты.

Верхняя граница подсвиты соответствует кровле наиболее мощного и наиболее богатого пласта железистых кварцитов, прослеживающегося на Костомукшском и других железорудных месторождениях.

В составе подсвиты выделены три крупных седиментационных цикла [239] (см. рис. 14), нижние элементы которых сложены филлитовидными углеродсодержащими кварц-биотитовыми и биотит (полевошпат)-кварцевыми сланцами флишевого типа. Верхние элементы циклов представлены разнообразными железистыми кварцитами. Каждый осадочный цикл усложнен более мелкой ритмичностью. Характерно, что в каждом из последующих циклов в разрезе свиты объем слюдястого нижнего элемента цикла уменьшается и возрастает объем верхнего железорудного элемента осадочного цикла. Причем как в разрезе каждого цикла, так и в каждом последующем осадочном цикле устанавливается определенная закономерность: количество железа в форме магнетита увеличивается вверх по разрезу свиты, так что наиболее богатые разновидности железистых кварцитов приурочены к верхнему осадочному циклу и имеют там максимальную мощность, достигающую 220 м.

Для иллюстрации строения нижнекостомукшской подсвиты приведем описание литологического разреза по скважинам в центральной части Костомукшского месторождения (снизу вверх) (см. рис. 14):

На профиле 10 + 25 в скв. 52 и 53 первый осадочный цикл включает два более мелких цикла или ритма (снизу вверх, мощность, м):

Кварц-биотитовые и кварц-серицитовые тонкослоистые углеродсодержащие сланцы с пирротином	19,3
Грубослоистые биотитовые кварциты с магнетитом	20
Кварц-биотитовые и кварц-серицитовые тонкослоистые углеродсодержащие сланцы черного цвета с пирротином	11,5
Грубослоистые биотитовые кварциты с тонкой вкрапленностью магнетита	2,8
Тонкопослоистые биотит-грюнерит-магнетитовые кварциты	7,1

Этими железистыми кварцитами завершается разрез первого осадочного цикла нижнекостомукшской подсвиты мощностью 64 м.

Второй осадочный цикл подсвиты в центральной части месторождения на профиле 10 + 25 также состоит из двух ритмов (снизу вверх, мощность, м):

Первый — кварц-биотитовые и кварц-серицитовые углеродсодержащие сланцы с пирротином	6,5
Грубослоистые биотитовые с магнетитом кварциты. Переход от углеродсодержащих сланцев к кварцитам постепенный через зону тонкого переслаивания	13,5
Второй начинается углеродсодержащими сланцами с пирротином	6,4
Грубослоистый грюнерит-биотитовый кварцит с магнетитом. Переход от углеродсодержащих сланцев к кварцитам постепенный через зону (мощностью 1,5 м) тонкого чередования пород	5,8
Тонкослоистые магнетит-грюнерит-биотитовые кварциты	34,2
Грубо- и неяснопослоистые биотит-рибекит-магнетитовые кварциты с прослоями биотит-магнетитовых и грюнерит-магнетитовых тонкослоистых кварцитов	82,3
Грюнерит-биотит-магнетитовые тонкослоистые кварциты	14,5
Мощность второго осадочного цикла	163,2

Третий осадочный цикл в центральной части месторождения в скв. 57 на профиле 10 + 25 имеет следующее строение (снизу вверх, мощность, м):

Тонкослоистые углеродсодержащие черные сланцы с пирротином и кварцевыми прослоями	4,5
Тонкослоистые биотит-магнетитовые кварциты с грюнеритом	10
Тонкослоистые рибекит-магнетитовые кварциты с незначительным содержанием (1—2 %) гематита	81
Грубо- и тонкослоистые биотит-магнетитовые кварциты	10,5
Общая мощность третьего цикла	106

Суммарная мощность пород нижнекостомукшской подсвиты в центральной части Костомукшского месторождения составляет 330 м.

Верхнекостомукшская подсвита, соответствующая так называемой толще переслаивания, состоит в примерно равных соотношениях из прослоев разнообразных железистых кварцитов в ассоциации с ритмично-слоистыми слюдястыми сланцами флишевого типа с высокоглиноземистыми минералами и углеродсодержащими сланцами с сульфидами (рис. 15).

Основание верхнекостомукшской подсвиты на Костомукшском месторождении проходит по подошве слюдястых сланцевых толщ, налегающих на кровлю наиболее богатого и мощного железорудного пласта, прослеживающегося вдоль Костомукшского месторождения.

Верхняя граница верхнекостомукшской подсвиты проходит по кровле крайнего восточного железорудного пласта, протягивающегося вдоль восточной части Костомукшского месторождения.

Наиболее полные разрезы подсвиты выявлены на Костомукшском месторождении в его центральной части, в районе дугообразного изгиба структуры. Мощность подсвиты здесь более 700 м.

Характерной особенностью строения разреза верхнекостомукшской подсвиты является мелкоцикличное (ритмичное) строение рудосланцевых пачек [237—239].

Нижние части седиментационных циклов (ритмов) представлены безрудными породами — биотит-кварцевыми, биотит-полевошпат-кварцевыми, кварц-биотитовыми сланцами и гнейсо-сланцами флишевого типа с высокоглиноземистыми минералами (туфосланцы, по В. М. Чернову) и углеродсодержащими кварц-биотитовыми и кварц-серицитовыми сланцами. Верхние пачки осадочных циклов (ритмов) сложены грюнерит-магнетитовыми, грюнерит-роговообманко-магнетитовыми биотит-магнетитовыми, магнетит-роговообманко—грюнеритовыми, биотит-грюнеритовыми и другими железистыми кварцитами. Мощность циклов (крупных ритмов) изменяется от нескольких до десятков и сотен метров.

Крупные седиментационные циклы состоят из более мелких ритмов мощностью от нескольких до десятков сантиметров и первых метров. Эта ритмичная слоистость, развитая в слюдястых сланцах, образующих двух-, трех- и четырехчленные ритмы, дальнейшими исследованиями была определена как осадочная флишевая [60, 62]. Нижние элементы этих ритмов представлены метаморфизованными песчанистыми и глинисто-песчанистыми осадками, верхние — песчано-глинистыми или глинистыми осадками, обогащенными железом. Зачастую седиментационные трех- и четырехчленные ритмы завершаются гранат-биотит-амфиболовыми сланцами и кварцитами, являющимися метаморфизованными хомогенными железисто-кремнистыми осадками, обогащенными тонким терригенным глинистым веществом [59, 60, 62, 237, 239].

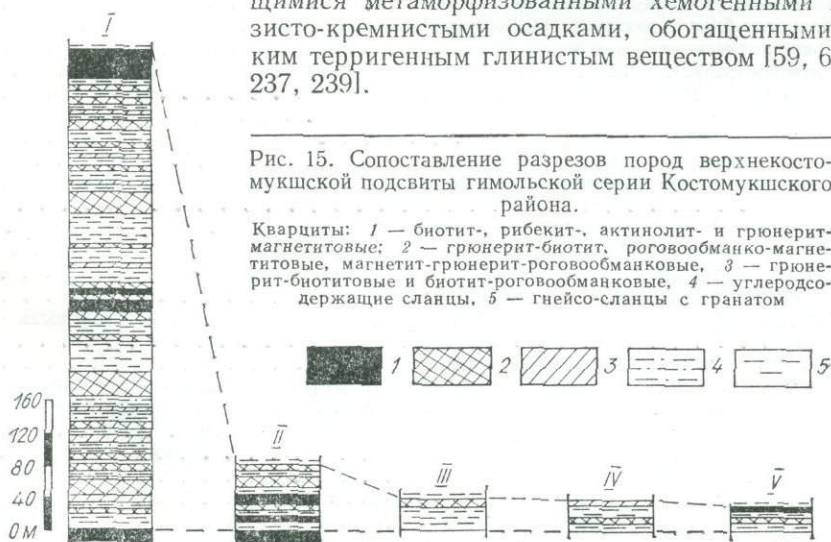


Рис. 15. Сопоставление разрезов пород верхнекостомукшской подсвиты гимольской серии Костомукшского района.

Кварциты: 1 — биотит-, рибекит-, актинолит- и грюнерит-магнетитовые; 2 — грюнерит-биотит, роговообманко-магнетитовые, магнетит-грюнерит-роговообманковые, 3 — грюнерит-биотитовые и биотит-роговообманковые, 4 — углеродсодержащие сланцы, 5 — гнейсо-сланцы с гранатом

Для характеристики подсветы приводится литолого-стратиграфический разрез по серии скважин центральной части Костомукшского месторождения.

Нижняя часть разреза верхнекостомукшской подсветы по скв. 229 на профиле 23 имеет следующее строение (снизу вверх, мощность, м):

Ритмичнослоистые биотит-кварцевые, кварц-биотитовые сланцы серого цвета, тонкозернистые с асимметричной слоистостью и отдельными прослоями (до 0,5 м мощностью) гравелитов и филлитовидных сланцев; мощность ритмов от 5 см до 1,5 м; более крупные ритмы усложнены более мелкой ритмичностью; направление ритмов вверх по разрезу подсветы	145
Биотит-магнетитовый неяснослоистый кварцит с кубическими кристалликами (0,1—0,3 см) прита	12
Тонкое чередование магнетит-биотитовых и биотит-грюнеритовых тонкослоистых кварцитов	10
Кварц-биотитовый неслоистый темно-серый сланец	1,2
Тонкослоистый углеродсодержащий кварц-биотитовый и кварц-серицитовый сланец с пиритом	6

Продолжение разреза подсветы приводится по скв. 24 и 20 на профиле 33 (снизу вверх, мощность, м):

Грубополосчатые биотит-грюнеритовые кварциты	7,5
Магнетит-грюнерит-биотитовые кварциты	4,6
Тонкослоистые биотит-грюнерит-магнетитовые кварциты; переход от нижележащих кварцитов происходит постепенно с увеличением содержания магнетита	17,8
Грубополосчатые биотит-грюнеритовые кварциты	2,5
Филлитовидные углеродсодержащие сланцы с сульфидами	5,7
Грюнерит-биотит-магнетитовые кварциты	22
Кварц-биотитовые светло-серые неяснослоистые сланцы с гранатом	5,2
Филлитовидные углеродсодержащие сланцы	6,1
Магнетит-биотит-грюнеритовые грубослоистые кварциты	11,5
Биотит-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы	9,3
Тонкополосчатые магнетит-грюнерит-биотитовые кварциты	1,2
Грюнерит-магнетитовые кварциты	3,5
Филлитовидные углеродсодержащие кварциты с сульфидами	10,5
Грубополосчатые биотитовые кварциты	5,2
Углеродсодержащие филлитовидные сланцы	15,6
Грубослоистые магнетит-биотитовые кварциты	23,3
Филлитовидные черные углеродсодержащие сланцы	6,5
Магнетит-грюнерит-биотитовые кварциты	13,8
Ритмичнослоистые кварц-биотитовые сланцы	36,5
Магнетит-грюнеритовые тонкослоистые кварциты	7,8
Кварц-биотитовые слоистые сланцы	11,8
Тонкополосчатые гранат-роговообманко-грюнеритовые кварциты	2,4
Биотит-кварцевые сланцы	1,8
Магнетит-грюнерит-биотитовые кварциты	11,2
Биотит-магнетитовые кварциты	9,0
Магнетит-биотит-грюнеритовые кварциты	13,4
Грюнерит-магнетитовые кварциты	8,0
Ритмичнослоистые кварц-биотитовые, биотит-кварцевые сланцы	18,6
Грубослоистые биотит-грюнеритовые кварциты	6,2
Кварц-биотитовые темно-серые слоистые сланцы	16,4
Гранат-грюнеритовые кварциты	2,2
Биотит-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы	12,3
Ритмичнослоистые кварц-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы (мощность ритмов 20—35 см)	25,3
Магнетит-биотит-грюнеритовые кварциты	3,5
Тонкополосчатые грионерит-биотит-магнетитовые кварциты	20,0
Биотит-кварцевые и кварц-биотитовые ритмичнослоистые сланцы	6,5
Грубослоистые грионерит-биотитовые кварциты	1,5
Биотит-кварцевые и кварц-биотитовые ритмичнослоистые сланцы (мощность ритмов 7—50 см)	17,0
Магнетит-биотит-грюнеритовые кварциты	3,2
Ритмичнослоистые серые слюдястые сланцы; ритмы трехчленные; нижние элементы ритмов — биотит-кварцевые сланцы, средние — более слюдястые кварц-биотитовые и верхние — гранат-грюнеритовые кварциты (мощность ритмов 20—50 см)	10,0
Магнетит-биотит-грюнеритовые кварциты	2,6
Кварц-биотитовые слюдястые сланцы	1,6
Тонкослоистые биотит-магнетитовые кварциты	2,6
Ритмичнослоистые слюдястые сланцы	3,6
Грюнерит-магнетит-биотитовые кварциты	3,2

Пачка, состоящая из переслаивания кварц-биотитовых слюдястых сланцев и магнетит-грюнерит-биотитовых кварцитов	35,8
Грюнерит-биотит-магнетитовые кварциты	10,6

Общая мощность пород верхнекостомукшской подсвиты составляет 750 м.

Сурлампинская свита. Стратиграфически выше костомукшской свиты и согласно на ней залегают метаморфизованные осадочные толщи сурлампинской свиты, слагающей верхнюю часть разреза гимольской серии и широко распространенной в Западно-Карельской зоне. Породы свиты залегают в ядрах синклиналильных структур железорудных месторождений.

Свита сложена исключительно осадочно-метаморфизованными ритмично-слоистыми сланцами флишевого типа с гранатом, ставролитом и псевдоморфозами по андалузиту и отдельными крайне редкими маломощными прослоями силикатных магнетитсодержащих кварцитов, а также кварц-биотитовых сланцев и гнейсо-сланцев, обогащенных магнетитом.

Мощность сурлампинской свиты значительно изменяется от 50—500 и до 1300 м на востоке центрального участка Костомукшского месторождения в районе дугообразного изгиба синклиналильной структуры. Здесь отмечаются наиболее полные разрезы сурлампинской свиты.

Основание сурлампинской свиты в Костомукшском синклиналии проходит по кровле крайнего восточного железорудного пласта, прослеживающегося вдоль восточной части Костомукшского месторождения.

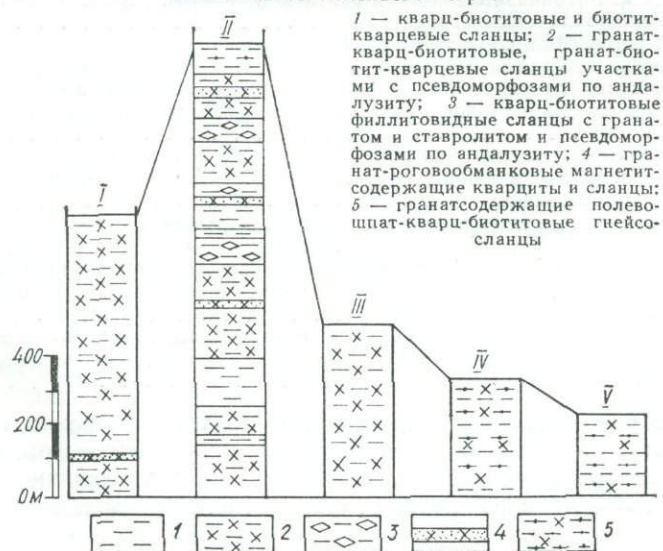
Для характеристики литологических особенностей приведем наиболее представительный стратиграфический разрез свиты по скв. 227, 216, а также скважинам картировочного бурения 1^к, 2^к, 3^к, 4^к и коренным выходам на востоке средней части Костомукшского месторождения (рис. 16).

Нижняя часть сурлампинской свиты имеет следующее строение (снизу вверх, мощность, м):

Биотит- и биотит-полевошпат-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы серого и темно-серого цвета мелкозернистые с асимметричной ритмичной слоистостью типа *graded bedding*. Основание ритмов сложено биотит-кварцевыми и биотит-полевошпат-кварцевыми сланцами, верхняя часть — кварц-биотитовыми филлитовидными сланцами, иногда с зернами красного граната. Переход от нижней более грубозернистой биотит-кварцевой части ритма к слюдястой кварц-биотитовой постепенный. Контакты между соседними ритмами резкие, четкие, ровные. Мощность ритмов от 0,5—1 см до 5 м. Более крупные ритмы усложнены мелкой ритмичностью с той же направленностью в ритмах. Всего в этом интервале выделено 43 разновеликих ритма с направлением кровли вверх по разрезу свиты 152

Гранат-биотитовые тонкослоистые кварциты 0,2

Рис. 16. Литолого-стратиграфический разрез пород сурлампинской свиты гимольской серии:



Магнетит-роговообманко-биотитовые тонкослоистые кварциты, чередующиеся с прослоями кварц-биотитовых сланцев. Мощность прослоев слюдястых сланцев и железистых кварцитов 0,5—10 см. В верхней части количество прослоев магнетитсодержащих кварцитов возрастает 10,0

Биотит-кварцевые и кварц-биотитовые слоистые сланцы. Нижние элементы ритмов, обычно составляющие $\frac{2}{3}$ объема ритма, представлены биотит-кварцевыми сланцами примерно с равным соотношением кварца и биотита в породе и равномерно распределенными мелкими зернами граната. Постепенно вверх по ритму они сменяются кварц-биотитовыми слюдястыми сланцами и также насыщены гранатом. Контакты между соседними ритмами четкие, резкие. Мощность ритмов 0,2—0,45, реже до 0,7 м. Иногда крупные ритмы усложнены более мелкой ритмичностью с тем же направлением кровли в ритмах. Направление кровли в ритмах вверх по разрезу свиты 63

Кварц-биотитовые мелкозернистые серые сланцы с прослоями биотит-роговообманко-гранатовых слюдястых сланцев и кварцитов 0,1—1,2 м мощностью, образующих ритмичную маятниковую слоистость 57,8

Через перерыв в 150 м в скв. 2^к разрез сурлампинской свиты продолжается.

Кварц-биотитовые мелкозернистые ритмичнослоистые сланцы темно-серого цвета с отдельными прослойками филитовидных сланцев и редкими равномерно распределенными в породе мелкими зернами красного граната, чередующиеся с прослоями гранат-биотит-роговообманковых сланцев (мощностью 0,2—1 м) 114,8

Средняя часть сурлампинской свиты представлена чередованием пород (снизу вверх, мощность м):

Биотит-кварцевые сланцы неяснослоистые с округлыми до 0,5—1 см в поперечнике кристаллами граната, равномерно распределенного в породе, чередующиеся с прослоями слюдястых кварц-биотитовых ритмичнослоистых сланцев с гранатом, ставролитом и округлыми «лапчатыми» удлиненными псевдоморфозами по андалузиту размером до 1—3 см по длинной оси. Ритмичная слоистость «маятникового» типа (мощность прослоев 0,5—1,5 м) 266

Биотит-кварцевые и кварц-биотитовые слюдястые сланцы с гранатом, ритмичнослоистые. Ритмичная слоистость асимметричная: основание ритмов сложено биотит-кварцевыми сланцами, кровля — слюдястыми кварц-биотитовыми сланцами (мощность ритмов 15 см). Направление кровли — вверх по разрезу свиты 18,4

Кварц-биотитовые сланцы с гранатом и овально вытянутыми «лапчатыми» псевдоморфозами по андалузиту, выполненными кварц-серицитовым материалом, а также редкими и мелкими октаэдрическими кристалликами магнетита 106

Кварц-биотитовые и биотит-кварцевые ритмичнослоистые сланцы с гранатом и редкими псевдоморфозами по андалузиту. Ритмичная слоистость симметричная, маятникового типа 170

Состав и строение верхней части сурлампинской свиты хорошо прослежены по серии коренных выходов и картировочных скважин в районе оз. Сурлампи (снизу вверх, мощность, м):

Кварц-биотитовые и биотит-кварцевые ритмичнослоистые сланцы, хлоритизированные с прослоями гранат-биотит-роговообманковых и роговообманко-биотитовых сланцев мощностью 0,1—0,2 м. Ритмичная слоистость маятникового типа. Породы послойно мигматизируются плагниомикроклиновыми гранитами 29,1

Магнетит-роговообманко-грюнеритовые грубослоистые кварциты с магнетитом. Слоистость образована прослоями мощностью 0,5—1,5 см кварцевого, грюнеритового состава и гранат-роговообманко-грюнеритового мощностью 3—5 см. Магнетит в породе встречается в виде октаэдрических кристалликов 0,1—0,2 см в поперечнике или образует прослойки (мощностью до 0,1 см) 1,7

Кварц-биотитовые сланцы с мелкими до 0,1—0,2 см в поперечнике равномерно распределенными в породе гранатом и неориентированными порфиروبластами роговой обманки до 0,5—0,1 см в поперечнике 2,0

Биотит-кварцевые ритмичнослоистые сланцы. Ритмичная слоистость образована чередованием прослоев биотит-кварцевого состава мощностью 5—10 см и кварц-биотитового состава мощностью 1—3 см. Контакты пород внутри ритмов постепенные, между соседними ритмами резкие, четкие, ровные. Направление кровли в сланцах по семи выделенным ритмам на восток, вверх по разрезу свиты 12,5

Кварц-биотитовые, биотит-кварцевые и гранат-биотит-кварцевые сланцы и гнейсо-сланцы, послойно мигматизированные плагниомикроклиновыми гранитами. Степень мигматизации возрастает к верхней части разреза 130

Таким образом, на основании литолого-стратиграфического разреза можно установить, что мощные толщи сурлампинской свиты формировались в водной среде древнейшего водоема, где откладывались ритмичнослоистые песчано-глинистые осадки флишевого типа, обогащенные железистым и глинистым материалом.

Криворожская серия

Криворожская серия метаморфических образований в докембрии Украинского щита изучалась на протяжении более 100 лет. Существует свыше 20 стратиграфических ее схем [14]. Отметим, что стратиграфическая схема пород криворожской серии Я. Н. Белевцева [12], составленная им в 1939 г. и названная многопластовой, и в настоящее время, не считая некоторых уточнений, не утратила актуальности и остается общепризнанной. Напомним, что в стратиграфических схемах Украинского щита железисто-кремнистые образования докембрия Криворожского железорудного района всегда относились к протерозойским.

Криворожская серия в соответствии с утвержденной схемой УРМСК 4 февраля 1980 г. [79] делится на пять свит (снизу вверх): новокриворожскую, скелеватскую, саксаганскую, гданцевскую и глееватскую.

Наиболее полно изучен разрез криворожской серии протерозоя в Криворожском железорудном бассейне Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.

Полного пересечения разреза пород криворожской серии в одной линии нет, так как, например, в южной части района в разрезе саксаганской свиты представлены от первого до шестого железистые и сланцевые горизонты, а в северной части — полный разрез шестого и седьмого сланцевых и железистых горизонтов. Для опорного взят разрез, проходящий в северной части рудника им. Дзержинского, где средняя часть разреза саксаганской свиты вскрыта Саксаганским карьером, обрабатывающим в настоящее время богатые железные руды четвертого, пятого и шестого железистых и сланцевых горизонтов. Опорный разрез, вскрывающий железистые и сланцевые горизонты верхней части саксаганской свиты, продолжается на руднике им. Розы Люксембург (рис. 17—19).

Новокриворожская свита. Самые древние породы криворожской серии — метабазиты новокриворожской свиты, по минеральному составу отвечающие амфиболитам. Метабазиты с редкими перерывами окаймляют Криворожский железорудный бассейн, отделяя породы криворожской серии от плагиигранитов и плагииомигматитов днепропетровского комплекса.

В рассматриваемом разрезе на руднике им. Дзержинского метабазиты новокриворожской свиты отсутствуют. Нами описывается контакт метабазитов с подстилающими гранитами на горизонте 550 м шахты «Северная» рудника им. Кирова [255], т. е. к северу от опорного разреза. В саксаганском районе контакт толщи метабазитов с плагиигранитами вскрыт многочисленными подземными горными выработками, однако в некоторых нельзя было изучить контакт из-за того, что выработки в этих местах закреплены и забетонированы. Как правило, он тектонически нарушен, и породы в его зоне в той или иной мере разлинзованы и рассланцованы. Признаки существования коры выветривания плагиигранатов остаются. Так, в северной выработке откаточного кольца (горизонт 550 м) шахты «Северная» плагииграниты перекрывают карбонат-биотит-кварцевыми сланцами, содержащими развальцованные гальки гранита и кварца. Вблизи зоны контакта в плагиигранитах по трещинам отдельности отмечаются турмалин-биотит-карбонатные сланцы. Это свидетельствует о том, что здесь вскрыта нижняя зона коры выветривания плагиигранитов — зона их дезинтеграции. Первичные трещины отдельности, в которых задерживался терригенный материал, смещены более поздними тектоническими подвижками, сами породы претерпели метаморфизм зелено-сланцевой фации. Но первичные взаимоотношения пород устанавливаются четко — амфиболиты залегают с перерывом на коре выветривания плагиигранитов.

Метабазиты новокриворожской свиты — метаморфические породы, по минеральному составу отвечающие амфиболитам. Главными породообразующими минералами в них являются зеленая роговая обманка и плагииоклаз.

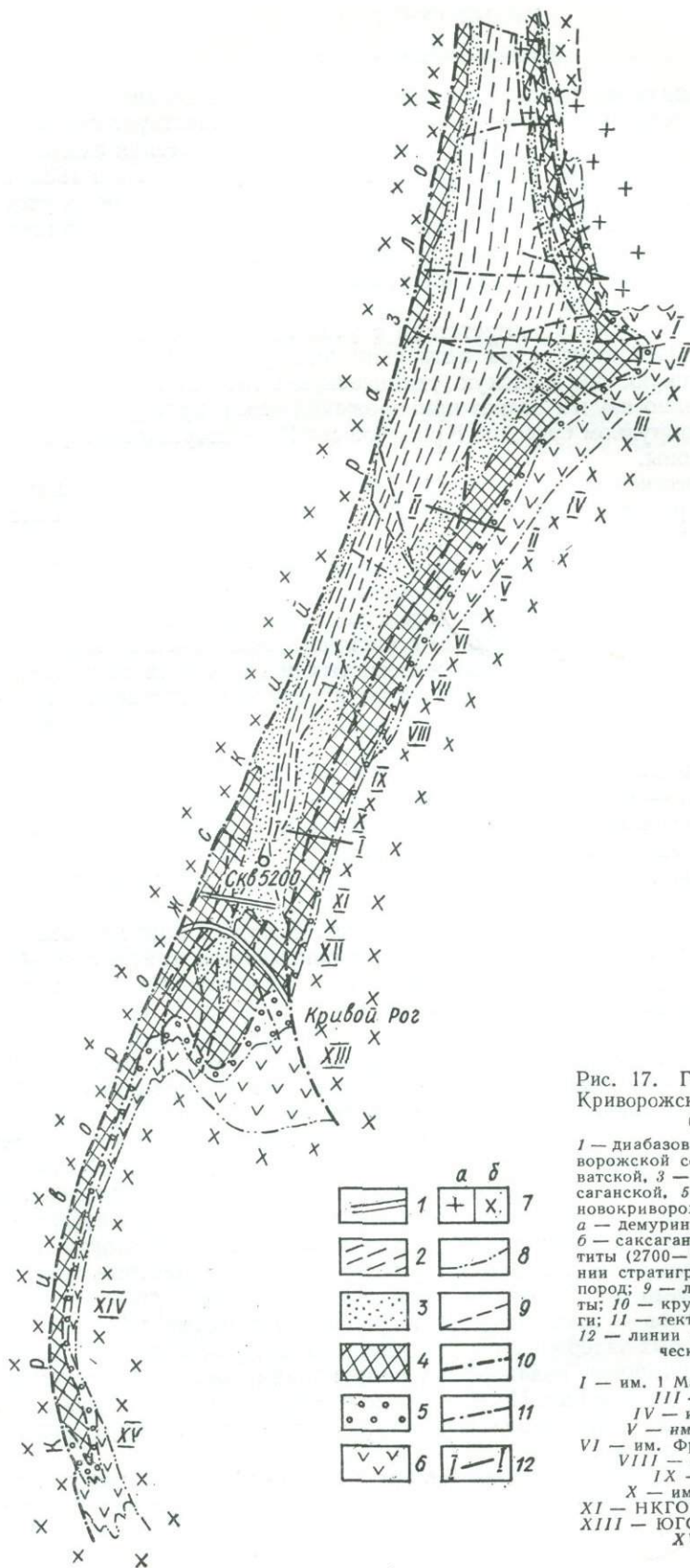


Рис. 17. Геологическая схема Криворожского железорудного бассейна:

1 — диабазовые дайки; породы криворожской серии, свит: 2 — глееватской, 3 — гданцевской, 4 — саксаганской, 5 — скелеватской, 6 — новокриворожской; 7 — граниты; а — демуринские (1600 млн лет), б — саксаганские граниты и мигматиты (2700—2800 млн лет); 8 — линии стратиграфических несогласий пород; 9 — литологические контакты; 10 — крупные разломы и надвиги; 11 — тектонические нарушения; 12 — линии опорных стратиграфических разрезов.

Рудники:

I — им. 1 Мая; II — СЕВГОК;
 III — им. Ленина;
 IV — им. Р. Люксембург;
 V — им. XX партсъезда;
 VI — им. Фрунзе; VII — ЦГОК;
 VIII — им. К. Либкнехта;
 IX — им. Кирова;
 X — им. Дзержинского;
 XI — НКГОК; XII — им. Ильича;
 XIII — ЮГОК; XIV — Ингулец;
 XV — ИНГОК

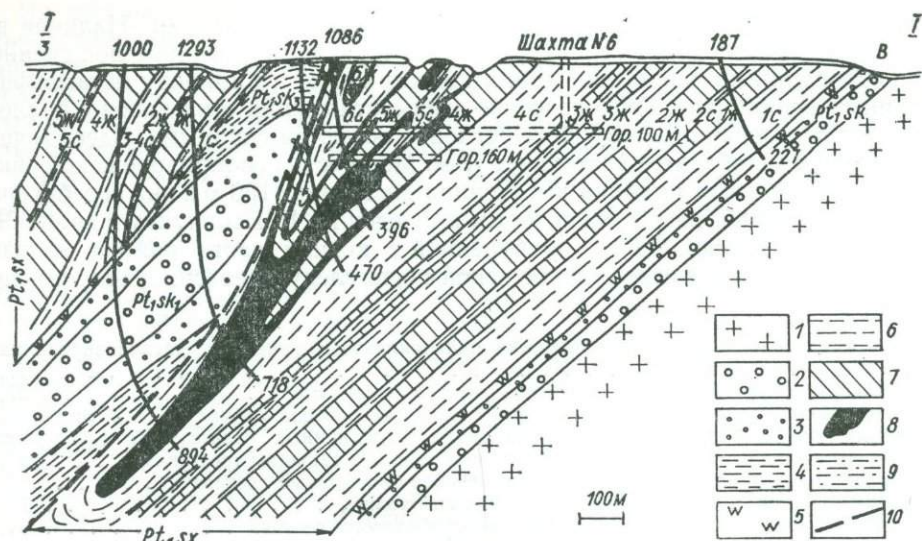


Рис. 18. Геологический разрез I—I пород криворожской серии рудника им. Дзержинского. 1 — саксаганские граниты; породы криворожской серии, свит: 2—5 — скелаватской (горизонтов: 2 — конгломерато-песчаникового, 3 — песчанико-филлитового, 4 — филлитового, 5 — талькового); 6—8 — саксаганской (6 — сланцевых и 7 — железистых горизонтов, 8 — богатые железные руды); 9 — гданцевской; 10 — разрывные чарушения

Породы характеризуются большим структурно-текстурным разнообразием. Причиной этому служит как их структурно-текстурная неоднородность, так и более поздние структурно-минералогические преобразования пород. Выделяются два типа унаследованных структур, отражающих степень раскристаллизации исходных пород: бластоофитовые и бластопорфировые.

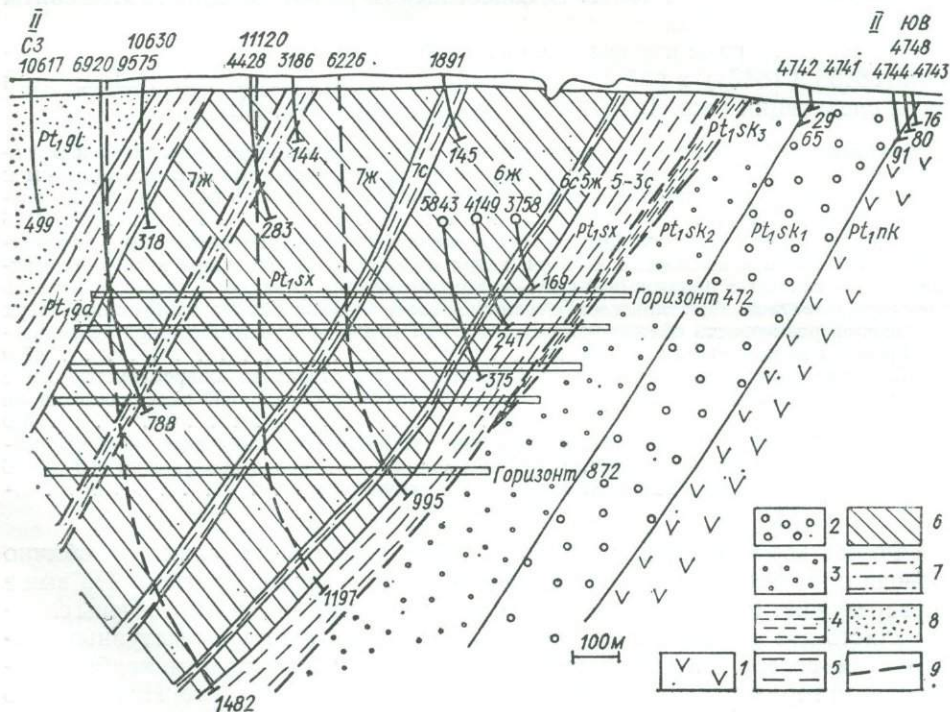


Рис. 19. Геологический разрез II—II пород криворожской серии на руднике им. Розы Люксембург.

Породы криворожской серии, свит: 1 — новокриворожской, 2—4 — скелаватской (горизонтов: 2 — конгломерато-песчаникового, 3 — песчанико-филлитового, 4 — филлитового); 5—6 — саксаганской (5 — сланцевых и 6 — железистых горизонтов); 7 — гданцевской, 8 — глееватской; 9 — разрывные нарушения

Породы сложены обычно уже метаморфическими минералами. Наличие в метабазах реликтовых структур и четко стратифицированное положение их в основании криворожской серии подтверждают их природу метаморфизованных вулканитов. Геологические взаимоотношения этих пород с аналогичными образованиями соседних регионов остаются спорными. Здесь мощность толщи метабазитов составляет 18 м. Мощность новокриворожской свиты в северной части рудника им. Ленина достигает 1150 м и она перебурена скв. 16880—16885, разрез по которым приведен К. Е. Есипчуком и др. [250].

По данным скв. 20631, пробуренной в южной части района вблизи ст. Латовка, строение новокриворожской свиты следующее (снизу вверх, мощность, м):

Рассланцованная кора выветривания плагиоклазовых гранитов, катаклазированная	67,0
Кварциты средне- и мелкозернистые, участками сливные	37,5
Амфиболиты, участками крупнозернистые, с диабазовой структурой. В отдельных интервалах имеют большое количество миндалин, выполненных кварцем. По всей толще наблюдается окварцевание и карбонатизация по зонам и секущим трещинам	221,0
Рассланцованные амфиболиты кварц-амфибол-биотитового состава	5,0
Амфиболиты, аналогичные описанной выше толще,	53,0
Рассланцованные амфиболиты биотит-амфиболового состава	17,0

Скелеватская свита. В описываемом опорном разрезе также нет полного пересечения пород скелеватской свиты, которые, как и породы новокриворожской свиты, окаймляют структуру Криворожского железорудного бассейна.

Наиболее полно образования скелеватской свиты представлены в замке Западно-Ингулецкой синклинали, где они наблюдаются вдоль правого и левого берегов р. Ингулец. Однако и здесь контакты их как с новокриворожской, так и с саксаганской свитами не обнажены. Мощность этой толщи достигает 400 м, иногда и более. В Саксаганском районе мощность этой свиты составляют 100—150 м.

В последние годы породы скелеватской свиты пересечены двумя скважинами (18453 и 18454) в районе рудника им. Карла Либкнехта. Разрез этой свиты следующий (скв. 18454, снизу вверх, мощность, м):

Метапесчаники крупно- и среднезернистые, иногда с прослоями гравелистов и песчаных серицит-биотитовых сланцев. На контакте с амфиболитами породы окварцованы и милонитизированы. Песчаники аркозовые с серицитовым цементом, в котором обычно развиваются сульфиды, 18,6

Метапесчаники биотит-серицит-кварцевые, мелкозернистые с прослоями кварц-биотит-серицитовых сланцев мощностью 2—3 см, вверх по разрезу переходящие в кварц-биотит-серицитовые сланцы с прослоями биотит-серицит-кварцевых сланцев. В породах нередко отмечается гравитационная слоистость с толщиной слоев 4—6 мм. В каждом слое снизу вверх уменьшается размерность обломочного материала от мелко-среднепсаммитовой до пелитовой. Границы между слоями резкие 47,0

Сланцы углисто-кварц-биотитовые филлитовидные, отчетливо микрослоистые из-за наличия в них линзовидных вытянутых кварц-биотитовых скоплений, выделяющихся на фоне более тонкозернистой основной массы 4,0

Сланцы карбонат-талк-хлоритовые, в нижней части окварцованные, карбонатизированные, с сульфидами в пустотах, с большим количеством зеркал скольжения и будинированных кварцевых жил как послонных, так и секущих 4,-

Формально по кровле карбонат-талк-хлоритовых сланцев обычно проводили границу между скелеватской и саксаганской свитами. Но выше по разрезу скв. 18454, как и многими другими скважинами, пересечены сланцы углисто-кварц-биотитовые, филлитовидные, по составу и текстурным особенностям совершенно аналогичные сланцам, подстилающим карбонатно-талковый горизонт, и относящиеся нами к скелеватской свите. Их мощность здесь составляет 12,5 м. Толща сланцев с прослоями безрудных кварцитов, залегающая в верхней части, принадлежит к саксаганской свите.

Таким образом, для разреза скелеватской свиты характерна смена от подошвы к кровле груботерригенных пород более мелко- и тонкообломочными, а также постепенный переход к породам саксаганской свиты.

На скелеватской свите залегает саксаганская свита, представленная семью сланцевыми и семью железистыми горизонтами. Контакт между породами этих свит постепенный. Общая мощность саксаганской свиты достигает 1300, в районе описываемого разреза (см. рис. 18, первый сланцевый — пятый железистый горизонты) — 600 м. Отметим, что все сланцевые горизонты постепенно переходят в железистые, и наоборот.

Саксаганская свита. По данным скв. 1000, 1293, 1132, 187, 1086, строение саксаганской свиты следующее (снизу вверх, мощность, м):

Кварц-хлорит-карбонат-графитовые, кварц-серицит-карбонат-хлоритовые и кварц-биотитовые сланцы с прослоями безрудных кварцитов (первый сланцевый горизонт). Текстура их сланцеватая, ясно выраженная. Структура гранолепидобластическая или порфиروبластическая с лепидогранобластической или гранобластической основной тканью. Минеральный состав сланцев: кварц, биотит, афросидерит, графитит, хлорит, амфибол, турмалин. Карбонатные прослои гранобластической структуры состоят на 70—80 % из сидерита с небольшим и переменным количеством хлорита, реже биотита и кварца. По габитусу сланцы участками подобны аспидным. Прослой безрудных кварцитов представлены преимущественно кварцем, иногда с небольшим количеством карбонатов. Они составляют примерно 10—15 % общей мощности горизонта 62

Кварц-карбонат-магнетитовые кварциты, в зоне окисления — гетит-гематит-мартитовые с прослоями кварц-хлоритовых и кварц-биотитовых сланцев (первый железистый горизонт). Минеральный состав кварцитов: кварц, магнетит, сидерит, дисперсный гематит, хлорит, биотит, пирит, железная слюдка. Висячий и лежащий бока горизонта представлены чередованием сланцевых прослоев с железистыми и имеют грубополосчатую текстуру. Мощность сланцевых прослоев достигает иногда 7 см. Центральная часть горизонта представлена почти бессиликатными железистыми кварцитами магнетитового состава со среднеполосчатой текстурой 54

Сланцы кварц-графитит-хлоритовые, кварц-биотитовые и кварц-хлорит-биотитовые с прослоями безрудных кварцитов, часто с карбонатом (второй сланцевый горизонт).

Минеральный состав сланцев: кварц, хлорит, графитит, дисперсный гематит, мартит, амфибол; текстура грубополосчатая 13

Гематит-мартитовые и гетит-гематит-мартитовые железистые кварциты, текстура средне- и грубополосчатая (второй железистый горизонт). Железистые кварциты пересечены в зоне окисления и поэтому представлены окисленными разностями; в неокисленной части — кварц-карбонат-магнетитовыми разностями 48

Описанные нами четыре горизонта (два сланцевых и два железистых) объединяются в нижнюю железорудную подсвиту, на которой залегает средняя сланцевая подсвита, представленная породами третьего и четвертого сланцевых горизонтов с разделяющими их породами третьего железистого. Общая мощность сланцевой подсвиты — 250 м.

Сланцы кварц-хлоритовые, кварц-серицит-графититовые, кварц-карбонат-хлоритовые в различном сочетании с прослоями безрудных и сидеритовых кварцитов (третий сланцевый горизонт). Сланцы имеют габитус аспидных 90

Малорудные карбонат-магнетитовые кварциты с прослоями кварц-биотитовых, кварц-хлорит-биотитовых сланцев (третий железистый горизонт). В верхней части породы окислены, сланцевые прослой представлены гидрогетитовыми разностями, образовавшимися при замещении железом силикатов, преимущественно хлорита 21

Кварц-хлоритовые, кварц-серицит-графититовые, кварц-карбонат-хлоритовые сланцы с прослоями безрудных и карбонатного состава кварцитов (четвертый сланцевый горизонт). Все типы сланцев без четких контактов, постепенно сменяют друг друга. В верхней части горизонта и у контактов с ниже- и вышележащими породами они окислены. Минеральный состав сланцев: кварц, хлорит, серицит, биотит, карбонат; аксессуарные — титанит, турмалин, лейкоксен, циркон. Мощность сланцевых прослоев колеблется от нескольких сантиметров до 0,2—0,5 м и более. Кварцевые прослой серого и светло-серого цвета, плотные, массивной текстуры. Мощность их 1—3 см и более; иногда прослой имеют карбонат-кварцевый состав 196

Третий и четвертый сланцевые горизонты с разделяющим их третьим железистым объединяются в среднюю сланцевую подсвиту.

Гетит-гематит-мартитовые, гематит-мартитовые кварциты, к северу переходящие в магнетит-гематит-мартитовые и магнетит-мартитовые разности, в лежащем и висячем боках с прослоями серицит-хлоритовых и серицит-карбонат-хлоритовых сланцев (четвертый железистый горизонт). В южной части Саксаганского района четвертый железистый горизонт почти полностью оруденевает в замке синклинали складки и часто представлен крупными рудными залежами на ее крыле; основная разновидность руд — гетит-гематит-мартитовая полосчатой текстуры от 80 до 142

Гетит-гематитовые, реже серицит- и биотит-хлоритовые сланцы, иногда с амфиболом (пятый сланцевый горизонт). Сланцы перемежаются с прослоями безрудных кварцитов, которые местами преобладают. В основном породы пятого сланцевого горизонта в южной части

Саксаганского района окислены на значительную глубину, в том числе и на руднике им. Дзержинского. Очень часто этот пласт здесь полностью оруденевает, руды имеют гетит-гематитовый состав с сохранившейся сланцеватой текстурой 13

Мартитовые и гематит-мартитовые кварциты и джеспилиты, причем последние составляют центральную часть пласта, а в виде оторочек залегают железистые кварциты грубополосчатой текстуры с прослоями силикатов, часто замещенных дисперсным гематитом (пятый железистый горизонт). Пятый железистый горизонт наряду с четвертым содержит основное количество залежей окисленных богатых железных руд в южной части Саксаганского района.

Богатые железные руды представлены мартитовой и гематит-мартитовой разностями, часто мощность рудных залежей соответствует мощности пласта. Текстура руд полосчатая, они пористые. Для пород пятого железистого горизонта характерны тонкополосчатые разновидности кварцитов — сине- и серополосчатые джеспилиты 43

Гетит-гематитовые кварциты с порфиробластами мартита (шестой сланцевый, а правильнее, кварцито-сланцевый горизонт). Текстура средне- и грубополосчатая 60

Кварциты мартитовые и гетит-гематит-мартитовые, причем последние преобладают висячем и лежачем боках горизонта (шестой железистый горизонт) 60, в то время как в северной разрезе (см. рис. 19) 300

Этот горизонт очень неоднороден по составу. В нем в северной части выделяют до восьми, а иногда и более подгоризонтов. Здесь пакки, сложенные мартитовыми кварцитами, чередуются с гетит- и мартит-гетит-гематитовыми кварцитами.

К западу наблюдается повторение разреза саксаганской свиты встречены практически все горизонты от шестого сланцевого до четвертого сланцевого (западное крыло саксаганской синклинали), причем часть из них примыкает к зоне Саксаганского разлома, за которым снова вскрываются образования скелеватской свиты, аналогичные описанным ранее. Мощность их достигает 250 м. Они залегают в ядре Саксаганской антиклинали. К западу пересечен почти полный разрез саксаганской свиты (от первого сланцевого до пятого железистого горизонта включительно), представляющий западное крыло Саксаганской антиклинали. Общая мощность пород саксаганской свиты составляет около 300 м. Более высокие горизонты саксаганской свиты (седьмой сланцевый и седьмой железистый) на руднике им. Дзержинского отсутствуют. Они описываются по разрезу скв. 9575, 6920, 11120, 6266 (см. рис. 19), пробуренных на руднике им. Розы Люксембург (снизу вверх, мощность, м):

Гетит-гематитовые сланцы и кварциты с порфиробластами мартита в зоне окисления и амфибол-хлоритовые, карбонат-хлорит-амфиболовые, амфибол-магнетит-карбонатные кварциты и сланцы в неокисленной зоне (седьмой сланцевый горизонт) 45

Карбонат-магнетит-хлоритовые, карбонат-магнетит-амфиболовые кварциты и их окисленные аналоги в виде гетит-гематит-мартитовых и мартит-гематитовых кварцитов, с прослоями сланцев амфибол-хлоритовых или их окисленных аналогов (седьмой железистый горизонт) 250

Висячем боку породы этого горизонта рассланцованы, тектонически перемещены и представлены чешуями, разделенными породами вышележащей гданцевской свиты. Мощность этой зоны достигает 200 м и более. Контакт пород саксаганской и гданцевой свит тектонический.

Гданцевская свита. Разделение гданцевской свиты на под-свиты и горизонты (а ее полный разрез есть только в Южном районе в замке Основной Криворожской синклинали), данное в 1954 — 1957 гг. В. Ю. Фоменко, и до настоящего времени сохранило актуальность [19].

Разрез пород гданцевской свиты приводим по скв. 5200, пробуренной в осевой части Основной Криворожской синклинали (снизу вверх, мощность, м):

Руды мартитового и магнетит-мартитового состава, залегающие на контакте саксаганской и гданцевской свит. Нижняя часть рудной залежи образована за счет обогащения железистых кварцитами саксаганской свиты, а верхняя — за счет кластогенных образований гданцевской свиты 6

Песчаники кварцевые 16

Песчаники карбонат-кварцевые с окатанными обломками железистых кварцитов 10

Эти три толщи объединяются в нижнюю подсвиту гданцевской свиты.

Мраморы кальцитовые и доломитовые 32

Сланцы кварц-графитит-биотитовые 13

Сланцы кварц-серицит-графитовые	105
Мраморы кальцитовые и доломитовые	31
Сланцы кварц-хлорит и кварц-графитит-биотитовые	940

Полная мощность этой толщи скв. 5200 не пересечена. Таким образом, мощность верхней подсвиты гданцевской свиты в ядре Основной Криворожской синклинали превышает 1120 м.

Глееватская свита. Со стратиграфическим несогласием на породах гданцевской свиты залегает глееватская. Основной ее характерной чертой является наличие в нижней части конгломератов и метапесчаников. Конгломератами она начинается не повсеместно. В составе ее в верхних горизонтах есть сланцы кварц- и полевшпат-биотитового состава и др.

Мощность свиты достигает 1900 м. Разрезе приведен по скв. 20500 К. Е. Есипчуком и др. [250].

Курская серия

Курская серия слагает восточное и западное крылья довольно протяженной Михайловско-Новоялтинской синклинали (рис. 20). Разрез ее начинается базальным грубообломочным горизонтом (конгломераты, метапесчаники), в средней части развиты железистые кварциты, а в кровле — пелитоморфные осадочные породы (сланцы, иногда метапесчаники). Отчетливо проявляется трехчленное строение. Однако по утвержденной стратиграфической схеме РМСК средняя и верхняя ее части объединены в одну коробковскую свиту, нижняя включена в состав стойленской свиты. Описание разреза курской серии приводится для Михайловско-Новоялтинской синклинали.

Стойленская свита. Широко развита в районе. Мощность ее непостоянна и изменяется от сотен до 2000 м (Игнатьевский участок).

Основание свиты представлено пласто- и линзообразными залежами полимиктовых конгломератов и гравелитов, переслаивающихся с метапесчаниками и сланцами. Вверх по разрезу грубообломочные породы постепенно исчезают, и, наоборот, увеличивается мощность метапесчаников и сланцев. Разрез ее заканчивается толщей филлитовидных углисто-глинистых сланцев с прослоями безрудных кварцитов. Последние наиболее характерны для приконтактовых участков с железорудной толщей. Переходы от сланцев к железистым кварцитам постепенные [258].

Конгломераты вскрыты лишь на двух участках (Игнатьевском и Михайловском). Это не означает, что подобные образования отсутствуют на других участках, так как до настоящего времени не проводились работы по поискам и разведке докембрийских конгломератов на территории всей юго-западной аномальной полосы Курской магнитной аномалии. Базальные горизонты представлены полимиктовыми конгломератами — от крупногалечных в подошве до метапесчаников в кровле. Мощность их изменяется от 0,5—0,6 до 7—9 м. Некоторые линзы и прослои конгломератов подсечены скважинами примерно в 550—625 м от контакта с более древними породами основания. Метаконгломераты представляют собой весьма плотные породы темно- и зеленовато-серого цвета. Окраска их в основном зависит от состава гальки и цемента. Грубообломочная часть конгломератов сложена тремя основными типами галек — гранитными, кварцевыми и сланцевыми. Гранитная галька в большинстве случаев по составу и структуре соответствует архейским гранитам с вкрапленниками голубого кварца размером не более 12—15 мм. Наряду с этим встречается галька мелкозернистых гранитов размером зерен кварца и плагиоклаза не более 0,2—0,3 мм.

Галька сланцев состоит из нескольких разновидностей: кварц-хлорит-биотитовой, серицит-биотит-кварцевой и биотит-кварц-карбонатной. Кроме того, отмечается галька сланца с заключенными в ней обломками архейских гранитов. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что конгломераты формировались в результате размыва более древних осадочных пород.

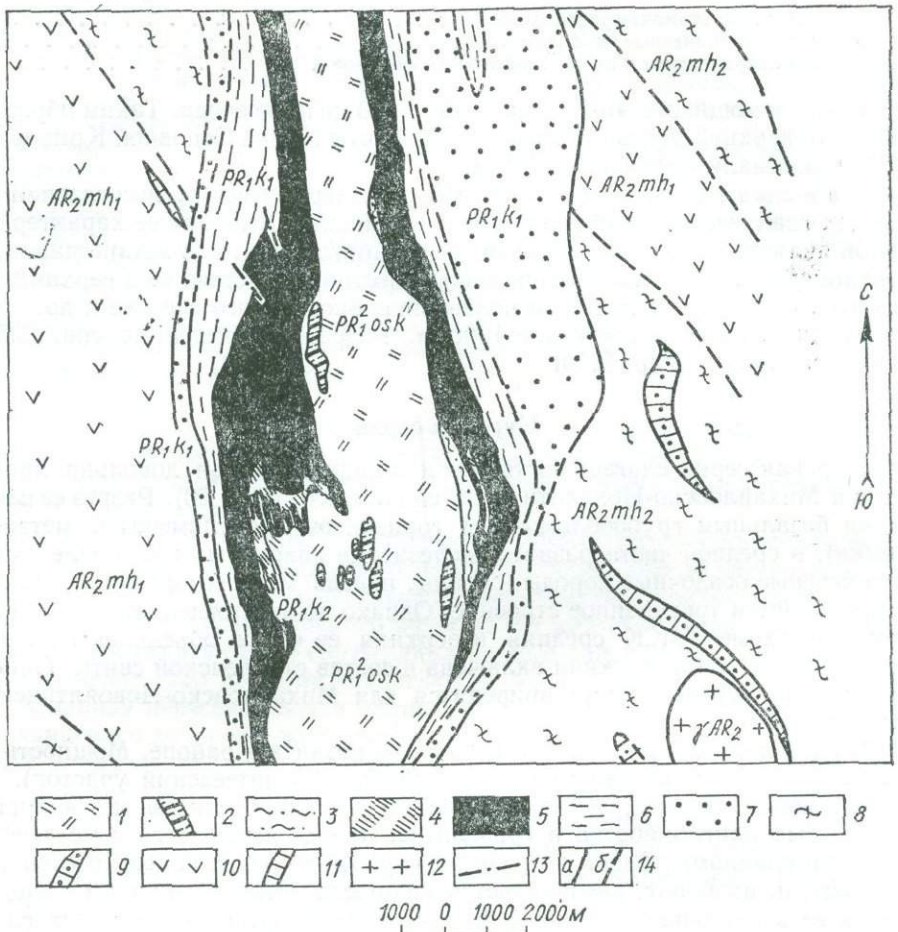


Рис. 20. Схематическая геологическая карта докембрия Михайловского рудного поля (М) (составили И. Н. Щеголев, А. А. Чибряков, А. И. Сметанин, В. В. Ильяш).

Оскольская серия, курбакинская свита: 1 — конгломерато-брекчии железистых кварцитов, гравелиты, метапесчаники, сланцы, туфосланцы, кварцевые порфиры, 2 — железистые кварциты; курская серия, коробковская свита: 3 — покрывающие продуктивные горизонты сланцы, реже метапесчаники, карбонатные породы; 4 — внутрирудные сланцы; 5 — железистые кварциты, стойленская свита: 6 — сланцы, метапесчаники, 7 — метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники с прослоями сланцев; михайловская серия, дичьянская свита: 8 — метапесчаники, сланцы, гнейсы, карбонатные породы, порфиroidы, 9 — железистые кварциты; александровская свита: 10 — амфиболиты, коматиты, карбонатные породы, метапесчаники, туфосланцы, 11 — железистые кварциты, 12 — гранитоиды верхнего архея; 13 — разрывные нарушения, 14 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые

Размеры гальки полимиктовых конгломератов не постоянны — от 1,0—1,5 до 25—35 см. Чаще всего преобладает галька размером 7—12 см. Наиболее крупная галька представлена гранитами и сланцами, менее крупная (4—5 см) — кварцем различных цветов, величина гальки голубого кварца не превышает 1,5—2,0 см.

Галька в конгломератах чаще имеет уплощенную форму. Отношение ее длинной оси к короткой изменяется от 1,5 : 1 до 3 : 1. Степень окатанности различная. Обычно она хорошо окатана (особенно более крупная), реже полуокатана и малоокатана. Длинная ее ось обычно ориентирована по падению пачки пород, хотя довольно часты случаи различной ориентировки.

Зафиксированы признаки динамического дробления гальки. Пространство между ее разорванными частями выполнено кварцевым и карбонатным цементом. Характерно также, что плагиоклаз в гальке гранитов серицитизирован интенсивнее, чем в аналогичных материнских породах.

Цемент конгломератов кластический средне- и мелкозернистый, по вещественному составу весьма близок к более грубообломочной фракции конгло-

мератов. Он представлен угловатыми и слабоокатанными зернами кварца (в том числе и голубого), плагиоклаза и обломками всех разновидностей перечисленных выше пород песчаной размерности, а также серицитом, хлоритом и биотитом. Реже встречается роговая обманка, пироксены, эпидот, карбонаты. Из аксессуарных минералов обнаружены ильменит, циркон, рутил и др.

Более мелкозернистые разности, относящиеся к гравийным конгломератам, на 90—95 % состоят из окатанных и угловато-окатанных, иногда вытянутых в одном направлении обломков кварца и 5—10 % полевых шпатов. Размер обломочной части не превышает 5—7, чаще 2—3 мм. Обломки кварца в основном темно-серого и дымчатого цвета, очень редко встречается голубой кварц, размер которого не превышает 1,6—2,0 мм.

Цемент гравийных конгломератов представлен серицит-кварцевой массой и по типу относится к цементу соприкосновения и реже базальному.

Разрез грубозернистых пород завершается толщей метапесчаников. Среди них отмечаются прослой метаморфизованных сланцев, кварцито-песчаников и доломитов, особенно в верхних частях разреза. Общая мощность метапесчаников с переслаивающимися породами достигает 400—600 м.

Метапесчаники представляют собой массивные породы серого и светло-серого цвета от мелко- до крупнозернистых. Обломочная часть в большинстве случаев сложена слегка удлинненными и хорошо окатанными зернами кварца (90—95 %). В меньшем количестве (5—10 %) обломки состоят из полевых шпатов (микроклина и плагиоклаза).

Цемент метапесчаников базальный, реже соприкосновения, представлен в основном серицит-кварцевым материалом. Иногда основная цементирующая масса состоит из карбонатов. Кроме того, среди цементирующей массы в небольших количествах содержится эпидот, пироксен, роговая обманка и др.

Сланцы связаны постепенными переходами с метапесчаниками путем многократного их переслаивания. Аналогичная картина наблюдается и на контакте с вышележащими железистыми кварцитами. Так, в основании разреза сланцы содержат прослой метапесчаников, кварцито-песчаников, алевролитов, количество и мощность которых постепенно уменьшаются до полного их исчезновения в направлении к кровле пелитоморфных осадков. В верхних частях сланцевых толщ появляются уже прослой и горизонты безрудных кварцитов, мощность и количество которых, наоборот, возрастают к кровле. Сланцы представлены тонкоритмичнослоистыми филлитовидными кварц-биотит-серицитовыми, серицит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми и карбонат-кварцевыми разностями с различным количеством углистого и глинистого вещества. В приконтактной зоне с железистыми кварцитами они значительно пиритизированы и обогащены карбонатами. Мощность толщи сланцев с горизонтами указанных пород достигает 400—500 м. Главными порообразующими минералами их являются кварц, биотит, серицит, хлорит, углистое вещество, карбонаты, реже микроклин, андалузит, кордиерит, гранат, пирит; аксессуары представлены цирконом, ильменитом, турмалином, апатитом, криоконитом, магнетитом.

Таким образом, снизу вверх по разрезу свиты установлены постепенные переходы от грубообломочных конгломератов основания к мелко- и тонкообломочным (сланцы) в кровле, что соответствует, одному крупному трансгрессивному ритму. На фоне его выделяется ритмичность более высоких порядков (мезо- и микроритмы). Особенно это характерно для нижних частей разреза, где основание каждого ритма представлено наиболее грубообломочными породами — конгломератами, а в кровле чаще всего преобладают гравелиты, метапесчаники и сланцы.

Коробковская свита. На некоторых участках она почти нацело сложена железистыми кварцитами с маломощными прослоями сланцев, приуроченных в основном к приконтактным частям. На других участках внутри свиты находятся один или несколько горизонтов сланцев мощностью до 70—180 м и более. Мощность продуктивных горизонтов изменяет-

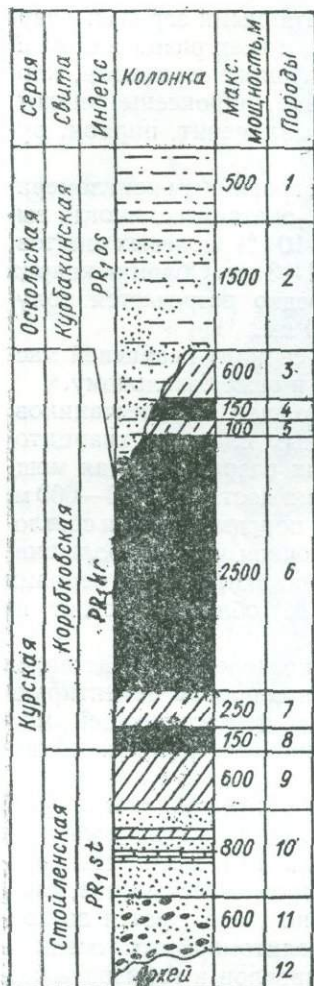


Рис. 21. Сводная стратиграфическая колонка нижнепротерозойских образований Михайловско-Новоялтинской синклинали (по И. Н. Щеголеву):

1 — сланцы серицито-кварцевые, серицито-хлоритовые, хлорито-кварцевые, иногда с углистым веществом и повышенными содержаниями карбонатов; 2 — сланцы, метапесчаники, конгломераты с обломками железистых кварцитов, кластогенных железных руд; 3 — сланцы биотит-, серицит- и хлорит-кварцевые с маломощными телами метапесчаников и доломитов; 4, 6, 8 — безрудные кварциты с прослоями сланцев, малорудные (с магнетитом), магнетитовые (карбонат-, пирит- и силикат-магнетитовые), гематит-магнетитовые, магнетит-гематитовые; 5, 7 — внутрирудные сланцы двуслюдистые, биотит- и серицит-кварцевые, гранат- и карбонат-биотитовые, гранат-куммингтонитовые; 9 — сланцы углистые, кварц- и карбонат-биотитовые, серицит- и хлорит-кварцевые; 10 — сланцы и метапесчаники с небольшими прослоями мраморизованных доломитов; 11 — переслаивание метаконогломератов, метагрелитов, метапесчаников и сланцев; 12 — разнородные по происхождению и вещественному составу породы архея

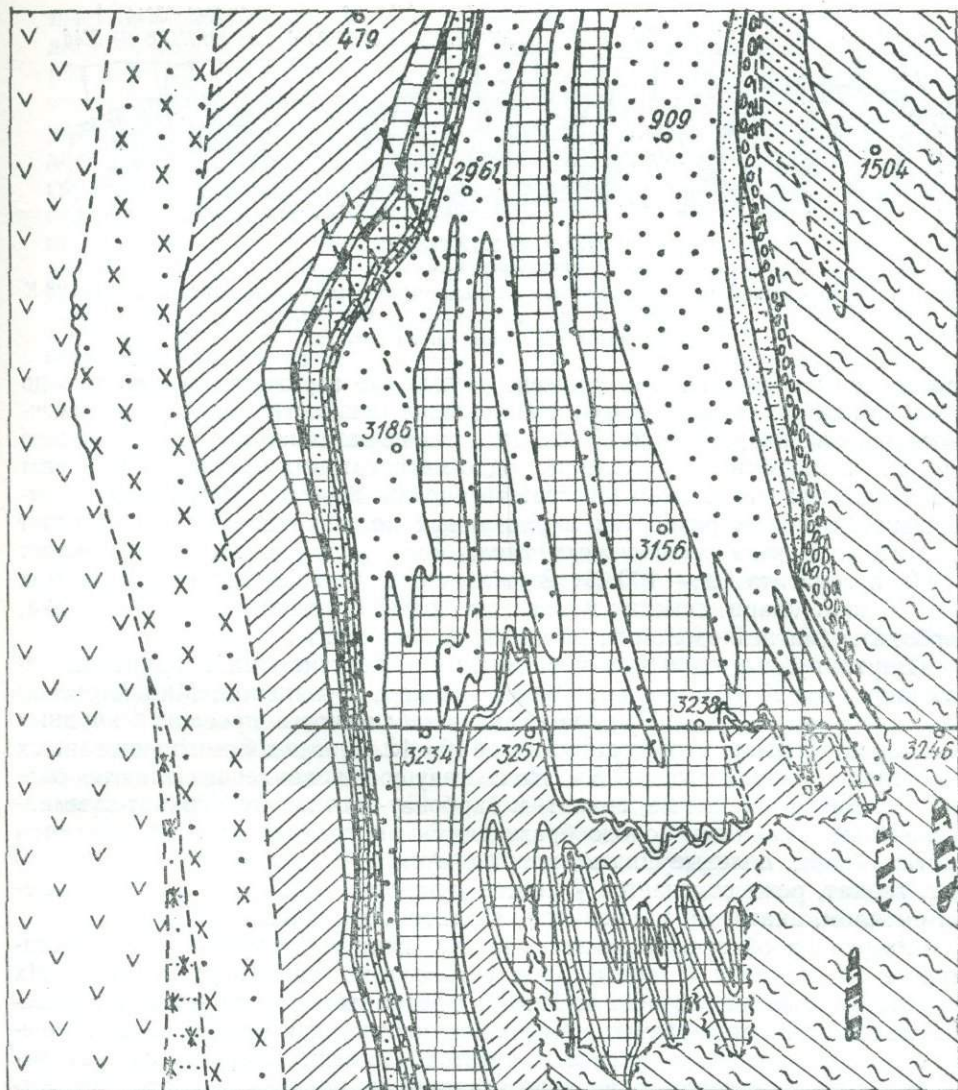
ся от 250—300 до 2500—3500 м (Михайловское и Новоялтинское месторождения) (рис. 21).

Железистые кварциты образуют две мощные полосы магнитных аномалий, обусловленных выходом на поверхность кристаллического фундамента крыльев синклинальной складки (восточное и западное), ось которой простирается в субмеридиональном направлении (рис. 22, 23). Гравиметрическими исследованиями для различных частей района установлена глубина погружения продуктивных горизонтов железистых кварцитов от 1,1 до 5,2 км.

Железорудные толщи обладают четко выраженной аутигенно-минералогической зональностью [166]. Благодаря этому на всех изученных участках толща железистых кварцитов расчленяется на стратиграфические горизонты, закономерно распределенные по всему фациальному профилю. Так, от периферии продуктивных горизонтов к их центральной части закономерно сменяется литолого-фациальный тип кварцитов в следующей последовательности: безрудные и малорудные (с магнетитом), силикат-, карбонат-, пирит-магнетитовые, железослюдко-магнетитовые, магнетит- и железослюдковые. Переходы между ними постепенные. На некоторых участках могут выпадать из разреза рудные кварциты. Однако всюду распространены безрудные и малорудные, а также магнетитосодержащие их разности (могут отсутствовать карбонатные или силикатные, или сульфидные составляющие).

Безрудные и малорудные кварциты образуют горизонты до 120—160 м, приуроченные к периферийным частям железорудных толщ и контактовым участкам с внутрирудными сланцами. Главными минералами являются кварц, карбонаты (сидерит, сидероплезит, пистомезит), силикаты (грюнерит, роговая обманка), реже магнетит, пирит.

Магнетитовые кварциты представлены тремя разновидностями: силикат-магнетитовыми, карбонат-магнетитовыми и пирит-магнетитовыми. Менее развиты два последних типа, которые образуют горизонты мощностью до 20—25 м. Они тяготеют к безрудным и малорудным разностям кварцитов. В их составе преобладают кварц, магнетит, карбонаты (сидероплезит, пистомезит), пирит, биотит, реже зеленая слюда, хлорит, тальк, апатит. В силикат-магнетитовых кварцитах помимо кварца и магнетита широко развиты амфиболы (куммингтонит-грюнеритового ряда), пироксены (диопсид), гранат. Кроме того, к силикат-магнетитовым кварцитам отнесены разности, широко распространенные на некоторых участках (Михайловском, Курбакинском, Новоялтинском и др.), в которых силикатные минералы представлены зеленой слюдой. Они слагают горизонты мощностью до 250 м среди же-



200 0 200 400 600 800 м

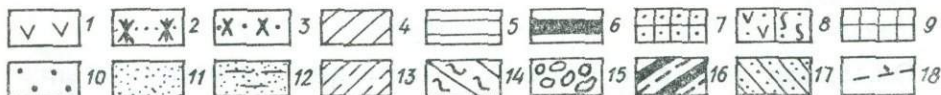


Рис. 22. Геологическая карта докембрийских образований Михайловского железорудного месторождения (составили И. Н. Щеголев, Н. А. Плаксенко, А. И. Сметанин).

Михайловская серия: 1 — амфиболиты, 2 — метапесчаники. Курская серия: коробковская свита: 3 — конгломераты, гравелиты, метапесчаники, сланцы, 4 — сланцы, 5 — безрудные и малорудные кварциты с прослоями сланцев, 6 — карбонат-магнетитовые кварциты, 7 — магнетитовые кварциты (без зеленой слюды), 8 — железистые кварциты с зеленой слюдой: а — среди магнетитовых разностей, б — среди железно-слюдко-магнетитовых разностей, 9 — магнетитовые кварциты с зеленой слюдой, 10 — пирит-магнетитовые кварциты, 11 — железнослюдко-магнетитовые кварциты, 12 — магнетит-железнослюдковые кварциты, 13 — железнослюдковые кварциты, 14 — внутрирудные сланцы. Оскольская серия: 15 — нерасчлененные конгломерато-брекчии, гравелиты, метапесчаники, сланцы, 16 — конгломерато-брекчии, иногда с метапесчаниками, 17 — гематит-магнетитовые и магнетит-гематитовые кременные кварциты, 18 — контакты

железнослюдко-магнетитовых и магнетитовых кварцитов. В вещественном составе преобладают кварц, магнетит, зеленая слюда, реже биотит, железная слюда, карбонаты (параанкерит, мезитит), пирит, апатит.

Железнослюдкосодержащие кварциты (железнослюдко-магнетитовые, магнетит—железнослюдковые и железнослюдковые) достаточно широко рас-

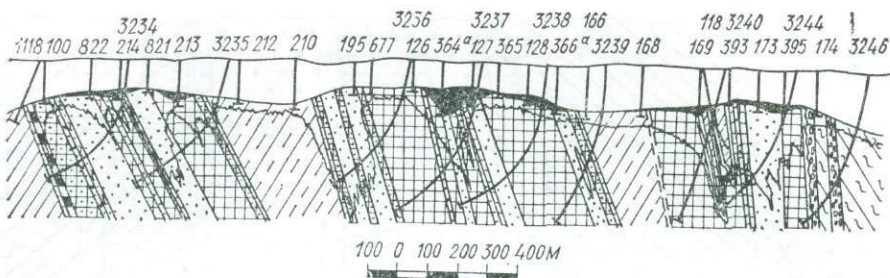


Рис. 23. Геологический разрез докембрия Михайловского месторождения по линии 28-К (составили И. Н. Щеголев, А. А. Сметанин).
Условные обозначения см. на рис. 22.

пространены в районе, ими сложены отдельные горизонты мощностью до 550 м (Михайловский участок). Наименьшие мощности имеют лишь железослюдковые кварциты (до 15—20 м), которые различаются по содержанию гематита и магнетита. В железослюдко-магнетитовых кварцитах магнетит преобладает над гематитом (соответственно 50—80 и 50—20 %), в магнетит-железослюдковых разностях в указанных количествах уже преобладает гематит, а в железослюдковых типах количества магнетита составляет 0—20, а гематита 80—100 %. В железослюдкодержащих кварцитах преобладают кварц, гематит и магнетит, реже отмечаются зеленая слюда, карбонаты (магнезиодолomit, доломит, параанкерит).

Внутрирудные сланцы в чередовании с железистыми кварцитами наблюдаются на Курбакинском, Новоялтинском, Лубянском, Михайловском (южная часть) участках. В толще сланцев наблюдаются прослои безрудных и малорудных кварцитов мощностью до 10—12, иногда доломитизированных известняков мощностью до 2,5 м. По составу среди сланцев выделяются биотит- и серицит-кварцевые, гранат- и карбонат-биотитовые, гранат-куммингтонитовые. Главными породообразующими минералами сланцев являются биотит, кварц, полевые шпаты, хлорит, мусковит, карбонаты, куммингтонит, гранат, реже отмечается углистое вещество; акцессории представлены рутилом, анатазом, ильменитом, апатитом, цирконом.

Разрез коробковской свиты завершают пелитоморфные терригенно-осадочные образования (сланцы). Они установлены на многих участках. Их мощность достигает 300—600 м. Иногда в результате денудационных процессов сланцы полностью размыты. Среди мощной толщи осадков отмечаются небольшие тела метапесчаников и доломитов. По вещественному составу выделяются биотит-, серицит- и хлорит-кварцевые, иногда с углистым веществом. Характерными акцессорными минералами в них являются циркон, магнетит, железная слюда, реже отмечаются апатит, турмалин, анатаз и др.

Оскольская серия

Оскольская серия со стратиграфическим и небольшим угловым несогласием залегает в ядре Михайловско-Новоялтинской синклинали. Мощность ее достигает 1,5—2,0 км. В одних случаях базальные ее толщи залегают на сланцах самых верхних горизонтов коробковской свиты курской серии, в других — на различных типах железистых кварцитов и внутрирудных сланцев, в-третьих — глубоко врезаются в метапесчаники нижней части разреза стойленской свиты. Породы оскольской серии относятся к курбакинской свите и представлены тремя комплексами пород: терригенно-осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными. Наиболее развиты первые, последние имеют подчиненное значение. Разрез представлен седиментационными конгломерато-брекчиями, гравелитами, метапесчаниками, сланцами, кластогенными железорудными образованиями, хемогенными железистыми кварцитами, кварцевыми порфирами и туффитами.

Конгломерато-брекчии широко распространены и в одном разрезе по скважинам встречаются неоднократно. Прежде всего они слагают базаль-

ные горизонты серии. Их тела протягиваются по простиранию иногда на десятки километров, их пачки и линзы имеют мощность от 5—10 см до 180 м (см. рис. 22, 23). Тела конгломерато-брекчий, особенно менее мощных, часто выклиниваются по простиранию и падению. Отдельные пачки и линзы удалены к кровле от подошвы курбакинской свиты более чем на 1500 м. Иногда в разрезах скважин насчитывается свыше десяти таких линз или пачек грубообломочных пород, которые переслаиваются с более мелкозернистыми осадками (метапесчаниками, алевролитами, сланцами). В породах курбакинской свиты отчетливо проявляется седиментационная ритмичность. В основании крупных ритмов залегают более грубообломочные образования (конгломерато-брекчии), а при отсутствии последних — гравелиты или крупнозернистые метапесчаники, переходящие постепенно в мелкозернистые метапесчаники, метаалевролиты и сланцы. На фоне такой макроритмичности отмечается ритмичность более мелких порядков (мезо- и микроритмичность), особенно в нижней части разреза. Конгломерато-брекчии представляют собой весьма плотные породы темно- и серого цвета, иногда с красноватым и зеленоватым оттенком.

Обломочная часть конгломерато-брекчий и гравелитов представлена преимущественно железистыми и безрудными кварцитами, метапесчаниками, сланцами, реже кварцем. По вещественному составу обломки железистых кварцитов соответствуют железослюдковым и магнетит-железослюдковым тонкополосчатым их разновидностям.

Размеры обломков непостоянны, изменяются от 1—2 до 30 см. В выделенных пачках и линзах снизу вверх наблюдается четкая дифференциация обломочного материала по крупности. Так, в разрезах некоторых скважин в верхних элементах ритмов размеры обломков железистых кварцитов не превышают 1,5—2,0 см. С удалением к нижним частям ритмов размеры их постепенно увеличиваются до 5—7, затем 20—22 см и в основании ритма достигают 25—27 и даже 35—40 см. Чаще размер обломочной части конгломерато-брекчий изменяется от 3—5 до 7—10 см. Гальки безрудного и малорудного кварцитов, метапесчаников, сланцев, туффитов, молочно-белого и серого жильного кварца имеют размеры 2—3, реже 5 см по длинной оси.

Цемент обломочных железных руд кластический и представлен серицит-, хлорит- и карбонат-кварцевой основной массой. Нередко в составе цемента значительный объем занимают рудные минералы (гематит и магнетит). В редких случаях цемент сложен сплошной сульфидной массой (пиритом). В составе цемента отмечаются более мелкие обломки всех разновидностей перечисленных выше пород песчаной разности, а также полевые шпаты, апатит, циркон, барит и др. Породы с более мелкими размерами обломочной части (2—10 мм) отнесены нами к гравелитам. Они, как правило, находятся в верхних частях пачек и линз конгломератов. В исключительно редких случаях нижние элементы ритмов не содержат более грубообломочных пород, а представлены гравелитами, постепенно переходящими к кровле в песчаники и сланцы. Вещественный состав обломочной части и цемента гравелитов аналогичен описаным выше более грубообломочным образованиям.

Кластогенные железные руды представлены не только телами грубообломочных пород, но также линзовидными пластами с псаммитовой, алевритовой размерностью кластического материала (мартитовые, железослюдковые, мартито-железослюдковые метапесчаники, метаалевролиты).

Иногда отмечаются горизонты железистых кварцитов. Но в отличие от хомогенных их разновидностей курской серии для них характерны обломочные цементные структуры, невыдержанные рудные и нерудные прослои, которые даже на небольшой площади образца выклиниваются или резко прерываются. Такие текстуры в железорудных толщах оскольской серии относятся к псевдокластогенным.

Метапесчаники наиболее широко распространены среди разреза свиты, протягиваясь в виде пластов, линз в меридиональном направлении на тысячи метров при мощности от 2—5 до 150—200 м. Более мощные их тела содержат прослои конгломератов, гравелитов (с обломками железистых квар-

цитов и других разновидностей пород) и сланцев. Метапесчаники серого, розовато-серого цвета, массивные или слабобассланцованные. Обломочная часть состоит из округлых, угловато-окатанных и угловатых зерен кварца, округлых зерен магнетита (мартита) и пластинок гематита. Иногда встречаются мелкие типичные обломки железистых кварцитов. Размеры их от десятых долей до 2—3 мм. Цемент метапесчаников базальный составляет 50—60, иногда и 75 % объема породы. Он состоит из кварц- и кварц-хлорит-серицитовой, кварц-хлоритовой массы, часто в значительных количествах распространены карбонаты. Из аксессуарных минералов в них обнаружены апатит, циркон, пирит, турмалин, ставролит, криоконит, клейофан, рутил и др.

Сланцы также широко развиты в районе. В переслаивании с метапесчаниками образуют иногда довольно мощные горизонты (до сотен метров), протягивающиеся вдоль разведанных месторождений в меридиональном направлении. Сланцы ритмично-слоистые серого, зеленовато- и розовато-серого (более характерен) цвета с шелковистым блеском. По составу серицит- и хлорит-кварцевые, серицит-хлоритовые, реже с углистым веществом и повышенными концентрациями карбонатов. Довольно часто среди сланцев встречаются отдельные тонкие прослои, обогащенные рудными минералами (магнетитом, гематитом), содержание которых достигает 10—15 %. Из аксессуарных минералов встречаются те же, что и в метапесчаниках.

Туфосланцы распространены лишь в южной части Михайловского месторождения на Остаповском участке, образуя в разрезах свиты несколько горизонтов мощностью до 35—40 м. Они розовато-серые, узловатой текстуры, рассланцованные. В общей массе породы до 20—25 % вкрапленников кварца и полевого шпатов размером до 3 мм. Иногда среди них отмечаются мелкие обломки железистых кварцитов (до 2 × 3 мм), зерна полевых шпатов имеют крипто- и мелкопертитовое строение и по внутренней структуре аналогичны фенокристаллам полевых шпатов в кварцевых порфирах.

Кварцевые порфиры образуют маломощные линзы (до 10—15 м) среди песчанико-сланцевых толщ курбакинской свиты. Они имеют сургучно-красный цвет. Их основная масса содержит порфиroidные выделения кварца и полевого шпата размером 1—4 мм. Порфиroidные выделения составляют иногда до 20—25 % объема породы. Кварцевые кристаллы идиоморфных очертаний и в сечении шлифа имеют форму прямоугольников, треугольников, многоугольников с четко выраженными гранями. Вкрапленники полевых шпатов представлены крипто- и мелкопертитовыми сростаниями калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Аксессуарные минералы туфосланцев и кварцевых порфиров (циркон, гематит, апатит) идентичны, что подтверждает их генетическую связь.

Хомогенные железистые кварциты в разрезе оскольской серии встречаются на Остаповском участке. Они образуют линзы мощностью до 10 м, быстро выклинивающиеся по простиранию и падению. Часто переслаиваются с метапесчаниками, сланцами, конгломерато-брекчиями и туфосланцами. Зоны перехода между ними довольно четкие. По внешнему виду, вещественному составу, текстурно-структурным особенностям железистые кварциты очень сходны с продуктивными горизонтами курской серии. Так, им свойственна тонкополосчатость чередующихся рудных и нерудных слоев. Среди кварцитов выделены следующие минеральные типы: магнетитовые, гематит-магнетитовые, магнетит-гематитовые и гематитовые (последние два более характерны). Главными породообразующими минералами являются кварц и гематит, в меньших количествах магнетит и карбонаты. Железистые кварциты курбакинской свиты в отличие от аналогичных толщ курской серии контактируют с более грубообломочными породами (метапесчаниками), туфосланцами и находятся вблизи типичных вулканитов (кварцевых порфиров). Нередко среди кварцитов отмечаются оползневые текстуры, брекчирование в зоне контакта с метапесчаниками. Вероятнее всего, железистые кварциты курбакинской свиты имеют вулканогенно-осадочный генезис при процессах фумарольно-сульфатарной деятельности. Они формировались вблизи вулканического очага, среди слабодифференцированных осадков.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Стратиграфическому расчленению и возрастной корреляции железорудных толщ, содержащих железисто-кремнистые формации, принадлежит весьма важная роль при рассмотрении закономерностей железнакопления в докембрии. Решение этих вопросов позволит установить не только время железорудного осадконакопления (эпохи железнакопления) в докембрии, но и судить о его соотношении во времени с эпохами вулканизма, метаморфизма, гранитообразования и кор выветривания. Установление временной последовательности всех этих процессов и особенностей их проявления в отдельных регионах позволят воссоздать геологические условия докембрийского железорудного осадконакопления на Восточно-Европейской платформе.

УКРАИНСКИЙ ШИТ

Железисто-кремнистые формации широко распространены в докембрии Украинского щита. Описание их стратиграфического положения приводится по шести районам с запада на восток.

Днестрово-Бугский район

В Днестрово-Бугском районе образования железисто-кремнистых формаций известны в юго-восточной части Белоцерковско-Одесского мегаблока — на Среднем Побужье и в примыкающей к нему Ананьевской зоне.

В геоструктурном отношении Среднее Побужье представляет собой сложнослоистый, разбитый многочисленными разломами участок щита, где на уровне эрозионного среза выведены разновозрастные архейские и нижнепротерозойские образования. Здесь выделяются коровые блоки. К приподнятым относятся Гайворонский, Голованевский и Байталинский блоки, относительно опущен Синицовский блок. Расположенные между ними узкие прогибы, ограниченные парами глубинных разломов, представляют собой приразломные синклинали (грабен-синклинали), заложение и формирование которых относится к концу архея — началу раннего протерозоя. В конце раннего протерозоя здесь установился субплатформенный режим с последующими проявлениями процессов тектономагматической активизации [32].

Согласно стратиграфической схеме УРМСК архейские образования представлены днестрово-бугской серией в составе тывровской и березнинской толщ, каждая из которых расчленяется на подтолщи [266].

В тывровской толще выделяются (снизу вверх) подтолщи: а) пироксеновых гнейсов и кристаллосланцев (двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы, пироксеновые гнейсы, кальцифиры); б) пироксеновых и магнетит-пироксеновых гнейсов и кристаллосланцев (магнетит-двупироксеновые, иногда с амфиболом гнейсы и кристаллосланцы, магнетит-

гиперстеновые железистые кварциты, двупироксеновые кристаллосланцы, магнетит-гранат-гиперстеновые, часто с биотитом, гиперстеновые и кордиерит-гиперстеновые гнейсы, лептитовидные гранат- и гиперстенсодержащие гнейсы).

В березнинской толще выделяются подтолщи: а) гранат-пироксеновых гнейсов (биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-гиперстеновые гнейсы, двупироксеновые и гранат-двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы); б) высокоглиноземистых гнейсов (биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-кордиерит-гранатовые гнейсы); в) лейкократовых гранат-биотитовых гнейсов (биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, биотит-амфибол-пироксеновые кристаллосланцы, железистые кварциты).

Граница тывровской и березнинской толщ условная, однако большинство фактов свидетельствует в пользу приведенной стратиграфической последовательности выделенных толщ и подтолщ.

К ультраметаморфическим и магматическим образованиям архейского возраста относится комплекс основных и ультраосновных пород, полосчатые гнейсовидные эндербиты гайворонского комплекса и тоналиты, плагиограниты и диориты звенигородского комплекса [266].

В нижнепротерозойской бугской серии, приуроченной к грабен-синклиналям, выделяются три свиты: кошаро-александровская, хашчевато-завальевская и синицовская.

Кошаро-александровская свита. Сложена в основном высокоглиноземистыми породами: гранат-, биотит-гранат- и гранат-кордиерит-силлиманитовыми, часто графитсодержащими гнейсами и сланцами, переслаивающимися с гранат- и графит-биотитовыми гнейсами; значительную роль в ее составе (до 30—40 % мощности) играют силлиманитовые и полевошпатовые кварциты; в виде подчиненных прослоев встречаются биотит-пироксеновые гнейсы, основные кристаллосланцы и эндербиты. Суммарная мощность свиты составляет 400—800 м.

Хашчевато-завальевская свита. Она без видимого стратиграфического несогласия залегает на кошаро-александровской, представлена двумя типами разрезов. В Гайворонском блоке в нижней части свиты наблюдается ассоциация высокоглиноземистых силлиманит-гранат-биотитовых и биотит-гранатовых графитсодержащих гнейсов с карбонатными породами — мраморами, кальцифирами и пироксен-карбонатными кристаллосланцами. Мощность ее на крыльях Завальевской и Хашчеватской синклиналей составляет 300—550 м. Выше, в ядрах этих синклиналей, находится мощная (700—750 м) существенно карбонатная толща с подчиненными прослоями кварцитов и метапелитов, слагающая мрамор-кальцифировую формацию.

В Голованевском блоке (район Побужских магнитных аномалий) хашчевато-завальевская свита представлена комплексом пород карбонатно-железисто-кремнисто-метабазитовой формации. По данным структурно-профильного бурения, проводившегося на Секретарском участке, в свите выделяются две подсвиты. В основании нижней подсвиты залегают двупироксеновые кристаллосланцы, часто амфиболизированные, переслаивающиеся с гранат-биотитовыми гнейсами и мигматитами; в верхней части этой толщи мощностью 300 м преобладают лейкократовые породы и появляются небольшие прослои кальцифиров. Верхняя, собственно железорудная толща нижней подсвиты характеризуется переслаиванием пластов железистых и карбонатных пород с метабазитами и алюмосиликатными гнейсами; мощность ее на различных участках изменяется от 130 до 500 м.

Верхняя подсвита хашчевато-завальевской свиты, видимая мощность которой превышает 500 м, заполняет ядерную часть Секретарской синклинали. В основании ее развиты амфиболизированные основные кристаллосланцы и амфиболиты с прослоями гранат-биотит-гиперстеновых, гранат-биотитовых и графит-биотитовых гнейсов; выше они сменяются графит- и биотит-гранат-силлиманитовыми гнейсами и мигматитами. Суммарная мощность хашчевато-завальевской свиты на Секретарском участке до 1 км.

Синицовская свита, представленная интенсивно гранитизированными биотитовыми, гранат- и амфибол-биотитовыми гнейсами и амфиболитами, в стратиграфической схеме УРМСК помещена выше хачевато-завальевской свиты на том основании, что она приурочена к опущенному Синицовскому блоку, однако взаимоотношения этих свит достоверно не установлены.

Магматические и ультраметаморфические образования раннепротерозойского возраста представлены основными и ультраосновными породами (гипербазитовая и габбро-перидотитовая формация) и гранитоидами бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов.

В толщах собственно железисто-кремнистой формации встречаются мигматиты, чарнокитоиды и аплитно-пегматоидные граниты. Среди мигматитов преобладают гранат-биотитовые разновидности, развивающиеся по метапелитам. При гранитизации основных пород возникают пироксен- и амфибол-биотитовые мигматиты. Общая мигматизация пород является метасоматическим процессом, при котором выносятся большая часть оснований и привносятся щелочи; в результате создаются условия для образования лейкократовых участков. В мигматитах прослеживаются последовательные стадии магматического замещения от гнейсов и кристаллосланцев к полосчатым и темным мигматитам, а затем — к обособлениям гранитоидного состава. Последние в виде жил аплитно-пегматоидных гранитов и пегматитов часто встречаются среди железистых и карбонатных пород, которые слабо подвержены мигматизации. Гранитизация основных кристаллосланцев в условиях невысокого потенциала щелочей приводит к образованию чарнокитоидов, обычно представленных эндербитами.

Отметим, что стратиграфическое положение самой железисто-кремнистой формации Среднего Побужья дискуссионно. Одни исследователи [78 и др.] относят ее к архейским образованиям; другие [201] помещают в состав бугской серии, но ниже кошаро-александровской свиты. Последнее предположение противоречит результатам структурно-профильного бурения на Секретарском участке, подтвердившего синклинальный характер структуры и, следовательно, более высокое стратиграфическое положение железисто-кремнистой формации по отношению к полевошпатовым кварцитам и высокоглиноземистым гнейсам кошаро-александровской свиты, залегающим на крыльях складки и в ядре примыкающей с запада Секретарской антиклинали. Есть высказывания и о более древнем — возможно архейском — возрасте бугской серии в целом [139, 266].

Карбонатно-железисто-кремнисто-метабазитовая формация Среднего Побужья представлена тремя типами разрезов.

В первом (табл. 2), наиболее полном, наблюдается перемежаемость пластов железисто-кремнистых, обычно преобладающих, и карбонатных пород с подчиненными пластами и пропластками метабазитов и алюмосиликатных гнейсов (градация А).

Вторую группу (градация Б) представляют собой участки, где развиты мощные карбонатные пачки с подчиненными пластами железисто-кремнистых алюмосиликатных и основных пород.

В третьей группе (градация В) карбонатные породы отсутствуют, а железисто-кремнистые слагают маломощные пласты в существенно метабазитовых пачках, иногда содержащих подчиненные пропластки ультрабазитов; алюмосиликатные гнейсы развиты здесь ограниченно.

В градации А выделяются три карбонатно-железистые пачки, каждая из которых включает в себя карбонатный и железистый пласты. Переходы между ними обычно осуществляются через тонкое переслаивание тех и других пород, к которым часто присоединяются пропластки метабазитов и алюмосиликатных гнейсов; в первой пачке можно выделить самостоятельную зону переслаивания (см. табл. 2).

Между первой и второй карбонатно-железистыми пачками находится разделяющая пачка, представленная мигматизированными алюмосиликатными гнейсами и метабазитами.

Т а б л и ц а 2. Схематический разрез градации А карбонатно-железисто-кремнисто-мета-
базитовой формации (Молдовский и Грушковский участки)

Формация, толща	Пачка, мощ- ность (м)	Пласт, мощ- ность (м)	Породы
Перекрыва- ющая	Высокоглино- земистых пород (вскры- тая 100)	Не выделяет- ся	Силлиманит-биотит-, гранат-биотит- и жед- рит-гиперстен-биотит-кордиеритовые слан- цы и кварциты, гранат-биотитовые гней- сы
	Карбонатная (15—200)	Не выделяет- ся	Шпинель- и амфибол-оливиновые кальци- фиры, участками скарнированные, в ниж- ней части с пропластками основных кри- сталлосланцев и амфиболитов, переходя- щих в чарнокиты; редкие жилы аплито- пегматоидного граната
III карбонат- но-железистая (35—50)		Третий желе- зистый (10)	Ортопироксеновые и гранат-ортопироксено- вые железистые кварциты с редкими прослоями скарнированных кальцифиров
		Третий карбо- натный (25—40)	Шпинель-оливиновые кальцифиры, участ- ками скарнированные и оруденелые с пропластками основных кристаллослан- цев и мигматизированных гранат-биотито- вых гнейсов
II карбонат- но-железистая (50— 140)		Второй желе- зистый (20—70)	Двупироксеновые, часто с гранатом, орто- пироксеновые и роговообманко-ортопи- роксеновые железистые кварциты с про- слоями ортопироксен-биотит-гранатовых кварцитов и телами аплито-пегматоидно- го гранита
		Второй кар- бонатный (0—30—100)	Шпинель-оливиновые кальцифиры, скарни- рованные, часто оруденелые, реже доло- митовые мраморы; амфибол-клинопирок- сен-магнетитовые, гранат-ортопироксен- магнетитовые и другие скарны, редкие прослойки железистых кварцитов, мигма- тизированных алюмосиликатных гнейсов и амфиболитов
Разделяющая (0—100)		Метабазито- вый (0—50)	Двупироксеновые кристаллосланцы с про- слоями биотит-силлиманитовых гнейсов, ми- гматиты
		Алюмосили- катных гнейсов (0—50)	Гранат- и силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты
I карбонатно- железистая (100—170)		Первый желе- зистый (55—100)	Двупироксеновые, ортопироксеновые, гран- нат-двупироксеновые, часто с роговой обманкой железистые кварциты; подчи- ненные прослойки кальцифиров, скарнов, основных кристаллосланцев и амфиболитов
		Зона пере- слаивания (15—50)	Переслаивание скарнированных кальцифи- ров, железистые кварциты, алюмосили- катных гнейсов, основных кристалло- сланцев и биотит-гранатовых кварцитов
		Первый кар- бонатный (6—30)	Шпинель-оливиновые, клинопироксен- и паргасит-оливиновые кальцифиры, участка- ми скарнированные с вкрапленностью магнетита; клинопироксеновые, гранат- двупироксеновые и другие скарны, про- слойки гранат-биотитовых кварцитов, жилы аплито-пегматоидного гранита
Подстилаю- щая	Не выделяет- ся	Не выделяет- ся	Гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты

Карбонатно-железисто-кремнисто-метабазитовая (350—500 м)

В относительно однородных карбонатных и железистых пластах обычно встречаются редкие маломощные пропластки пород иного состава: в железистых пластах — кальцифиров, основных кристаллосланцев и амфиболитов, в карбонатных — железистых пород, алюмосиликатных гнейсов и метабазитов. В третьей карбонатно-железистой пачке роль второстепенных членов формации возрастает.

Разрез формации заканчивается карбонатной пачкой, содержащей кроме собственно карбонатных пород небольшие пропластки кристаллосланцев и амфиболитов, местами переходящих в чарнокиты и эндербиты.

Осадочно-вулканогенные образования железисто-кремнистой формации обычно залегают в виде разобщенных останцов среди обширных полей мигматитов и гранитоидов, которые и являются для них вмещающими породами. В мигматитах сохраняются многочисленные реликты гранат-биотитовых и силлиманит-кордиеритовых гнейсов, пироксен-плагноклазовых кристаллосланцев и амфиболитов.

Непосредственный контакт железисто-кремнистой формации с подстилающими породами установлен на западном крыле Секретарской синклинали. На метапелитах и кварцитах кошаро-александровской свиты залегают пироксен-плагноклазовые кристаллосланцы нижней подсвиты хашевато-завальевской свиты, переслаивающиеся с гранат-биотитовыми гнейсами; в верхней части этой толщи появляются маломощные прослои кальцифиров — признак постепенного перехода к собственно карбонатно-железисто-кремнисто-метабазитовой формации. Прослои метабазитов и алюмосиликатных гнейсов, слагающих нижнюю толщу, в качестве второстепенных членов встречаются по всему разрезу формации, что также свидетельствует об отсутствии резкого перехода между нижней и верхней толщами.

В ядре этой структуры вскрыты перекрывающие породы, относящиеся к верхней подсвите хашевато-завальевской свиты. В основании ее преобладают метабазиты с прослоями алюмосиликатных гнейсов, количество и глиноземистость которых возрастают вверх по разрезу. Непосредственный контакт железисто-кремнистой формации с перекрывающими породами замаскирован зоной мигматизации, однако участие тех и других в одной синклинальной структуре свидетельствует о согласном их залегании.

На Молдовском участке непосредственно над железисто-кремнистой формацией отмечается пачка высокоглиноземистых пород, представленных силлиманит-биотит-, гранат-биотит- и жедрит-гиперстен-биотит-кордиеритовыми сланцами и кварцитами и гранат-биотитовыми гнейсами. Эта толща, залегающая также без признаков углового несогласия, относится уже к существенно иной, высокоглиноземистой формации.

В большинстве случаев как подстилающими, так и перекрывающими формациями являются гранат-, реже амфибол-биотитовые мигматиты с реликтами алюмосиликатных гнейсов и метабазитов.

Согласно стратиграфической схеме УРМСК [79], нижний возрастной предел бугской серии принимается равным 2600 млн лет (возраст цирконов из кварцитов кошаро-александровской свиты).

Изотопные исследования, выполненные в лаборатории изотопной геохронологии Института геохимии и физики минералов АН УССР В. В. Рябokonем при изучении глубинного строения Молдовского и Секретарского участков, позволили наметить нижний возрастной рубеж формирования осадочно-вулканогенных толщ железисто-кремнистой формации Среднего Побужья 2500 млн лет (изохронный метод по калий-аргоновым отношениям). Меньшие значения изотопного возраста (1690—1750 млн лет), полученные по роговым обманкам из кристаллосланцев, связаны, очевидно, с нарушением К — Аг-отношений в период тектоно-магматической активизации в протерозое. Близкие значения изотопного возраста наложенной гранитизации, амфиболитизации кристаллосланцев и внедрения основных пород (1570—1780 млн лет) приведены для этого района Э. А. Ярошук [32].

Изотопный возраст 2400—2460 млн лет, по данным М. А. Ярошук [267], получен в той же лаборатории по роговым обманкам из амфиболитов Поля-

Таблица 3. Изотопный возраст цирконов Молдовского участка (прямой, термоэмиссионный свинцовый метод)

Номер пробы	Порода	Пласт, пачка	Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)
			204	206	207	208	
10 024/1012,9—1044,8	Кристаллосланец	Второй железистый	0,007	80,453	10,315	8,723	2070
10 028/966—997	Амфиболит	Третий карбонатный	0,007	85,701	10,701	3,522	2040
10 024/889—891	Эндербит	Верхняя карбонатная	0,008	85,718	10,440	3,832	1985
10 024/720—725	Пегматит	То же	0,002	87,566	10,482	1,950	1955
10 024/1243—1254	Гранатовый мигматит	Подстилающая толща	0,003	87,682	10,807	1,500	2000

нецкого участка; по мнению автора, он отвечает прогрессивному этапу метаморфизма. Изотопный возраст циркона из различных пород Байталинского участка (Ананьевский район, примыкающий с юго-запада к территории Среднего Побужья) укладывается в интервале 2450—2620 млн лет и, по-видимому, также соответствует возрасту основного метаморфизма железисто-кремнистой формации.

В лаборатории отдела изотопной геохронологии и ядерной геохимии ИГФМ определен изотопный возраст цирконов из метабазитов и гранитоидов Молдовского участка (табл. 3). Полученные цифры значительно ниже приведенных М. А. Ярошук и составляют 2070—1955 млн лет. Очевидно, они соответствуют времени регрессивного метаморфизма, сопровождавшегося наложенными процессами — от эндербитизации кристаллосланцев до образования аплито-пегматоидных гранитов и пегматитов как продуктов селективного плавления метаморфических пород.

Аналогичный возраст циркона из подстилающих мигматитов (2000 млн лет) свидетельствует о том, что процессы региональной мигматизации вмещающих толщ по времени совпадали с регрессивным этапом метаморфизма железисто-кремнистой формации Среднего Побужья.

До недавнего времени оставался проблематичным возраст подольского комплекса (эндербитов, чарнокитов, чудново-бердичевских и других гранитов), который условно относился к низам протерозоя [79]. Изотопные геохронологические исследования последних лет показали наличие эндербитов двух возрастов: выше 3200 и 2000 ± 100 млн лет [28, 145]

В кошаро-александровской и хашчевато-завальевской свитах найдены многочисленные ископаемые микроорганизмы. Исследования В. И. Лазуренко и других [136—138] по Гвоздавской и Ананьевской магнитным аномалиям, представляющим собой южное продолжение Среднебугского железорудного района, показали, что в кальцифирах широко распространены синезеленые, нитчатые и, возможно, золотистые водоросли; в железисто-кремнистых породах обнаружены формы, напоминающие железобактерии, а также мицелии грибов, спиккули кремневых губок и синезеленые водоросли. В графитсодержащих гнейсах в районе пгт Завалье среди микрофоссилий преобладают репродуктивные структуры низших грибов [151].

Органические остатки в кристаллических породах бугской серии имеют большое значение для выяснения генезиса метаморфических толщ и реконструкции палеогеографических условий их формирования. Однако для био-стратиграфических построений фактического материала еще недостаточно.

Вопрос о существовании архейской железорудной формации весьма проблематичен. Железисто-кремнистые породы известны в днестрово-бугской серии (Павловские магнитные аномалии), где маломощные горизонты железистых кварцитов представляют собой часть мощного гранулитового комплекса, по особенностям состава и внутренней упорядоченности не сопоставимого с известным стратотипом хашчевато-завальевской свиты. Они сосредоточены в нижней части крупных стратиформных тел преимущественно

ного развития двуполовошпатовых гнейсов и гранитоидов, сменяющихся вниз по разрезу породной ассоциацией плагиогнейсов, кристаллических сланцев и эндербитов [147].

В Гайворонском блоке в составе выделенной Е. М. Лазько и другими [140] железорудно-гнейсовой формации установлены тонкие невыдержанные пропластки магнетитсодержащих железисто-силикатных пород. Однако роль железистых пород в составе метаморфической толщи настолько незначительна (менее 1 % мощности), что выделение ее в качестве железисто-кремнистой формации нельзя признать достаточно обоснованным.

Росинско-Тикичский район

В бассейне р. Рось и далее на юг до междуречья рек Горный и Гнилой Тикичи распространена супракрустальная толща, по особенностям состава и строения не имеющая себе подобных на сопредельных площадях и выделенная вследствие этого в самостоятельную росинско-тикичскую серию [5]. От примыкающей с севера тетереvской серии она отличается геологическим возрастом, существенно вулканогенным составом, ничтожным развитием высокоглиноземистых пород, наличием железистых кварцитов и сланцев, комплексом гранитоидов, завершающих формирование серии. От обрамляющей с юго-запада и юга бугской серии также отличается возрастом кристаллических образований, типом гранитоидов, характером вулканической деятельности и полным отсутствием глиноземсодержащих осадочно-метаморфических пород в разрезе участков магнитных аномалий. По данным изотопного датирования [251], супракрустальная толща росинско-тикичской серии отнесена к верхнему архею в отличие от тетереvской и бугской серий, принадлежащих к нижнему протерозою. Формирование росинско-тикичской серии завершают гранитоиды звенигородского комплекса, тогда как тетереvской — кировоградско-житомирского, бугской серии — подольского комплекса.

Породы субстрата, представленные интенсивно гранитизированными осадочно-эффузивными образованиями, занимают не более 10—20 % площади района. Они слагают в широком поле автохтонных гранитоидов разрозненные линзовидные и пластовые тела с одной или несколькими разновидностями пород. Наиболее представительны из них участки аномалий, где железистые породы неоднократно переслаиваются с метавулканитами и избирательно — с кальцифирами. Важно, что большинство участков магнитных аномалий имеет единый структурный план с вмещающими их гранитоидами, что свидетельствует о пространственном единстве и временной их сопряженности. Обилие гранитоидных пород при неполноте стратиграфического разреза осадочно-эффузивной толщи, фрагментарность развития, высокая степень ее метаморфизма и гранитизации чрезвычайно затрудняют выяснение стратиграфической последовательности пород, слагающих росинско-тикичскую серию. Вместе с тем, используя опыт работ на представительных разрезах мало измененных осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций Украинского щита и применив комплексное исследование, партией треста Киевгеология была произведена корреляция пространственно разобщенных ее останцов в бассейне р. Рось. Материалы изучения легли в основу стратиграфической схемы росинско-тикичской серии (табл. 4), утвержденной УРМСК в 1970 г. [5]. В 1971 г. принятое посвитное расчленение серии было подтверждено результатами работ по изучению строения и состава супракрустальной толщи, развитой в бассейне рек Гнилой и Горный Тикичи [256]. За истекшее пятнадцатилетие в печати неоднократно появлялись взаимоисключающие варианты деления росинско-тикичской серии. Одни исследователи проводят более дробное подразделение серии на комплексы — свиты [139]; другие — выделяют из росинско-тикичской серии еще две самостоятельных серии [149]; третьи, доказывая однородность строения участков магнитных аномалий, относят серию к нерасчлененной [220]. К сожалению, нерасчлененной росинско-тикичская

Таблица 4. Стратиграфическая схема пород росинско-тикичской серии (AR₂) (составила Т. А. Скаржинская)

Свита	Подсвита	Стратиграфический индекс	Мощность, м	Состав
Белоцерковская железисто-кремнисто-вулканогенно-карбонатная	Верхняя	bc ₂ ²	280—350	Кальцифиры (нередко скарированные), кварциты магнетит- и магнетит-биотит-куммингтонитовые, амфиболиты (аподиабазовые и диабазо-апопорфиритовые), кристаллические сланцы орторяда, единичные прослои мраморов
	Нижняя	bc ₂ ¹	>900	Амфиболиты (аподиабазовые, диабазо-апопорфиритовые) с прослоями сланцев кварц-биотит-плагноклазовых (андезитовых апопорфиритов), ортосланцы, апокератофиры
Володарская железисто-кремнисто-вулканогенная	Верхняя	vl ₁ ²	>800	Кварциты магнетитовые, пироксен-магнетитовые, магнетит-куммингтонит-пироксеновые, амфиболиты (аподиабазовые), кристаллические сланцы основного состава, редкие прослои кварц- и кварц-куммингтонит-пироксеновых сланцев, скарированных железистых пород, квалцифиров
	Нижняя	vl ₁ ¹	>500	Амфиболиты (аподиабазовые), ортосланцы с единичными прослоями параамфиболитов

серия вошла и в предлагаемый вариант корреляционной стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита [265]. Тем не менее мы, как и ранее, считаем целесообразным расчленять росинско-тикичскую серию на две свиты с последующим подразделением каждой из них на подсвиты [5]. Такая возможность, обоснованная результатами полевых наблюдений, петрографических и петрохимических исследований [10, 205, 256], подтверждена в последнее время комплексным геохимическим изучением однотипных по облику, но различных по составу амфиболитов из разновозрастных толщ росинско-тикичской серии, оказавшихся наиболее информативными для стратиграфии [7, 8]. Принципиально важными для стратиграфических построений явились доказательства об эффузивной природе этих амфиболитов [8, 10, 205], унаследовавших химический состав, а в менее метаморфизированных разностях и основные структурные признаки исходных вулканитов. Благодаря таким особенностям, а также закономерностям в размещении, изменению состава во времени, типу породных парагенетических ассоциаций, степени метаморфизма ортоамфиболиты принимались за породы, маркирующие различные стратиграфические уровни росинско-тикичской серии. С учетом этих данных среди повсеместно развитых амфиболитов

выделены две возрастные группы, слагающие разобщенные по площади осадочно-вулканогенные толщи. Одна из них соответствует нижней, володарской свите, вторая, перекрывающая ее, — белоцерковской свите росинско-тикичской серии (см. табл. 4). В пространственном и, вероятнее всего, генетическом единстве с существенно вулканогенными толщами находятся породы участков магнитных аномалий, содержащих в разреза многочисленных покровы амфиболитов, по структурно-текстурным признакам и вещественному составу аналогичных ортоамфиболитам, распространены за их пределами. Этот важный факт свидетельствует о необоснованности исключения из разреза росинско-тикичской серии одной из главных ее составляющих — или пород участков магнитных аномалий [149], или осадочно-вулканогенной толщи, вмещающей эти участки [220, 265].

Основанием для разделения росинско-тикичской серии на свиты является также характер эволюции процессов вулканизма. Установлена гомодромная направленность развития вулканической деятельности по мере формирования осадочно-вулканогенных толщ, что обусловило появление в белоцерковской свите амфиболитов более лейкократового состава, средних и кислых вулкаников. Последние в виде одно-двухметровых покровов встречены у с. Бужанка (бассейн рек Горный и Гнилой Тикичи) среди диабазо-апопорфировых амфиболитов. По-видимому, к измененным кислым вулканикам следует отнести и так называемые биотитовые микрогнейсы, широко развитые в белоцерковской свите в бассейне рек Рось, Гнилой и Горный Тикичи [224]. Наблюдаемое последовательное изменение состава вулкаников во времени свидетельствует об общности магматического очага и таким образом подтверждает взаимосвязанность осадочно-вулканогенных толщ володарской и белоцерковской свит и принадлежность их к единой росинско-тикичской серии.

В качестве геохимического критерия при картировании и стратиграфическом расчленении росинско-тикичской серии использовалось установленное различие в содержании и функциях распределения элементов-примесей в амфиболитах володарской и белоцерковской свит [7, 8, 10].

К дополнительным признакам учитываемым при расчленении росинско-тикичской серии, относятся различная степень метаморфизма разновозрастных толщ, отчасти и различная степень их гранитизации. Материалы изучения свидетельствуют о более высокой степени метаморфизма и гранитизации осадочно-вулканогенной толщи володарской свиты по сравнению с толщей пород, выделяемой в белоцерковскую свиту. Для володарской свиты, включая породы магнитных аномалий, характерна ассоциация минералов высокотемпературной амфиболитовой или низкотемпературной гранулитовой фации, в отличие от пород белоцерковской свиты, метаморфизованных в среднетемпературных условиях амфиболитовой фации, что, по-видимому, отражает проявление вертикальной метаморфической зональности. Такое размещение разнофациальных толщ на одном уровне эрозионного среза можно объяснить или приподнятостью блока, сложенного породами володарской свиты, или более глубокой эрозией ее разреза.

Каждая из выделенных свит характеризуется определенной последовательностью в образовании слагающих ее пород, отражающих смену условий во времени. Начало формирования свит совпадает с активизацией вулканической деятельности, сопровождающейся на заключительных этапах развития накоплением хемогенно-осадочного материала. Такая сравнительно устойчивая и повторяющаяся во времени закономерность в распределении вулканогенных и ассоциирующих с ними хемогенно-осадочных пород в разрезе володарской и белоцерковской свит, развитых в бассейне р. Рось, явилась основанием для подразделения их на подсвиты (см. табл. 4). Истинная мощность выделенных стратиграфических подразделений в связи с интенсивной гранитизацией пород росинско-тикичской серии неизвестна, вследствие чего приводимые ее значения определены приблизительно (см. табл. 4).

Володарская (железисто-кремнисто-вулканогенная) свита. По особенностям состава и залеганию выделенных компонентов в разрезе подразделяется на нижнюю подсвиту аподиабазо-

вых амфиболитов ($v1_1^1$) и верхнюю подсвиту — железистых кварцитов, сланцев и аподиабазовых амфиболитов ($v1_1^2$).

Нижняя подсвита аподиабазовых амфиболитов с видимой мощностью более 500 м распределена отдельными останцами по площади развития володарской свиты, границы которой она и определяет. В подсвите преобладают аподиабазовые амфиболиты и кристаллосланцы. Изредка встречаются осадочно-метаморфические полосчато-сланцевые амфиболиты с окатанным цирконом, габбро-амфиболиты, конгадиабазы и метаультрабазиты. Аподиабазовые амфиболиты — массивные или рассланцованные породы преимущественно крупнозернистого сложения, гранобластовой структуры с зеленовато-бурой и зеленой роговой обманкой и плагиоклазом № 46—47. В отличие от амфиболитов перекрывающей белоцерковской свиты, в них выше содержание суммарного железа, TiO_2 , MgO , MnO , но ниже SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей. Повышенное содержание гранитофильных элементов в амфиболитах белоцерковской свиты отражает эволюцию магматического расплава по мере развития подвижной зоны. По данным Б. А. Батиевского [7, 8], эти амфиболиты отличаются и более низким содержанием элементов-примесей, и более низкой величиной дисперсии логарифмов содержания по сравнению с амфиболитами белоцерковской свиты.

Кристаллические сланцы, за небольшим исключением проявляют себя как более поздние образования по отношению к амфиболитам, содержат последние в контурах развития или образуют маломощную зону в периферической части останцов и рассматриваются как продукты метасоматического их преобразования. Неравномерная степень такого изменения обусловила возникновение пестрого состава этих сланцев, наиболее характерными из которых являются кварц-, биотит-кварц- и биотит-кварц-амфибол-плагиоклазовые.

Верхняя подсвита аподиабазовых амфиболитов, железистых кварцитов и сланцев ($v1_1^3$) сохранились в участках, принимаемых за синклиналиные. К таким участкам, с собирательным наименованием Володарской группы магнитных аномалий, принадлежат Володарский, Завадовский Южно- и Северо-Березнянский, Рудосельский, Кашперовский, Чельжинский, Матвейхо-Надросовский, возможно и Рогознянский, размещенные в бассейне р. Рось. Большинство магнитных аномалий имеют северо-западную ориентировку, согласную с вмещающими их гранитоидами. Падение пород преимущественно северо- или юго-восточное под углом $65—85^\circ$ к горизонту. В разрезе участков магнитных аномалий помимо железистых пород наблюдаются покровы амфиболитов, ортосланцы, чрезвычайно редко калицифиры, габбро-амфиболиты и метаультрабазиты. Общая особенность разреза этих участков — интенсивная гранитизация, эпизодически сопровождающаяся скарированием железистых и карбонатных пород и вызвавшая, по-видимому, процесс рудообразования. Железистые породы представлены осадочно-метаморфическими железистыми кварцитами и редко сланцами, различающимися содержанием главных породообразующих минералов: кварца, магнетита, моноклинного и ромбического пироксенов, нередко замещившихся куммингтонитом. Постоянное сочетание в разрезе участков магнитных аномалий железистых кварцитов и ортоамфиболитов предопределило отнесение их к самостоятельной железисто-кремнисто-метабазитовой формации.

Белоцерковская (железисто-кремнисто-карбонатно-вулканогенная) свита. Область распространения пород наиболее представительного разреза белоцерковской свиты охватывает район среднего течения р. Рось, являющийся частью обширного поля вулканитов, прослеженного от междуречья рек Горный и ГнилойТикичи на юге до широтной излучены р. Рось на севере. В среднем течении р. Рось белоцерковская свита распространена повсеместно, слагая до 20 % площади района. В виде останцов различного размера и формы породы свиты заключены в аплито-пегматоидные, порфиرويدные граниты, плагиограниты и мигматиты этих гранитов, сокративших площадь развития супракрустальных пород и

нередко наследующих их структурно-текстурные признаки. Белоцерковская свита делится на две подсвиты. Нижняя — существенно вулканогенная, верхняя — представлена чередующимися покровами вулканитов с хемогенно-осадочными образованиями, подробно изученными в разрезе Белоцерковской магнитной аномалии.

Породы нижней подсвиты аподиабазовых и диабазо-апопорфиритовых амфиболитов (bc_2^1) в виде многочисленных останцов картируются в западной и юго-восточной частях описываемой площади, где они представлены крупными линейно-вытянутыми линзовидными или неправильной формы телами. Геологическую основу подсвиты составляют амфиболиты, образованные преимущественно по диабазовым порфиритам и в меньшей степени по диабазам. Реже встречаются андезитовые апопорфириты, а в бассейне рек Гнилой и Горный Тикичи обнаружены покровы апокератофинов, которые по внешнему облику, структурно-текстурным признакам и составу не отличаются от таковых, развитых в разрезе магнитных аномалий Среднеприднепровского блока. Аподиабазы, диабазовые и андезитовые апопорфириты, судя по характеру распространения, образуют или чередующиеся между собой покровы, или входят в состав единых хорошо дифференцированных покровов, являющихся производными толеит-базальтовой магмы. Амфиболиты, образованные по диабазам, характеризуются бластоофитовой или гранобластовой структурой, а заместившие диабазовые порфириты, — бластопорфировой с бластоофитовой, призматическизернистой или гранобластовой структурой вмещающей ткани. Фенокристы представлены плагиоклазом № 30—36 и пироксеном, замещенным роговой обманкой, окрашенной, как и в других разновидностях амфиболитов этой свиты, в светло-или синевато-зеленый цвет. Амфиболиты нередко метасоматически изменены и превращены подобно андезитовым порфиритам в сланцы разного состава, многие из которых наследуют их «очковую» структуру. Из других пород, встречаемых в разрезе нижней подсвиты белоцерковской свиты, имеются покровы метаультрабазитов.

Верхняя подсвита кальцифинов, железистых кварцитов и ортоамфиболитов (bc_2^2), завершающая разрез росинско-тикичской серии в бассейне р. Рось, ограничена участком Белоцерковской магнитной аномалии. Для нее характерно наличие в одном разрезе карбонатных пород, железистых кварцитов, вулканитов и в той или иной мере заместивших их гранитоидов. Хемогенно-осадочные породы в общем преобладают в средней и верхней частях разреза, вулканогенные — в нижней части, фиксируя тем самым постепенность перехода от существенно вулканогенной толщи нижней подсвиты белоцерковской свиты к ее верхней подсвите с развитыми в ней осадочно-метаморфическими породами. Единство в развитии участка магнитной аномалии и подстилающей вулканогенной толщи подтверждается и однотипностью в них вулканитов, среди которых также выявлены диабазовые апопорфириты. Железистые кварциты куммингтонит-магнетитового, магнетит- и биотит-магнетит-куммингтонитового составов. По данным В. И. Шунько, они образуют восемь крутопадающих пластов мощностью 2—18 м и протяженностью 200—1000 м. Карбонатные породы представлены преимущественно кальцифирами и редко мраморами. В зоне контакта с гранитоидами железистые и карбонатные породы изредка скарнируются. Наблюдаемая парагенетическая связь карбонатных пород, железистых кварцитов и вулканитов в разрезе верхней подсвиты белоцерковской свиты предопределила отнесение этой ассоциации пород к железисто-кремнисто-карбонатно-метабазитовой формации.

Ингуло-Ингулецкий район

Железисто-кремнистые образования в Ингуло-Ингулецком районе распространены в северо-восточной части, получившей название Правобережного железорудного района. Здесь, западнее Криворожского разлома на поле шириной 20 и длиной 75 км, протягивающейся от северного окончания

Таблица 5. Стратиграфическая схема пород Правобережного района Украинского щита

Серия, комплекс	Свита	Мощность, м	Породы
	Родионовская (PR _{1rd})	До 2500	Гнейсы и сланцы графит-биотитовые, иногда с гранатом, амфиболом, диопсидом, силлиманитом, мраморы и кальцифиры, белые безрудные кварциты (метапесчаники), амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы, редко малорудные железистые кварциты и железисто-силикатные сланцы
Ингуло-ингулецкая (PR _{1ii})	Артемовская (PR _{1ar})	20—200	Кварциты железистые пироксен-амфибол-магнетитовые, сланцы железисто-силикатные кварц(гранат)-амфибол-пироксеновые с магнетитом
	Зеленореченская (PR _{1zr})	450—400	Амфиболиты, гнейсы биотит-амфиболовые, белые безрудные кварциты с прослоями высокоглиноземистых гнейсов, железистые кварциты и железисто-силикатные сланцы, измененные ультрабазиты
<i>Несогласие</i>			
Днепропетровский (AR)			Плагииграниты и плагииомигматиты с останцами амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов

Криворожского бассейна на север до р. Днепр, железистые кварциты вскрыты в разрезах большинства магнитных аномалий [233]. Строение этого района сложноскладчатое. Его основной структурный план определен куполовидными поднятиями, сложенными плагиигранитами и плагииомигматитами днепровского комплекса, между которыми находятся узкие синклинорные зоны, окаймляющие их. Разрезы синклинорных зон представляют глубокометаморфизованными (от амфиболитовой до низов гранулитовой фации) породами ингуло-ингулецкой серии. Железисто-кремнистые породы распространены преимущественно в средней и нижней частях этой серии. Поэтому в плане они фиксируются положением локальных магнитных аномалий в прибортовых частях синклинорных зон или в антиклинальных поднятиях их внутренних частей. С наиболее крупными магнитными аномалиями связаны отдельные железорудные участки и месторождения. Их структуры самые разнообразные. Железорудные участки в центральных частях синклинорных зон имеют антиклинальное строение, в прибортовых — чаще наблюдается моноклинальное залегание пород или (как на Артемовском и Петровском месторождениях) породы смяты в крупные синклинальные складки.

Наиболее древние образования Ингуло-Ингулецкого района — плагиигранитоиды днепровского комплекса, идентичные таковым, развитым в Приднепровском районе. Абсолютный возраст плагииомигматитов Ингулецкого вала, определенный по ортитам, — 2850 млн лет [251]. Эти породы являлись основанием, на котором накапливалась толща пород ингуло-ингулецкой серии.

В соответствии с региональной стратиграфической схемой, утвержденной УРМСК в 1984 г., ингуло-ингулецкая серия расчленена на следующие свиты (снизу вверх): зеленореченскую, артемовскую, родионовскую, спасовскую, чечелевскую. В местном разрезе юго-западной части Ингуло-Ингулецкого района со спасовской свитой коррелируется каменно-костоватская свита, а с чечелевской — рощахозская. Ингуло-ингулецкая серия характеризуется на примере метаморфической толщи Правобережного железо-

рудного района, представленной зеленореченской, артемовской и родионовской свитами (табл. 5). Этим свитам соответствуют три основные части этой толщи: 1) нижняя, вулканогенно-осадочная мощностью 50—400 м, представленная в основном амфиболитами с белыми безрудными кварцитами, прослоями гнейсов, сланцев, реже безрудных и малорудных железисто-кремнистых пород; 2) средняя, хемогенно-железисто-кремнистая мощностью 20—200 м, сложенная железистыми кварцитами железисто-силикатными сланцами с горизонтом высокоглиноземистых гнейсов и сланцев в основании; 3) верхняя, карбонатно-терригенно-осадочная, наибольшая по мощности (до 2500 м на отдельных участках), представленная графитсодержащими гнейсами и сланцами, содержащими прослой карбонатных пород, нередко с белыми безрудными кварцитами в основании.

Контакт между плагиогранитами днепропетровского комплекса и метаморфической толщей пород ингуло-ингулецкой серии чаще всего тектонический. Нередко он осложнен секущими жильными телами аплито-пегматоидных гранитов кировоградско-житомирского комплекса, активно воздействующих на метаморфические породы. Там, где тектонических контактов не наблюдается, следы активного воздействия плагиогранитов на метаморфические породы, как правило, не устанавливаются.

Зеленореченская свита. Разрез свиты обычно начинается с горизонта белых безрудных кварцитов (мощностью до 50 м) с прослоями высокоглиноземистых гнейсов. Последние первоначально являлись, несомненно, терригенными осадками, содержащими продукты размыва древней коры выветривания. Характер контактов с подстилающими породами позволяет уверенно судить о первичном залегании ингуло-ингулецкой серии на размытой поверхности гранитоидов днепропетровского комплекса.

Стратиграфически выше безрудных белых кварцитов залегают амфиболиты, нередко преобразованные в биотит-роговообманковые плагиогнейсы. Мощность их изменчива, от первых десятков до 200 м. По химическому составу эти породы близки к основным вулканитам. На петрохимической диаграмме А. А. Предовского [181] они попадают в поле основных магматических пород. О том, что это ортопороды, свидетельствует существование в них прямых корреляционных связей между титаном и алюминием (коэффициенты парной корреляции соответственно $+0,74 \pm 0,17$ и $-0,97 \pm 0,05$) [87]. Среди амфиболитов встречаются безрудные кварциты, аналогичные подстилающим. Иногда они переходят в железисто-силикатные сланцы и малорудные силикатные железистые кварциты. Мощность железистых пород весьма непостоянна и чаще всего составляет первые метры. Только на Ореховском участке встречен пласт железистых кварцитов и железисто-силикатных сланцев, залегающих среди амфиболитов, мощностью до 80 м. В целом роль железисто-кремнистых пород в разрезе зеленореченской свиты не существенна.

На отдельных участках Правобережного района железистые кварциты нижней, вулканогенно-осадочной, части разреза ингуло-ингулецкой серии перекрываются и (или) подстилаются биотитовыми гнейсами мощностью до 30—80 м. Несомненно, что исходные для них породы содержали туфогенный материал. На петрохимической диаграмме А. А. Предовского часть этих гнейсов попадает в поле граувакк, а часть — в поле туффитов с основным и ультраосновным материалом. В верхней части горизонта амфиболитов на восточных участках района наблюдаются пачки сланцев кварц-полевошпат-куммингтонит-биотитового состава, нередко содержащих гранат. По петрохимическим характеристикам они соответствуют туффитам.

Разрез зеленореченской свиты заканчивается обычно горизонтом кордиерит- и силлиманитсодержащих гнейсов мощностью до нескольких метров, которые, как и высокоглиноземистые породы в основании всей метаморфической толщи, фиксируют, по-видимому, перерыв в осадконакоплении. На петрохимической диаграмме А. А. Предовского эти породы попадают преимущественно в поля гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин. На отдельных участках высокоглиноземистые гнейсы отделены от залегающих выше

железисто-кремнистых пород согласными телами часто измененных ультрабазитов мощностью 3—35 м.

Таким образом, разрез зеленореченской свиты вулканогенно-терригенный. Можно предполагать примерно равное соотношение в нем первично-терригенно-осадочных и первично-вулканогенных пород. Определеннее судить об этом преждевременно, так как первичная природа многих разновидностей пород еще спорна.

Артемовская свита. К ней отнесены железисто-кремнистые породы средней части разреза ингуло-ингулецкой серии в Правобережном районе. Мощность этих пород изменяется от первых десятков до 200 м. Среди них выделяются две тесно ассоциирующие разновидности — железистые кварциты и железисто-силикатные сланцы, образующие постепенные переходы. Железистые кварциты представляют собой полосчатые породы, состоящие из кварца (более 50 %), магнетита и темноцветных минералов. Железисто-силикатные сланцы состоят из тех же минералов, но с резким преобладанием темноцветных и значительно меньшим содержанием магнетита. Обычно они подстилают и перекрывают железистые кварциты, образуя подстилающий и перекрывающий сланцевые горизонты мощностью 2—45 м, но нередко и пересланываются с железистыми кварцитами. В толще сланцев по разрезу в направлении к железистым кварцитам количество магнетита увеличивается, а темноцветных минералов уменьшается. Разрез артемовской свиты можно охарактеризовать как хемогенный, так как железистые кварциты, являющиеся первично-хемогенно-осадочными породами, в ней преобладают. Суммарная мощность артемовской и зеленореченской свит уменьшается к западу.

Родионовская свита. На железисто-кремнистых породах со стратиграфическим несогласием залегают метаморфические образования родионовской свиты, наиболее развитые в Правобережном районе. Ее разрез на самых западных участках (Овнянском, Ленинском и др.) начинается с горизонта белых безрудных кварцитов мощностью до 500 м. Структурно-текстурные особенности исходных пород в них почти полностью стерты. Но проведенные исследования позволяют утверждать, что первоначально это были кварцевые, реже аркозовые песчаники. В некоторых шлифах наблюдаются бластосаммитовые структуры, кластогенные зерна и окатанные сростки рудных минералов. Тяжелая фракция протолокчей этих кварцитов представлена также явно кластогенным цирконом. На участках, расположенных ближе к Криворожско-Кременчугской полосе, горизонт белых безрудных кварцитов или совсем выклинивается из разреза, или резко сокращен по мощности. Железисто-кремнистые породы артемовской свиты перекрываются здесь толщей графитсодержащих гнейсов с горизонтом карбонатных пород, мощность которой на отдельных участках достигает 2500 м. На Петровском и Артемовском месторождениях и других участках в нижней части этой толщи среди графитсодержащих гнейсов выделяется маломощный горизонт железистых пород. По всему разрезу толщи графитсодержащих гнейсов тела амфиболитов мощностью от первых единиц до 15, реже 45 м. С ними ассоциируют относительно маломощные безрудные силикатно-железисто-кремнистые породы (сланцы кварц-гранат-пироксенового состава). Сама толща графитсодержащих гнейсов неоднородна. Маломощные тела амфиболитов разделяют ее на пачки, имеющие закономерное строение. В их нижних частях среди графитсодержащих гнейсов обычно наблюдаются прослои белых безрудных кварцитов мощностью 2—3 м, а выше — прослои карбонатных пород (кальцифиров) мощностью 0,5—2—3 м. Таким образом, разрез родионовской свиты вулканогенно-карбонатно-терригенный. В ней резко преобладают первично-терригенные породы с прослоями карбонатных, встречаются амфиболиты и относительно редко железисто-кремнистые породы.

Возрастные и структурные взаимоотношения пород ингуло-ингулецкой серии с метаморфическими комплексами соседних районов спорные. В непосредственной близости от Правобережного района находится Криворожский бассейн. Верхняя и нижняя возрастные границы криворожской и ин-

гуло-ингулецкой серий совпадают. Они залегают на размытой поверхности плагиигранитов днепропетровского комплекса. Кроме того, породы ингуло-ингулецкой серии секутся жилами аплито-пегматоидных гранитов и гранитизируются, что связано с образованием гранитов кировоградско-житомирского комплекса и совпадает с завершением накопления пород криворожской серии. Обращает на себя внимание и явное сходство разрезов метаморфических толщ Правобережного и Криворожского районов: нижние их части сложены метаморфизованными терригенными породами и основными метавулканитами, средние — железисто-кремнистыми образованиями, верхние — терригенными графитосодержащими с прослоями карбонатных пород. Даже выделяемый в разрезах обеих толщ карбонатно-тальковый горизонт занимает одно и то же стратиграфическое положение под железисто-кремнистыми образованиями. Мощность ингуло-ингулецкой серии в Правобережном районе вполне сопоставима с мощностью криворожской серии на железорудных участках, примыкающих в этом районе с востока к Криворожскому разлому (Желтянском, Попельнастовском, Млынковском и др.), хотя они и значительно меньше мощности пород криворожской серии в Криворожском бассейне. Тем не менее общие с криворожской серией нижняя и верхняя возрастные границы, сходные состав и последовательность накопления пород позволяют считать ингуло-ингулецкую серию в Правобережном районе возрастным и вещественным аналогом криворожской серии. Об этом свидетельствует и изотопный состав серы сульфидов пород ингуло-ингулецкой серии. Сравнение его с изотопным составом серы сульфидов пород криворожской серии показывает, что установленная для криворожской серии закономерность утяжеления изотопного состава от средней железисто-кремнистой части разреза к верхней — карбонатно-терригенной [17] сохраняется и для ингуло-ингулецкой серии в Правобережном районе.

К сожалению, нет прямых данных о структурных взаимоотношениях пород ингуло-ингулецкой серии, распространенных в Правобережном районе, с породами криворожской серии, распространенными в Криворожском бассейне. Только гнейсы верхней части ингуло-ингулецкой серии в виде «залива» заходят в Криворожский бассейн на севере, в районе участка хутор Петровского, и переходят в глееватскую свиту криворожской серии. Сопоставимость разрезов гнейсово-сланцевых комплексов верхних частей криворожской серии Кривбасса с толщей пород Родионовского участка, на котором выделен стратотип родионовской свиты ингуло-ингулецкой серии, по составу, строению и распределению элементов-примесей убедительно показана в работе Н. Т. Рягузова и Ю. Б. Бабкова [192].

Верхняя часть разреза ингуло-ингулецкой серии представлена спасовской и чечелевской свитами, характеристика которых дается И. М. Этингофом

Спасовская свита. Широко распространена в восточной части района, вытягиваясь широкой (1—3, местами до 5 км) полосой вдоль Западно-Ингулецкого разлома. Гнейсы спасовской свиты в виде останцов среди гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса встречаются также в восточном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона.

Контакт спасовской и родионовской свит вскрыт скважинами. Обычно переход между свитами постепенный. В юго-восточной части Ингуло-Ингулецкого района в основании спасовской свиты встречен пласт ортоамфиболитов мощностью 20—30 м. Кроме того, на контакте спасовской и родионовской свит описаны биотит-кордиерит-кварцевые и мусковит-силлиманит-кордиерит-полевошпатовые породы, которые можно рассматривать как метаморфизованную кору выветривания. Эти данные позволяют предполагать существование местных стратиграфических несогласий.

Характер разреза спасовской свиты на территории ее распространения неодинаков. К югу от сел Гуровка и Богдановка разрез свиты представлен чередованием биотит-амфиболитовых, амфибол-биотитовых, биотит-амфибол-диопсидовых гнейсов с маломощными прослоями диопсидовых, биотит-диопсидовых и гранат-биотитовых гнейсов. В нижней части разреза появля-

ются маломощные прослои графит-биотитовых гнейсов. В северной части амфибол в гнейсах представлен роговой обманкой, которая по направлению к югу сменяется актинолитом.

К северу от широты указанных выше сел наиболее характерными разновидностями пород в разрезе свиты являются гнейсы и кристаллосланцы биотит-гиперстеновые и гиперстен-биотитовые, дупироксеновые, дупироксен-биотитовые. В виде прослоев различной мощности встречаются гнейсы, реже кристаллосланцы биотитовые, графит-биотитовые, графит-гиперстен-биотитовые, гранат-биотитовые, диопсидовые. По направлению к западу от Западно-Ингулецкой зоны в нижней части разреза спасовской свиты появляются магнетитсодержащие гнейсы и кристаллосланцы (с содержанием магнетита до 5, редко 8 %).

Возраст пироксен-биотитовых гнейсов спасовской свиты по биотиту составляет 1900—2000 млн лет, циркону и монациту — 2000—2150, амфиболита по роговой обманке — 2010 млн лет [265].

Чечелеевская свита. Широко развита в восточной, центральной и северо-западной частях Ингуло-Ингулецкого района. Это довольно монотонная толща биотитовых, гранат-, реже кордиерит-, кордиерит-гранат-биотитовых, иногда силлиманит- и графитсодержащих гнейсов с отдельными прослоями и «будинами» пироксеновых (обычно диопсидовых) гнейсов. Чечелеевская свита залегает на спасовской без видимого несогласия. У контакта наблюдается пачка переслаивания гиперстен-, гранат- биотитовых и биотитовых гнейсов.

На севере-Ингуло-Ингулецкого района разрез чечелеевской свиты делится на две части. В нижней части свиты гранат-биотитовые гнейсы переслаиваются с подчиненными биотитовыми, кордиерит-, графит-биотитовыми и диопсидовыми гнейсами и кристаллосланцами. Мощности прослоев значительно изменяются — от 0,1 (диопсидовые гнейсы) до 45 м (гранат-биотитовые гнейсы). Прослой гранат-биотитовых гнейсов всегда более мощные по сравнению с другими разновидностями, мощность которых не превышает 10 м. Общая мощность нижней части разреза 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 диопсидовых гнейсов. Интервалы между этими прослоями составляют несколько десятков метров. Мощность верхней части чечелеевской свиты до 2,0 км.

Территория, сложенная чечелеевской свитой, отличается обилием стратиформных тел пегматитов и аплито-пегматоидных гранитов, которые располагаются густыми пачками, нередко весьма мощными. К этой территории приурочено известное в литературе Кировоградское пегматитовое поле.

Из биотитовых гнейсов чечелеевской свиты выделен циркон возрастом 2670 ± 100 млн лет, очевидно, являющийся кластогенным. Возможно, ближе к нижней возрастной границе свиты реперное значение возраста (по амфиболу и циркону) 2310—2360 млн лет и полученная по циркону дата 2450 млн лет. Верхняя возрастная граница чечелеевской свиты и ингуло-ингулецкой серии в целом, вероятно, составляет 1900—2150 млн лет по монацитам, амфиболам и частично биотитам.

В гнейсах, отнесенных к чечелеевской свите, обнаружены окаменевшие синезеленые водоросли *Oscillatorites compaetus* S n e s k o e t R a s k a t o v a, *Lyngbiopatus ambigolaevis* S n e s k o e t R a s k a t o v a [216].

КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКИЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ РАЙОН

Криворожский район

В Криворожском железорудном районе весь комплекс пород криворожской серии сложно дислоцирован с образованием синклинойной субмеридиональной структуры, западная часть которой ограничена Криворожским глубинным разломом.

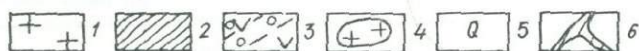
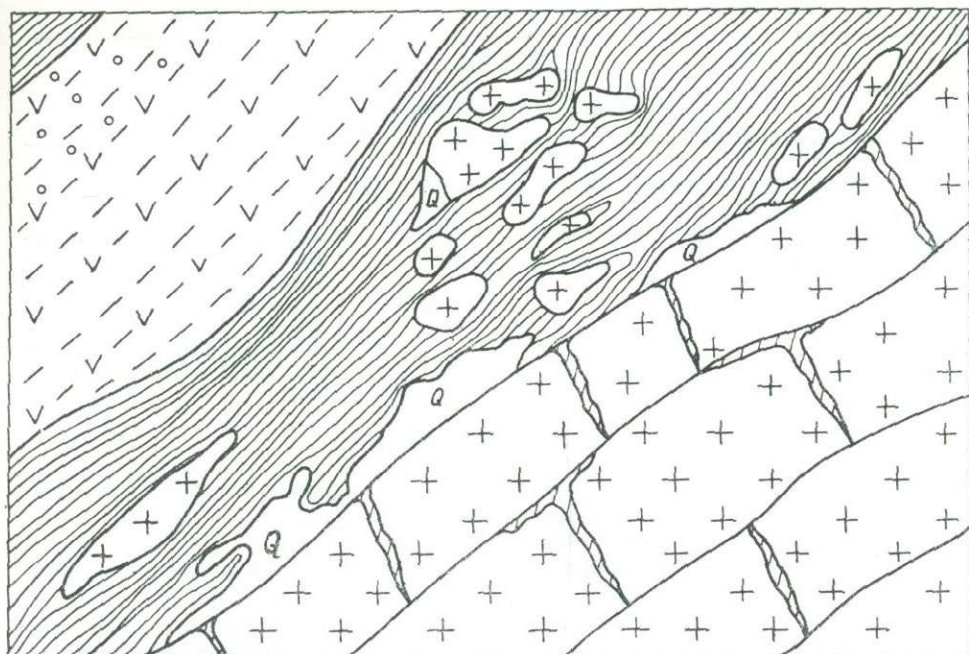


Рис. 24. Контакт толщи метабазитов с плагиогранитами на горизонте 550 м шахты «Северная» рудника им. Кирова (зарисовка В. Ю. Фоменко):

1 — плагиограниты; 2 — сланцы полевошпат-хлорит-серпидит-биотит-кварцевые с карбонатом; 3 — сланцы (по амфиболитам) хлорит-биотит-кварцевые с миндалинами кварца; 4 — гальки гранита в сланцах; 5 — кварц; 6 — сланцы турмалин-биотит-карбонатные в трещинах отдельности плагиогранитов

Криворожский синклиорий заложен на архейских гранитоидах днепрпетровского комплекса в виде субгеосинклинали [15]. Нижнепротерозойская кора выветривания гранитоидов днепрпетровского комплекса, устанавливаемая под породами криворожской серии, как и в докембрии других щитов и платформ, фиксирует крупный перерыв между археем и протерозоем. Так, в южной части Криворожского района около с. Латовка сохранился наиболее полный профиль коры выветривания плагиогранитов со слюдястым материалом в верхней части и четко выраженной зоной дезинтеграции пород в нижней. Кора выветривания перекрывается горизонтом кварцевых и аркозовых метапесчаников мощностью около 30 м — переотложенных продуктов этой же коры выветривания плагиогранитов. Редкими прослоями подобные метаосадочные породы встречаются и в толще перекрывающих их амфиболитов. Поэтому, на наш взгляд, нет никаких оснований выделять этот относительно маломощный пласт метапесчаников, с которых начинается разрез криворожской серии, в самостоятельную свиту, а следует относить его к образованиям новокриворожской свиты.

В Саксаганском районе контакт метабазитов криворожской серии с плагиогранитами вскрыт в шахтах многочисленными подземными горными выработками. Во всех случаях он тектонически нарушен, и породы в его зоне в той или иной мере разлинзованы и рассланцованы, однако признаки существования коры выветривания плагиогранитов, как правило, остаются. Так, по данным В. Ю. Фоменко [255], на шахте «Северная» рудника им. Кирова плагиограниты перекрыты карбонат-биотит-кварцевыми сланцами, содержащими развальцованные гальки гранита и кварца (рис. 24). Вблизи зоны контакта в плагиогранитах по трещинам отдельности отмечаются турмалин-биотит-карбонатные сланцы. Такие взаимоотношения пород свидетельствуют о том, что здесь вскрыта нижняя зона коры выветривания

Таблица 6. Стратиграфическая схема криворожской серии

Свита	Подсвита	Горизонт		Порода
		Наименование	Индекс	
Микроклиновые граниты				
Глееватская (PR _{1gl})		Не расчленена	gl	Метаконгломераты, метапесчаники, сланцы кварц- и полевошпат-биотитовые нередко с амфиболом и гранатом, сланцы кварц-двуслюдяные со ставролитом, андалузитом, силлиманитом и гранатом
Несогласие				
Гданцевская (PR _{1gd})	Верхняя	Графит-кварц-биотитовых сланцев	gd ₂ ³	Графит-кварц-биотитовые сланцы
		Карбонатных пород	gd ₂ ²	Доломиты и доломитизированные известняки
		Кварц-графититовых сланцев	gd ₂ ¹	Кварц-графитит (карбонат)-слюдистые сланцы, реже доломитовые мраморы
	Нижняя	Песчанистых сланцев	gd ₁ ²	Сланцы кварц-слюдистые, кварц-хлоритовые, графититовые
		Метапесчаников, кварцитов и конгломератов	gd ₁ ¹	Метапесчаники, песчано-глинистые сланцы, метаконгломераты, метакварциты. Магнетит-хлоритовые руды
Несогласие				
Саксаганская (PR _{1sx})	Верхняя железорудная	Седьмой железистый	sx ₃ ^{7ж}	Амфибол-магнетитовые, хлорит-карбонат-амфибол-магнетитовые кварциты и хлорит-биотитовые сланцы
		Седьмой сланцевый	sx ₂ ^{7а}	Амфибол-хлорит-биотитовые сланцы
		Шестой железистый	sx ₃ ^{6ж}	Магнетитовые и мартитовые красно-белополосчатые джеспилиты, хлорит-магнетитовые кварциты
		Шестой сланцевый	sx ₃ ^{6с}	Амфибол-хлоритовые сланцы и безрудные кварциты с рассеянными кристаллами магнетита
		Пятый железистый	sx ₃ ^{5ж}	Магнетитовые (мартитовые), гематито-мартитовые красно-синеполосчатые джеспилиты
		Пятый сланцевый	sx ₃ ^{5с}	Хлорит-серицит-кварцевые сланцы с прослоями безрудных кварцитов
		Четвертый железистый	sx ₃ ^{4ж}	Хлорит-амфибол- и карбонат-магнетитовые кварциты
		Четвертый сланцевый	sx ₃ ^{4с}	Графитит-серицитовые, графитит- и серицит-биотитовые, кварц-серицитовые сланцы, безрудные кварциты

Свита	Подсвита	Горизонт		Порода	
		Наименование	Индекс		
Саксаганская (PR ₁ sx)	Средняя сланцевая	Третий железистый	sx ₂ ^{3ж}	Хлорит-магнетитовые кварциты, хлорит-кварцевые сланцы и безрудные кварциты Кварц-графититовые (углистые); серицит-биотитовые сланцы, безрудные кварциты	
		Третий сланцевый	sx ₂ ^{3с}		
	Нижняя железорудная	Второй железистый	sx ₁ ^{2ж}	Магнетит-мартитовые джеспилиты, гематит-магнетит-хлоритовые кварциты Биотит-хлоритовые сланцы, карбонатсодержащие и мономинеральные кварциты Магнетит-мартитовые джеспилиты, хлорит-амфиболовые сланцы Кварц-серицитовые сланцы, хлорит-карбонатные сланцы и безрудные кварциты	
		Второй сланцевый	sx ₁ ^{2с}		
		Первый железистый	sx ₁ ^{1ж}		
		Первый сланцевый	sx ₁ ^{1с}		
	Скелеватская (PR ₁ sk)		Тальк-карбонатно-песчаный	sk ₃	Хлорит-тальковые сланцы, карбонат-и серпентин-тальковые породы, метапесчаники и метаконгломераты Кварц-серицитовые, кварц-мусковитовые, кварц-слюдяно-ставролитовые сланцы Кварцевые и аркозовые метапесчаники, метаконгломераты и кварциты
			Филлитовый	sk ₂	
		Аркозово-кварцитовый	sk ₁		
Н е с о г л а с и е					
Новокриворожская (PR ₁ pk)	Не расчленена		pk	Биотитовые, роговообманко-эпидотовые амфиболиты, биотитовые сланцы, метапесчаники, кварциты	
Б о л ь ш о е н е с о г л а с и е					
Архейские метабазиты и метаконгломераты, плагиограниты и плагиомигматиты днепропетровские					

плагиогранитов — зона их дезинтеграции. Контакт изменил первоначальный облик. Трещины отдельности, в которых задерживался терригенный материал, смещены более поздними тектоническими подвижками, сами породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации. Но первичные взаимоотношения пород устанавливаются уверенно.

Таким образом, на данном этапе геологического изучения Криворожского бассейна можно считать доказанным формирование криворожской серии на размытой поверхности плагиогранитов днепропетровского комплекса после их длительного выветривания. Об этом свидетельствуют: 1) отсутствие следов активного воздействия плагиогранитов на вышележащие породы; 2) наличие в основании толщи базального горизонта белых кварцитов (метапесчаников); 3) кора выветривания на плагиогранитах днепропетровского комплекса; 4) спорадические гальки гранитов в сланцах, перекрывающих плагиограниты.

Новокриворожская свита. Залегаet в основании криворожской серии, представлена толщей амфиболитов (табл. 6), в нижней и

средней частях иногда содержащая прослой метапесчаников. Амфиболиты являются метаморфическими аналогами основных вулканитов. В породах нередко сохраняются реликтовые первичные структуры: офитовые (диабазовые), порфиоровые и миндалекаменные. Последние встречаются в разрезе неоднократно, фиксируя кровлю первичных лавовых потоков. Амфиболиты в низах криворожской серии распространены не везде, что связано или с локализацией продуктов вулканической деятельности в зарождающемся субгеосинклинальном прогибе вблизи центров вулканизма, или с последующим развитием Криворожского бассейна. Амфиболиты наиболее распространены в Южном районе Криворожского бассейна и в его северной части, в районе рудника им. 1-го Мая, где мощность толщи амфиболитов достигает 1000 м. В средней части бассейна их нет, и породы вышележащей скелеватской свиты непосредственно граничат с гранитоидами днепрпетровского комплекса. Южнее и севернее этих районов амфиболиты новокриворожской свиты встречаются эпизодически, наиболее они распространены в так называемых хвостах синклинальных структур (Высокопольской, Желтореченской). В этих структурах в метаосадочных породах, залегающих среди амфиболитов, иногда встречаются и маломощные прослой железистых кварцитов.

Вся толща пород новокриворожской свиты сложена метавулканогенными образованиями. Метаосадочные породы образуют в ней редкие прослой мощностью до первых метров и чаще представлены мелкозернистыми слюдино-кварцевыми метапесчаниками и сланцами. Современная систематика вулканических пород основана на их минеральном составе. Чтобы определить характер исходных вулканитов и тип слагаемой ими формации, М. Н. Коржнев [255] для метабазитов Криворожского бассейна сделал пересчет их анализов на минеральный состав исходных пород по методу А. Ритмана [188], основанному на реальных составах минералов вулканических пород.

Результаты пересчетов показали, что по соотношению породообразующих минералов вулканиты, исходные для метабазитов Криворожья, относятся к базальтам и андезито-базальтам андезито-базальтовой субформации андезитовой формации. Подобные пересчеты анализов метавулканитов конкско-верховцевской серии подтверждают их принадлежность к спилит-кератофировой формации. Все это косвенно свидетельствует о более молодом возрасте метабазитов Криворожского района по сравнению с металвулканитами конкско-верховцевской серии, так как на геосинклинальной стадии развития андезитовая формация сменяет во времени спилит-кератофировую.

Указание на более молодой, чем метавулканиты конкско-верховцевской серии, возраст метабазитов Кривбасса, полученное на формационной основе, а также структурное положение этих пород еще не позволяют однозначно отнести их к криворожской, а не конкско-верховцевской серии. Геологические материалы, накопленные к настоящему времени геологами производственных и научных организаций (в том числе и материалы авторов), позволяют проводить стратиграфическую корреляцию метабазитов Криворожского бассейна с аналогичными комплексами пород других регионов (петрографо-минералогические особенности, формационная принадлежность, характер взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими толщами). Возможно, что ключом к проблеме отнесения метавулканитов новокриворожской свиты к архею или нижнему протерозою является получение по ним реперных изотопных датировок. Трудности надежного датирования метавулканитов новокриворожской свиты U—Pb изохронным методом связаны с тем, что в этих образованиях нет сингенетических акцессорных минералов.

Скелеватская свита. Породы этой свиты залегают стратиграфически выше амфиболитов новокриворожской свиты и представлены метаморфизованными терригенными образованиями. Они распространены в разрезе криворожской серии в Криворожском районе повсеместно, однако общая мощность толщи значительно изменяется от первых десятков метров в средней части Криворожского района до 300 м в южной. Свита

сложена тремя горизонтами (снизу вверх): аркозо-кварцитовым, филлитовым и карбонат-талък-песчанистым.

Аркозо-кварцитовый горизонт скелеватской свиты представлен переслаивающимися аркозовыми и кварцевыми метапесчаниками, нередко содержащими быстро выклинивающиеся линзы метаконгломератов. В гальках метаконгломератов встречаются: блоковый жильный кварц, безрудные кварциты, кварцевые метапесчаники, филлитовидные сланцы, измененные амфиболиты, значительно реже — гальки плагиогранитов днепропетровского комплекса. Б. И. Горошников [19] в гальках конгломератов нашел магнетит-карбонатные железистые кварциты. Наличие в гальках метапесчаников, сланцев, амфиболитов и даже железистых кварцитов, несомненно, свидетельствует о существовании докриворожского вулканогенно-осадочного комплекса. Замер ориентировки длинных осей и острых концов 72 галек конгломератов, проведенный М. Н. Коржневым в обнажениях на р. Ингулец в Южном районе Криворожского бассейна, показал, что береговая линия первичного бассейна седиментации была ориентирована в северо-западном направлении, а область сноса терригенного материала находилась на юго-западе (рис. 25).

Филлитовидный горизонт сложен кварц-слюдяными филлитовидными сланцами, часто обогащенными графитом.

Карбонат-талък-песчанистый горизонт представлен тальковыми сланцами, иногда содержащими прослойки талькосодежащих метапесчаников и конгломератов. В настоящее время большинство геологов разделяют мнение Ю. Ир. Половинкиной [176], что тальковые сланцы — производные ультраосновных эффузивов. Об этом свидетельствуют условия их залегания и повышенное содержание элементов-примесей, характерных для ультраосновных пород.

Таким образом, скелеватская свита полностью сложена терригенными образованиями, но терригенные породы ее верхней части накапливались на фоне проявления ультраосновного вулканизма.

Взаимоотношения пород скелеватской свиты с ниже- и вышележащими образованиями на данном этапе геологического изучения более или менее ясны. Гальки амфиболитов новокриворожской свиты в конгломератах скелеватской свиты известны давно. Они встречены в обнажениях, многочисленных горных выработках и скважинах. Особенно много их в нижней, приконтактовой части.

Показателен в этом отношении разрез по скв. 5850 рудника им. Ленина, приведенный М. П. Кулешовым [130]. Здесь гальки измененных амфиболитов и образовавшихся по ним биотитовых, биотит- и кварц-серицит-биотитовых сланцев, нередко содержащие миндалины с кварцем, в нижней части толщи составляют в конгломерате 60—70 % общего количества галек. Эти данные свидетельствуют о формировании терригенной толщи скелеватской свиты на размытой поверхности основных вулканитов новокриворожской свиты и существовании между ними стратиграфического несогласия.

Отделять низзалегющую толщу метабазитов от остальных свит криворожской серии и выделять ее в самостоятельную серию пород нет оснований, так как неизвестен комплекс гранитоидов, сформировавшийся в промежутке между временем образования вулканитов новокриворожской и накоплением пород скелеватской свит. К тому же между этими толщами нет резко выраженного углового несогласия, которое указывало бы на коренную структурно-тектоническую перестройку района.

Перерыв в накоплении новокриворожской и скелеватской свит был длительным. Об этом свидетельствует существование коры выветривания на породах новокриворожской свиты. За кору выветривания принимают обычно биотитовые сланцы, встречающиеся висячем боку толщи метабазитов. Однако подобные породы могут возникать и в зонах рассланцевания на контактах толщ разного состава. О существовании на метабазитах метаморфизованной коры выветривания можно судить по геологическим данным (шахта «Большевик») [235]. Здесь в биотитовых сланцах в непосредственной

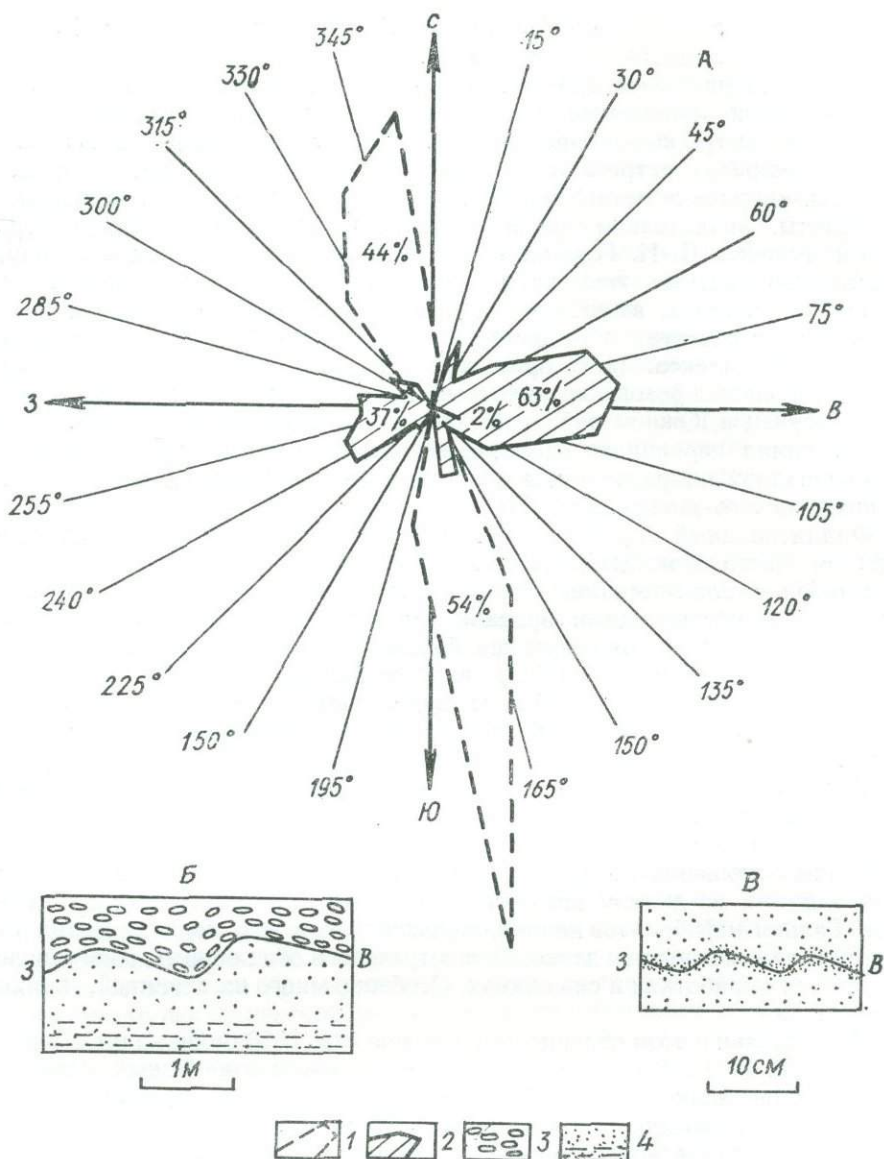


Рис. 25. Ориентировка галек (А), волноприбойных валов (Б) и знаков ряби (В) в конгломератах и песчаниках скелетавской свиты:

1 — ориентировка длинных осей галек; 2 — ориентировка основных плоскостей галек; 3 — конгломераты; 4 — песчаники

близости от метапесчаников вскрыто неправильной формы тело гранат-магнетит-амфиболовой породы с содержанием магнетита до 25 %. При изучении установлено, что эти породы представляют собой метаморфизованную перемытую кору выветривания основных вулканитов, имеют карманообразную форму тела и залегают в зоне контакта. Это исключает образование данной гранат-магнетит-амфиболовой породы за счет более поздних, чем метаморфизм, процессов. Не наблюдается здесь также никаких признаков метасоматоза. По морфологическим особенностям, внутренней структуре, взаимоотношениям с окружающими минералами и физическим свойствам магнетит в этой породе подобен магнетитам, создающим аналогичную вкрапленность в сланцах саксаганской свиты. О том, что гранат-магнетит-амфиболовая порода является метаморфизованной корой выветривания, свидетельствует не только ее карманообразная форма, расположение в зоне контакта толщ разных свит и особенности структуры, но и данные химического

состава. В ней наблюдаются резко повышенные содержания оксидов железа и марганца, т. е. как раз тех компонентов, которые накапливаются в коре выветривания основных и ультраосновных пород.

Контакт между породами скелеватской и залегающей выше саксаганской свит в Криворожском бассейне традиционно проводится по кровле талькового горизонта. Но многочисленные геологические описания его, сделанные В. Ю. Фоменко, показывают, что филлитовые сланцы скелеватской свиты встречаются не только ниже, но и выше тальковых сланцев. При этом каких-либо признаков стратиграфического несогласия между свитами не устанавливается. По-видимому, породы этих свит характеризуют вместе единый трансгрессивный цикл осадконакопления со сменой конгломератов и песчаников сланцами, а еще выше по разрезу — хемогенно-осадочными железисто-кремнистыми породами.

В Криворожском районе наиболее полно изотопные исследования [229, 252 и др.] проведены по скелеватской свите криворожской серии. Клас-тогенные цирконы из ее пород по морфологическим особенностям соответствуют цирконам плагиигранитоидов днепропетровского комплекса, их возраст 2700—2900 млн лет. Возраст свинцово-сульфидной минерализации в гальках кварцитов из конгломератов 2800 ± 100 млн лет. Изотопный возраст седиментации скелеватской свиты, определенный по урансодержащему слюдистому цементу конгломератов, составляет 2600 млн лет [229]. Но абсолютной уверенности в этой цифре нет, так как в породах скелеватской свиты найдены кластогенные урансодержащие минералы.

Саксаганская свита. Сложена переслаивающимися горизонтами железистых пород и сланцев. В полном разрезе этой свиты насчитывается семь сланцевых и железистых горизонтов. Состав и строение горизонтов индивидуальны, что позволяет довольно уверенно их определять на разобщенных или относительно удаленных друг от друга участках. Так, первый железистый горизонт представлен преимущественно магнетит-марти-товыми джеспилитами и хлорит-амфиболовыми сланцами; второй — магнетит-марти-товыми джеспилитами и гематит-магнетит-хлоритовыми кварцитами; третий — хлорит-магнетитовыми кварцитами и хлорит-кварцевыми сланцами; четвертый — хлорит-амфибол-магнетитовыми и карбонатно-магнетитовыми кварцитами; пятый — магнетитовыми (марти-товыми), гематит-марти-товыми и красно-синеполосчатыми джеспилитами; шестой — магнетитовыми и марти-товыми красно-белополосчатыми джеспилитами, хлорит-магнетитовыми кварцитами; седьмой — амфибол-магнетитовыми, хлорит-карбонат-амфибол-магнетитовыми кварцитами и хлорит-биотитовыми сланцами.

Различия в составе устанавливаются и для сланцевых горизонтов. Первый сланцевый горизонт сложен преимущественно кварц-серицитовыми (аспидными) и хлорит-карбонатными сланцами; второй — биотит-хлоритовыми сланцами, карбонатсодержащими безрудными кварцитами; третий — кварц-графититовыми (углистыми) серицит-биотитовыми сланцами, безрудными кварцитами; четвертый — графитит-серицитовыми, графитит- и серицит-биотитовыми, кварц-серицитовыми сланцами, безрудными кварцитами; пятый — хлорит-серицит-кварцевыми сланцами; шестой — амфибол-хлоритовыми сланцами и кварцитами с рассеянными порфиробластами магнетита (марти-та); седьмой — амфибол-хлорит-биотитовыми сланцами.

Для железистых горизонтов характерна аутигенно-минералогическая зональность — неотъемлемая черта всех нижнепротерозойских железисто-кремнистых формаций мира, выражающаяся в закономерной смене в разрезе и по площади различных разновидностей железистых пород. Впервые эту зональность описал Я. Н. Белевцев именно для Криворожского бассейна [11].

Характер разреза саксаганской свиты терригенно-хемогенный. Соотношение мощностей железистых и сланцевых горизонтов в ней приблизительно равно. Учитывая, что сланцевые прослои составляют значительную часть мощности железистых горизонтов, можно утверждать, что терригенные породы в саксаганской свите преобладают над хемогенными.

Гданцевская свита. Со структурным несогласием залегает на саксаганской свите и подразделяется на две подсвиты. В ее основании находится толща метапесчаников, кварцитов и сланцев нижней подсвиты, а также богатые железные руды хлорит-магнетитового, железослюдко-магнетитового, гематит-мартитового состава и другие, которые в Южном и Ингулецком районах являются объектами добычи. Нередко в этой подсвите встречаются седиментационные брекчии железистых кварцитов. Верхняя подсвита гданцевской свиты в нижней части представлена кварц-биотитовыми, графитовыми и карбонатными сланцами; в средней — доломитовыми мраморами, в верхней, как и в нижней, кварц-биотит-серцитовыми, кварц-карбонатно-биотитовыми и кварц-серцит-графитовыми сланцами. Общая мощность свиты достигает 750—850 м.

Особого внимания заслуживают железистые кварциты, встреченные в верхней части криворожской серии в районе рудников им. Ленина и им. Красной Гвардии, так называемые Дальние Западные полосы. Эти породы известны относительно давно. В связи с появлением в последние годы новых данных глубокого бурения, а также данных по геологии Кременчугского района Украинского щита дискутируется вопрос о возможной принадлежности этих кварцитов к образованиям гданцевской свиты. А. П. Каршенбаум [19, 104] описал в контактах этих образований с породами верхней свиты тектонические брекчии с обломками кварцитов и сланцев, сцементированных кварц-карбонатным и сланцевым цементом, данные В. Ю. Фоменко и других [232] подтвердили также большую роль разрывной тектоники с проявлениями карбонатизации и окварцевания на контакте железистых кварцитов и сланцев с породами вмещающей толщи. Полученные ими изотопные анализы серы сульфидов свидетельствуют о принадлежности железистых кварцитов к породам саксаганской свиты. М. Н. Доброхотов условно относил эти образования не к гданцевской, а к глееватской свите. Учитывая сложность тектонического строения Криворожского бассейна и надвиго-сдвиговый характер развитых здесь крупных тектонических нарушений с большой амплитудой перемещений, нет ничего необычного в нахождении пород саксаганской свиты в виде тектонических линз и клиньев в толще, залегающей стратиграфически выше.

Разрез криворожской серии завершает толща пород глееватской свиты, подразделявшаяся М. Н. Доброхотовым на четыре подсвиты. В первой и третьей снизу подсвитах преобладают конгломераты и песчаники, в подчиненном количестве встречаются сланцы; во второй и четвертой — развиты преимущественно кварц-биотитовые сланцы с прослоями метапесчаников. Это деление не является общепризнанным и нами глееватская свита представляется как нерасчлененная. Общая мощность свиты достигает 3500 м.

До последнего времени дискусионен вопрос о рангах несогласий между гданцевской и саксаганской, а также глееватской и гданцевской свитами.

На отдельных участках на породах саксаганской свиты устанавливается древняя кора выветривания. Кроме того, в обломках седиментационных брекчий в низах гданцевской свиты наряду с железистыми кварцитами известны и складчатые богатые железные руды, что свидетельствует о длительном перерыве в седиментации между саксаганской и гданцевской свитами. По-видимому, во время этого перерыва в коре выветривания железисто-кремнистых пород образовывались остаточные богатые железные руды, подвергшиеся складчатости при возникновении тектонических движений.

Между породами гданцевской и глееватской свит устанавливается структурное несогласие. Его признаком может служить резкое изменение мощности самого верхнего горизонта кварц-слюдистых карбонатсодержащих графитовых сланцев гданцевской свиты (от нескольких до 450 м), указывающее на разрыв верхних частей гданцевской свиты перед накоплением глееватской свиты. В гальках конгломератов глееватской свиты широко распространены белые безрудные кварциты, метапесчаники, доломитовые, мраморы, железистые кварциты, кварц-биотитовые и амфиболовые сланцы, т. е. породы, характерные преимущественно для гданцевской и саксаганской свит.

Наличие мощной толщи метаконгломератов в низах глееватской свиты и своеобразие слагающих ее пород позволили поставить на обсуждение вопрос о возможностях отделения глееватской свиты от криворожской серии и выделения ее в самостоятельную серию. Хотя и можно судить о структурном несогласии между гданцевской и глееватской свитами, но признаков коры выветривания, свидетельствующей о крупном перерыве в осадконакоплении, на породах гданцевской свиты не установлено. Кроме того, не известен и комплекс гранитоидов, образовавшихся во время этого перерыва. Судить о взаимоотношениях пород гданцевской и глееватской свит в Криворожском бассейне с гранитоидами кировоградско-житомирского комплекса трудно, так как в Приднепровском блоке, где находится этот бассейн, они проявлены в виде относительно редких тел аплито-пегматоидных гранитов. Поэтому можно считать, что на границе гданцевской и глееватской свит происходило изменение тектонического режима, а не коренная структурная перестройка района, предшествующая накоплению новой серии. Перерыв в накоплении саксаганской и гданцевской свит был значительным. Кроме коры выветривания на породах саксаганской свиты, об этом свидетельствует резкое утяжеление изотопного состава серы сульфидов в гданцевской и глееватской свитах по сравнению с саксаганской и скелеватской [17]. Здесь установлено первое в истории Земли массовое захоронение органического вещества в осадочных породах. Все это позволяет судить о коренных изменениях не только в тектонических условиях седиментации, но и в составе гидро- и атмосферы перед накоплением гданцевской свиты.

Вопрос о верхней возрастной границе криворожской серии спорный. Изотопные датировки свинцовым методом по породам гданцевской и даже саксаганской свит [251], определенные по свинцу, выделенному из породы в целом, нуждаются в генетической интерпретации. Более вероятно, что верхней границей криворожской серии является время формирования гранитов кировоградско-житомирского комплекса (около 1900 млн лет). Глубокометаморфизованные аналоги криворожской серии в Правобережном районе мигматизированы с образованием мигматитов этого комплекса, а также секутся жилами его аплит-пегматоидных гранитов.

Кременчугский район

Кременчугский железорудный район с известными месторождениями легкообогатимых железистых кварцитов и богатых руд железа слагает северный фланг Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. Сформированный в узкой грабенообразной структуре, осложненной блоковым строением архейского фундамента, он образует полосу, вытянутую в субмеридиональном направлении и прослеженную на расстоянии 45 км (рис. 26). Южной границей его служит р. Днепр, северной — широтная излучина р. Псел. С востока железорудный район окаймляют гранитоиды архейского возраста, на западе он граничит с нижнепротерозойскими гранитами и их мигматитами, активно воздействующими на вулканогенно-осадочную толщу.

Стратиграфия супракрустальных образований Кременчугского района разработана М. Н. Доброхотовым в 60-х годах [75] не утратила значения и по сей день. Основные ее положения исходили из признания разновозрастности и сходства разрезов Кременчугского и Криворожского районов, что и определило отнесение им вулканогенно-осадочной толщи к криворожской серии с подразделением ее на новокриворожскую, скелеватскую, саксаганскую и гданцевскую свиты. Справедливость этого вывода позже была доказана находками органических остатков [208], характерных для гданцевской свиты Криворожского железорудного бассейна [213], в углеродистых сланцах верхней части разреза супракрустальной толщи, а также наличием поверхности размыва на подстилающих гранитоидах. Исходя из этих данных нижняя возрастная граница криворожской серии Кременчугского района определяется трансгрессивным залеганием ее пород на эродированной поверх-

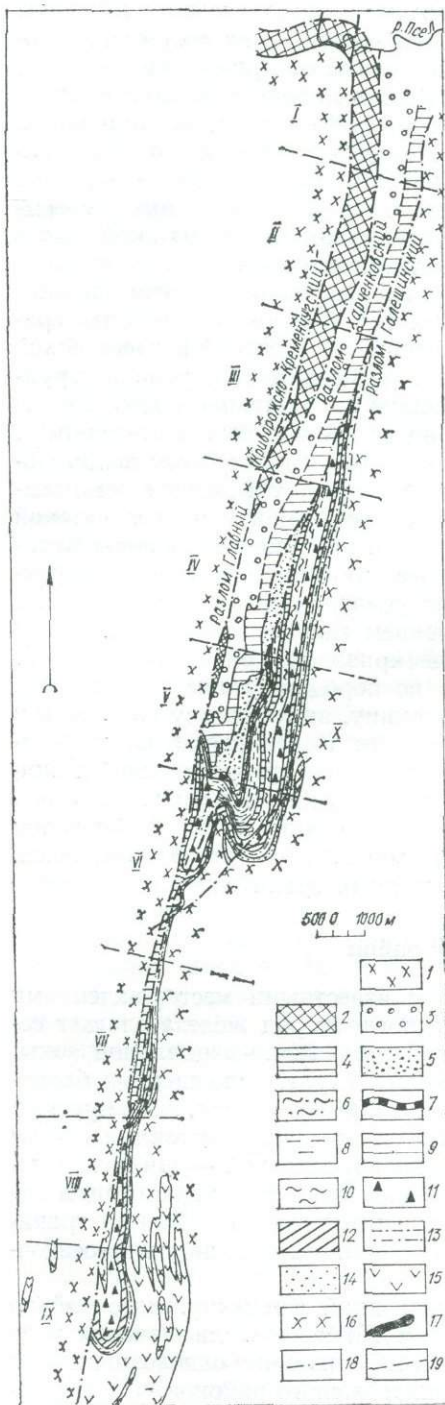


Рис. 26. Геологическая карта докембрия Кременчугского района (составили М. Н. Доброхотов, Г. Ф. Гузенко, Т. А. Скаржинская):

1 — плагиограниты и плагиомигматиты (галещинские) — PR₁kz кировоградско-житомирский комплекс. Криворожская серия (PR₁kr), Гданцевская свита (PR₁gd); 2 — кварциты магнетитовые красно- и серо-полосчатые, сланцы высокоглиноземистые и графитосодержащие, двуслюдяные, доломитовые мраморы, метапесчаники и метавулканиды (PR₁gd₄₋₅); 3 — метапесчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые, доломитовые мраморы, ставролит- и гранатсодержащие сланцы с графитом, метавулканиды, изредка железистые кварциты (PR₁gd₃); 4 — кварциты, кварцито-сланцы, сланце-кварциты магнетит-куммингтонитовые с пластами магнетитовых кварцитов (PR₁gd₂); 5 — мета-конгломераты и брекчии, метапесчаники кварцевые, сланцы кварц-слюдяные с линзами доломитовых мраморов (PR₁gd₁); саксаганская свита (PR₁sx); 6 — сланцы кварц-биотитовые филлитовидные (PR₁sx₃); 7 — кварциты магнетитовые и куммингтонит-магнетитовые (PR₁sx₇); 8 — сланцы кварц-слюдяные филлитовидные (PR₁sx₃); 9 — кварциты магнетитовые и куммингтонит-магнетитовые с пластами куммингтонит-биотитовых сланцев (PR₁sx₂); 10 — сланцы кварц-слюдяные филлитовидные, нередко с гранатом (PR₁sx₂); 11 — кварциты, кварцито-сланцы и сланцы магнетит-куммингтонитовые, а также магнетит-карбонат-хлоритовые (PR₁sx₃); 12 — кварциты магнетитовые, то же с железной слюдкой, куммингтонит-магнетитовые (PR₁sx₁); 13 — сланцы кварц-слюдяные филлитовидные с пластами метапесчаников и магнетит-силикатных кварцитов (PR₁sx₁); скелеватская свита — (PR₁sk); 14 — метапесчаники кварцитовидные, сланцы кварц-слюдяные (PR₁sk); новокриворожская свита (PR₁nk); 15 — амфиболиты, ортосланцы кварц-биотитовые и кварц-биотит-амфиболовые, метапикриты (PR₁nk); 16 — плагиограниты и плагиомигматиты днепровского комплекса (AR dn); 17 — богатые железные руды; 18 — линии тектонических нарушений; 19 — гравицы участков. Участок: I — Броварковский; II — Мануйловский; III — Харченковский; IV — Васильевский; V — Зарудьенский. Месторождения: VI — Белановское; VII — Ершовское; VIII — Лавриковское; IX — Горіше-Плавнинское; X — Галещинское.

ности архейских гранитоидов, верхняя — наличием онколотов, типичных для конца нижнего и начала верхнего протерозоя. Этот возрастной интервал подтвержден и результатами изотопного датирования роговых обманок из основной метавулкаников новокриворожской и гданцевской свит, изотопный возраст которых составляет соответственно 2260—2350 и 2000 млн лет (определено лабораторией отдела изотопной геохронологии ИГФМ АН УССР).

В контактах между свитами, за исключением контакта скелеватской и саксаганской свит, установлены стратиграфические несогласия, нередко осложненные тектоническими нарушениями, а в зоне сопряжения саксаганской и перекрывающей ее гданцевской свит — скрытым угловым несогласием. Несмотря на имеющиеся несогласия, четко фиксируется последовательное наращивание разреза криворожской серии от ее основания вплоть до контакта с гранитоидами кировоградско-житомирского комплекса [71, 206—209, 213]. Исходя из такого характера разреза по-новому интерпретируется и структура Кременчугского железорудного района, которая рассматрива-

ется нами как моноклиальная с крутым падением к западу [206], в отличие от ранее принимаемой за синклиальную складку со срезанным Криворожско-Кременчугским разломом западным крылом [33, 75, 128].

Видимая мощность криворожской серии изменяется от 250—350 м на Еристовском участке в южной оконечности железорудной полосы до 2,5 км в северной части начиная от Галещинского месторождения богатых руд железа. Резкие изменения мощности связаны с дифференцированными конседиментационными движениями блоков архейского фундамента по поперечным разломам, срезанием части разреза продольными нарушениями, а также гранитизацией ее пород в верхнем, а частично и в нижнем контакте.

Стратиграфическая схема супракрустальных образований Кременчугского железорудного района представлена в табл. 7. Обоснования внесенных дополнений в стратиграфию криворожской серии, ранее разработанную М. Н. Доброхотовым [71], подтверждены материалами профильного бурения последнего десятилетия, которые изучались отделением металлогении ИГФМ АН УССР и Днепропетровской группой отделов Института минеральных ресурсов МГ УССР.

Новокриворожская свита (PR₁nk). Залегает в основании разреза криворожской серии. Ее распространение ограничено выступами архейского фундамента. Профильным бурением и серией одиночных скважин она вскрывается на юге в контурах Горишне-Плавнинского участка. Здесь видимая мощность составляет около 1000, резко сокращаясь до 100 м далее к северу на Лавриковском участке. Свита полностью выклинивается, начиная с южных профилей Еристовского месторождения. Отдельными скважинами фрагменты новокриворожской свиты установлены также в восточной части Харченковского участка.

Разрез новокриворожской свиты однообразен. Она почти полностью слагается амфиболизированными покровами диабазов и диабазовых порфиров, производных слабо дифференцированной толеит-базальтовой магмы калий-натровой серии. Эволюция магматического расплава имела в целом прямую направленность, что отразилось в смене более меланократовых разновидностей основных вулканитов низов разреза свиты сравнительно лейкократовыми в верхней части. Единичными покровами, сосредоточенными преимущественно в прикровельной части новокриворожской свиты, встречаются метапикриты, не связанные, по-видимому, единым питающим магматическим очагом с базальтоидами.

Вся дальнейшая история развития вулканической толщи связана с широко проявленными процессами избирательного метасоматоза, обусловившего кварцевание, альбитизацию и биотизацию амфиболитов, вследствие чего нередко преобразованных в различного состава сланцы, локально — во вторичные кварциты. Наиболее интенсивные их изменения наблюдаются в верхнем контакте вулканогенной толщи, осложненном продольным тектоническим нарушением. Здесь развиты преимущественно крупнокристаллические кварц-биотитовые сланцы, нередко содержащие высокомарганцовистый (MnO 7,5—11,5 %) альмандин. Мало измененные амфиболиты — тонко- до среднезернистых, породы массивной, изредка миндалекаменной текстуры, призматическизернистой и бластоофитовой структур.

Скелеватская свита. Со стратиграфическим несогласием новокриворожская свита перекрывается скелеватской свитой (PR₁sk), слагающей восточный борт Галещинской синклинали. В составе свиты преобладают кластогенные образования флишоидной формации, гранулометрически дифференцированные в разрезе. Так, в основании залегают метагравелиты и грубозернистые кварцитовидные метапесчаники, сменяющиеся вверх по профилю более мелкозернистыми их разновидностями, а затем филлитовидными кварц-серицит-биотитовыми сланцами. Подобная смена состава по седиментационному профилю отражает закономерное погружение дна бассейна осадконакопления, что свойственно флишоидным толщам практически всех железорудных районов Украинского щита. При общей направленности процессов седиментации по профилю от более крупнозернистых фаций

Таблица 7. Стратиграфическая схема пород Кременчугского района

Серия	Свита	Подсвита	Горизонт	Подгоризонт	
Криворожская (PR ₁)	Гданевская (PR _{1gd})	Третья (верхняя) сланцев и доломитов			
		Вторая (верхняя) железистых кварцитов	Железистых кварцитов		
			Силикатных кварцитов и сланцев		
		Вторая (средняя) микрокварцитов, доломитов и сланцев			
		Первая (нижняя) железистых кварцитов			
		Первая (нижняя) метапесчаников и сланцев			
	Саксаганская (PR _{1sx})		Верхняя сланцевая	Четвертый сланцевый	
				Четвертый железистых кварцитов	
				Третий сланцевый	
Средняя железистых кварцитов и сланцев			Третий железистых кварцитов		
		Второй сланцевый			
		Нижняя железистых кварцитов	Второй железистых кварцитов	Верхний железисто-силикатных сланцев	

Индекс	Мощность, м	Породы
gd ₅	20—280	Сланцы графит-слюдяные высокоглиноземистые, с пластами доломитовых мраморов, метапесчаников, железистых кварцитов, аподиабазовых амфиболитов и метапикритов
gd ₄	200—800	Кварциты магнетитовые серо- и краснополосчатые с пачками магнетит-силикатных и безрудных кварцитов, высокоглиноземистых графит-слюдяных сланцев, метапесчаников, с телами аподиабазовых амфиболитов и метапикритов, доломитовых мраморов
	До 340	Кварциты и сланцы гранат-биотит-куммингтонитовые с магнетитом, с пластами куммингтонитовых кварцитов, доломитовых мраморов
gd ₃	300—400	Микрокварциты, доломитовые мраморы, метапесчаники кварцевые, графитсодержащие серицитовые сланцы, участками высокоглиноземистые, редко линзы железистых кварцитов, аподиабазовые амфиболиты, метапикриты
gd ₂	80—650	Кварциты магнетит-куммингтонитовые, сланце-кварциты, кварцито-сланцы аналогичного состава с пачками магнетитовых серо- и краснополосчатых кварцитов, редко с пластами слюдяных сланцев, метапесчаников, доломитов
gd ₁	20—600	Метапесчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые, переходящие по простиранию в кварц-серицитовые и серицитовые сланцы, базальные конгломерато-брекчии с обломками железистых кварцитов, жильного кварца, гранитоидов, метапесчаников, сланцев
<i>Стратиграфическое и нечеткое угловое несогласие</i>		
sx ₃ ⁸	10—90	Сланцы кварц-биотитовые филлитовидные, кварц-хлоритовые, кварц-слюдяные филлитовидные, безрудные кварциты
sx ₃ ⁷	40—70	Кварциты магнетитовые красно- и серополосчатые, неравномернослоистые, в зальбандах силикат-магнетитовые серополосчатые, сланцы кварц-магнетит-биотитовые
sx ₃ ⁶	350	Сланцы кварц-серицитовые и кварц-биотитовые филлитовидные с пластами кварц-полевошпатовых метапесчаников, безрудных и магнетит-силикатных кварцитов, железистых сланцев
sx ₂ ⁵ ₃	0—70	Кварциты магнетитовые и магнетит-железнослюдковые, краснополосчатые с маломощными пластами кварц-хлоритовых и кварц-биотитовых сланцев
sx ₂ ⁵ ₂	70—140	Кварциты магнетитовые и куммингтонит-магнетитовые серо-краснополосчатые, преимущественно среднеслоистые с пластами сланцев магнетит-куммингтонитовых, куммингтонит- и серицит-биотитовых
sx ₂ ⁵ ₁	20—40	Кварциты магнетит-куммингтонитовые перемежаются с куммингтонит-магнетитовыми, широкополосчатые
sx ₂ ⁴	150—200	Сланцы кварц-биотитовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-биотитовые с подчиненными прослоями безрудных кварцитов, пласт пиритоносных конгломератов, метапесчаники
sx ₁ ³ ₄	0—70	Сланцы кварц-магнетит-куммингтонитовые, кварц-магнетит-хлоритовые с пластами малорудных кварцитов того же состава

Серия	Свита	Подсвита	Горизонт	Подгоризонт	
Криворожская (PR ₁)	Саксаганская (PR _{1sx})			Верхний магнетит-силикатных кварцитов и сланцев кварцитов	
			Второй железистых кварцитов	Нижний железисто-силикатных сланцев	
				Нижний силикат-магнетитовых кварцитов	
			Первый железистых кварцитов	Верхний магнетитовых краснополосчатых кварцитов	
				Средний магнетитовых серополосчатых кварцитов	
				Нижний магнетитовых краснополосчатых кварцитов	
			Первый сланцевый	Верхний микросланцевый Силикат-магнетитовых кварцитов	
				Нижний микросланцевый	
		Скелеватская (PR _{1sk})			Карбонат-тальковый Слюдяных филлитовидных сланцев Кварцитовидных метапесчаников
		Новокриворожская (PR _{1nk})			

Индекс	Мощность, м	Породы
$sx_1^3 3$	50—300	Кварциты и кварцито-сланцы магнетит-куммингтонитовые, реже куммингтонитовые, магнетит-сидероплезит-хлоритовые, мартит-дисперсногематитовые, нечетко- и неравномернополосчатые с пластами сланцев того же состава
$sx_1^3 2$	30—170	Сланцы магнетит-куммингтонитовые, магнетит-биотитовые, магнетит-хлорит-сидероплезитовые, дисперсногематитовые с вкрапленностью магнетита или мартита и пластами кварцито-сланцев того же состава
$sx_1^3 1$	10—30	Кварциты куммингтонит- и хлорит-магнетитовые, серополосчатые, среднеслоистые с прослоями кварц-куммингтонитовых или кварц-хлоритовых сланцев
$sx_1^2 3$	20—40	Кварциты магнетитовые, иногда с железной слюдой, краснополосчатые с линзами серополосчатых, преимущественно тонкослоистые
$sx_1^2 2$	50—120	Кварциты магнетитовые и куммингтонит-магнетитовые, серополосчатые, средне- и тонкослоистые, в основании магнетит-куммингтонитовые
$sx_1^2 1$	20—60	Кварциты магнетитовые краснополосчатые, местами красно-серополосчатые, средне- и широкополосчатые, в основании (до 10 м) магнетит-куммингтонитовые широкослоистые
$sx_1^1 3$	17—42	Сланцы кварц-биотитовые, кварц-серицитовые, метапесчаники кварцевые
$sx_1^1 2$	30—60	Кварциты куммингтонит-биотит- и хлорит-магнетитовые, серополосчатые, неравномернослоистые с прослоями и пластами хлоритизированных биотитовых и куммингтонит-биотитовых сланцев, иногда с гранатом
$sx_1^1 1$	20—40	Сланцы кварц-биотитовые и кварц-серицитовые с пластами тремолитовых пород, безрудных кварцитов и полевошпат-кварцевых метапесчаников в основании
sk^3	7—65	Сланцы тальковые, хлорит-тальковые, прохлоритовая порода (метапикриты)
sk^2	20	Сланцы кварц-серицитовые, кварц-серицит-биотитовые
sk^1	40—50	Метапесчаники кварцитовидные мелкозернистые, в основании грубозернистые, переходящие в гравелиты
		<i>Стратиграфическое несогласие</i>
nk	—	Амфиболиты мелко- и среднезернистые массивные и сланцеватые, метапикриты, ортосланцы кварц-биотит-амфиболовые и кварц-биотитовые
		<i>Угловое несогласие</i>
	—	Гранитоиды днепропетровского комплекса

к мелкозернистым для свиты характерна резкая фаціальная изменчивость по латерали, слабая окантанность кластогенного материала, насыщенность полевошпатовой составляющей, наличие покровов метапикритов, завершающих разрез скелеватской свиты. По особенностям состава и характеру залегания слагающих ее пород скелеватская свита делится на три горизонта, в наименовании которых отражены основные черты их состава: нижний — кварцитовидных метапесчаников, средний — слюдяных филлитовидных сланцев и верхний — карбонат-тальковых пород, образованных по пикритовым порфиритам. Суммарная мощность свиты 70—130 м.

Саксаганская свита. Скелеватская свита перекрывается согласно залегающей на ней саксаганской свитой (PR_{1sx}), прослеженной непрерывной полосой вдоль всего простираия Кременчугской структуры, начиная от южных профилей Горишне-Плавнинского участка до северных — Харченковского участка. Общей особенностью свиты является хемогенно-терригенный состав слагающих ее пород, относительно мелководный характер осадочных фаций, наличие местных перерывов в осадконакоплении, не сопровождающихся корообразованием. Свита полиритмичного строения с резкими колебаниями мощности, связанными преимущественно с особенностями тектонического режима бассейна осадконакопления. Наиболее представительный разрез саксаганской свиты — на Галещинском участке, где она представлена четырьмя железистыми и четырьмя сланцевыми горизонтами с присущими для каждой из них особенностями состава и строения и общей видимой мощностью 1200 м (см. рис. 26 и табл. 7). В целом сланцевые горизонты характеризуются сочетанием в них малоуглеродистых сланцев разной глиноземистости и метапесчаников с железистыми сланцами, безрудными и малорудными кварцитами, количество которых увеличивается в сторону железистых горизонтов. Сланцы преимущественно филлитовидные, кварц-слюдяные, изредка хлоритовые и куммингтонитовые. Метапесчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые. Для большинства железистых горизонтов саксаганской свиты характерно упорядоченное строение по осадочному профилю, насыщенность силикатами, повышенная карбонатность и широкое развитие процессов куммингтонитизации.

В основании разреза саксаганской свиты залегает первый сланцевый горизонт (PR_{1sx_1}), имеющий трехчленное строение. Мощность его 17—60 м. В нижнем и верхнем подгорizontах находятся метапесчаники, сланцы кварц-содержащие биотитовые, серицитовые, биотит-серицитовые и безрудные кварциты с хемогенно-осадочным или кластогенным кварцем. Разделяющий средний горизонт слагается кварцитами куммингтонит-магнетитовыми, сланцами куммингтонит-биотитовыми и биотитовыми, в местах оруденения богатыми железными рудами.

На отложениях первого сланцевого горизонта согласно залегает первый горизонт железистых кварцитов ($PR_{1sx_1}^2$), с которыми связаны все разведанные в саксаганской свите месторождения легкообогатимых железистых кварцитов и Галещинское месторождение богатых руд. Горизонт прослеживается практически вдоль всего простираия Кременчугской моноклинали за исключением Мануйловского и Броварского участков, изменяясь в мощности от 10—30 до 180—200 м. Он подразделяется на три подгорizontа: нижний и верхний гематит-магнетитовых краснополосчатых кварцитов, средний, составляющий основной объем, магнетитовых серополосчатых кварцитов. Трехчленное строение и последовательность в изменении состава кварцитов от гематит-магнетитовых в подошве горизонта к магнетитовым различается в средней части и к гематит-магнетитовым кварцитам в кровле сохраняется вдоль всего его простираия и отражает специфику процессов седиментации, не свойственную в таком проявлении другим районам развития железисто-кремнистых формаций европейской части СССР. В составе горизонта преобладают четкополосчатые железистые кварциты магнетитового и гематит-магнетитового состава с постоянным наличием в них куммингтонита в виде индивид ализированных зерен, неправильных скоплений или самостоятельных прослоев.

Породы первого железистого горизонта согласно перекрываются вторым горизонтом железистых кварцитов ($PR_1sx_1^3$), пространственно повторяющим площади распространения первого железистого горизонта, с которым он имеет постепенные переходы. Отсутствие разделяющего сланцевого горизонта между железистыми горизонтами подчеркивает отличие условий осадконакопления Кременчугского района от Криворожского бассейна, находящегося с ним в одной структурно-фациальной зоне, где чередование железистых и сланцевых горизонтов закономерно.

Мощность второго горизонта железистых кварцитов изменяется от 20—50 м на Еристовском участке до 250—350 м на Горишне-Плавнинском. Петрографическую основу горизонта составляют куммингтонитовые разновидности кварцитов и сланцев, слагающие два парных железистых и сланцевых подгоризонта — нижний и верхний подгоризонты куммингтонит-магнетитовых кварцитов и нижний и верхний подгоризонты магнетит-кумингтонитовых сланцев. Разрез горизонта начинается нижним железистым подгоризонтом, сменяющимся нижним сланцевым, а затем верхним железистым и верхним сланцевым подгоризонтами. Железистым подгоризонтом свойственна аутигенно-минералогическая зональность, выявленная в разрезе многих железорудных районов докембрия Украинского щита и выраженная в последовательном увеличении содержания силикатов и соответствующем уменьшении прослоев железистых кварцитов в сторону приконтактных частей этих подгоризонтов. Для сланцевых подгоризонтов характерны безрудные и силикатсодержащие железистые кварциты, для нижнего сланцевого подгоризонта — тонкокристаллический рассеянный магнетит.

На втором железистом горизонте согласно залегает второй сланцевый горизонт ($PR_1sx_2^4$) мощностью от 30 до 150—300 м, имеющий региональное распространение. Максимальная мощность установлена на Галецинском и Горишне-Плавнинском месторождениях, минимальная — на Белановском участке. В составе его преобладают филлитовидные графитсодержащие кварц-биотитовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-биотитовые сланцы, содержащие подчиненные прослои метапесчаников, железистых сланцев, безрудных и малорудных железистых кварцитов. Главной отличительной особенностью горизонта является наличие в его разрезе внутриформационных пиритоносных конгломератов, прослеженных с небольшими перерывами вдоль всего простиранья. Мощность пласта конгломератов 1—6 м. В обломках находятся микросланцы, безрудные кварциты и жильный кварц. В цементе преобладает пирит, ассоциирующий с кварцем и серицитом.

Второй сланцевый горизонт перекрывает согласно залегающий на нем третий горизонт железистых кварцитов ($PR_1sx_3^5$), развитие которого ограничено центральной частью Кременчугского района. По особенностям состава горизонт расчленяется на три подгоризонта: нижний мощностью 20—40 м сложен преимущественно серополосчатыми магнетит-кумингтонитовыми кварцитами, переслаивающимися с кварцитами куммингтонит-магнетитового состава; в среднем преобладают магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты, содержащие прослои железистых и глиноземистых сланцев, мощность подгоризонта 70—140 м; верхний мощностью до 70 м состоит в основном из магнетитовых и магнетит-гематитовых кварцитов, содержащих пласты глиноземистых сланцев.

Выше по разрезу третьего железистого горизонта находится третий сланцевый горизонт ($PR_1sx_3^6$), картируемый в центральной части железорудного района. Мощность его достигает 300 м. В составе горизонта преобладают кварцсодержащие филлитовидные двуслюдяные сланцы, ритмично переслаивающиеся с метапесчаниками и прослоями безрудных кварцитов, гетерогенных по образованию. Одни из них сложены первично-хемогенно-осадочным перекристаллизованным кремнистым материалом, другие — кластогенным кварцем. Для разреза третьего сланцевого горизонта характерно наличие в карманообразных структурах седиментационных брекчий, которые рассматриваются нами как базальные образования вышезалегающей гданцевской

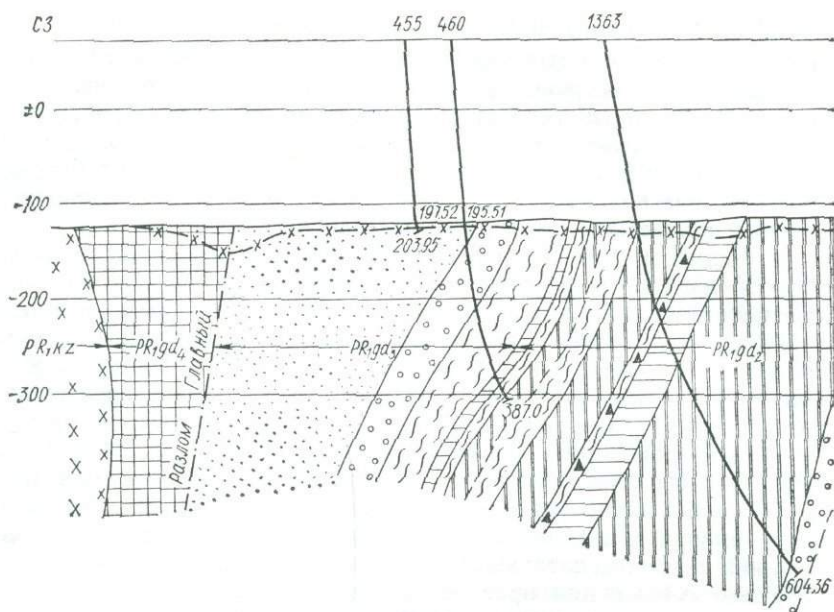


Рис. 27. Геологический разрез через Зарудьенский участок и Галещинское месторождение по профилю XXVII:

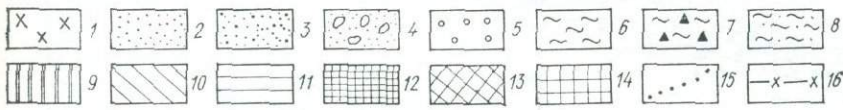
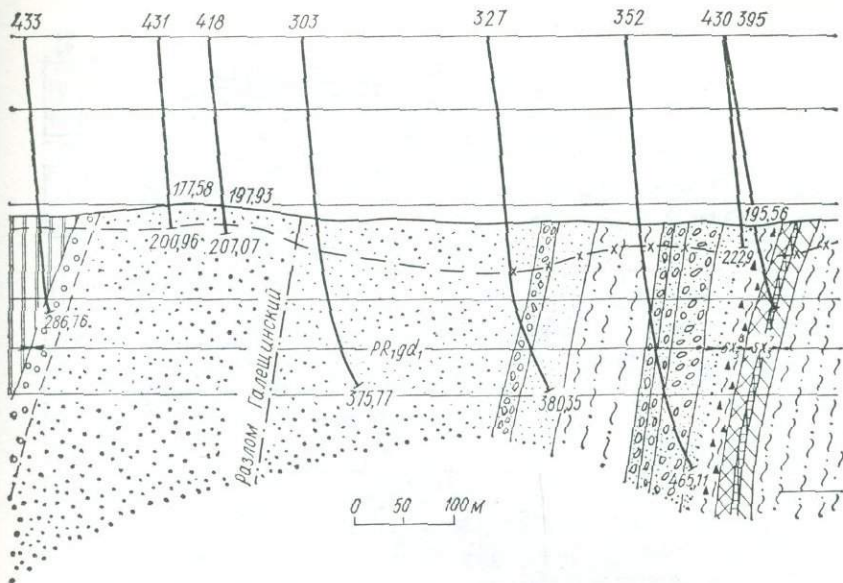
1 — граниты и мигматиты кировоградско-житомирского комплекса; 2 — метапесчаники кварцевые; 3 — метапесчаники полевошпат-кварцевые; 4 — брекчии седиментационные; 5 — кварциты безрудные; сланцы: 6 — кварц-биотитовые, 7 — то же, со вкрапленностью магнетита, 8 — кварц-серпичит-биотитовые филлитовидные; 9 — кварциты и сланце-кварциты магнетит-куммингтонитовые и магнетит-сидерит-хлоритовые; кварциты: 10 — магнетит-хлоритовые и магнетит-куммингто-

свиты [207]. В обломках находятся породы подстилающих горизонтов — железистые кварциты, метапесчаники и жильный кварц.

Стратиграфически выше третьего сланцевого горизонта залегают породы четвертого горизонта железистых кварцитов (PR_1, KZ_3^7). Горизонт мощностью 30—40, редко 70 м вскрывается только в контурах Галещинского участка. При небольшой мощности горизонта разрез его сравнительно постоянный и в целом отвечает общему характеру изменения состава пород по фациальному профилю. Так, нижняя и верхняя части сложены силикат-магнетитовыми серополосчатыми кварцитами, средняя — магнетитовыми и гематит-магнетитовыми серо- и краснополосчатыми их разностями.

Разрез саксаганской свиты в Кременчугском районе завершает четвертый сланцевый горизонт (PR_1, KZ_3^8). Он вскрывается в Галещинской синклинали, где мощность его составляет 35—100 м. Основной объем горизонта сложен кварц-сланцевыми филлитовидными сланцами, содержащими в основании прослои слобурдных магнетитовых и безрудных кварцитов.

Гданцевская свита. Саксаганская свита трансгрессивно перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями гданцевской свиты, имеющей с ней единый структурный план. В южном простирании железорудной полосы они подстилаются железистыми кварцитами четвертого железистого горизонта. В контурах Галещинского месторождения гданцевская свита лежит на сланцах четвертого сланцевого горизонта, далее на север она непосредственно контактирует с первым горизонтом железистых кварцитов и первым сланцевым горизонтом саксаганской свиты. На некоторых профилях Галещинского месторождения базальные слои гданцевской свиты заполняют образовавшиеся глубокие промоины в третьем и четвертом сланцевых горизонтах и четвертом горизонте железистых кварцитов саксаганской свиты. В северной части региональной структуры (участки Васильевский и Харченковский) линия контакта между саксаганской и гданцевской свитами осложнена тектоническим нарушением, частично завуалировавшим проявление углового несогласия. В целом отмеченные особенности контакта между этими свитами, а также наличие в базальных конгломератах гдан-



витовые. 11 — куммингтонит-хлорит-магнетитовые. 12 — магнетитовые серополосчатые, 13 — то же, краснополосчатые, 14 — магнетитовые и гематит-магнетитовые; 15 — линии стратиграфического несогласия; 16 — граница процессов окисления

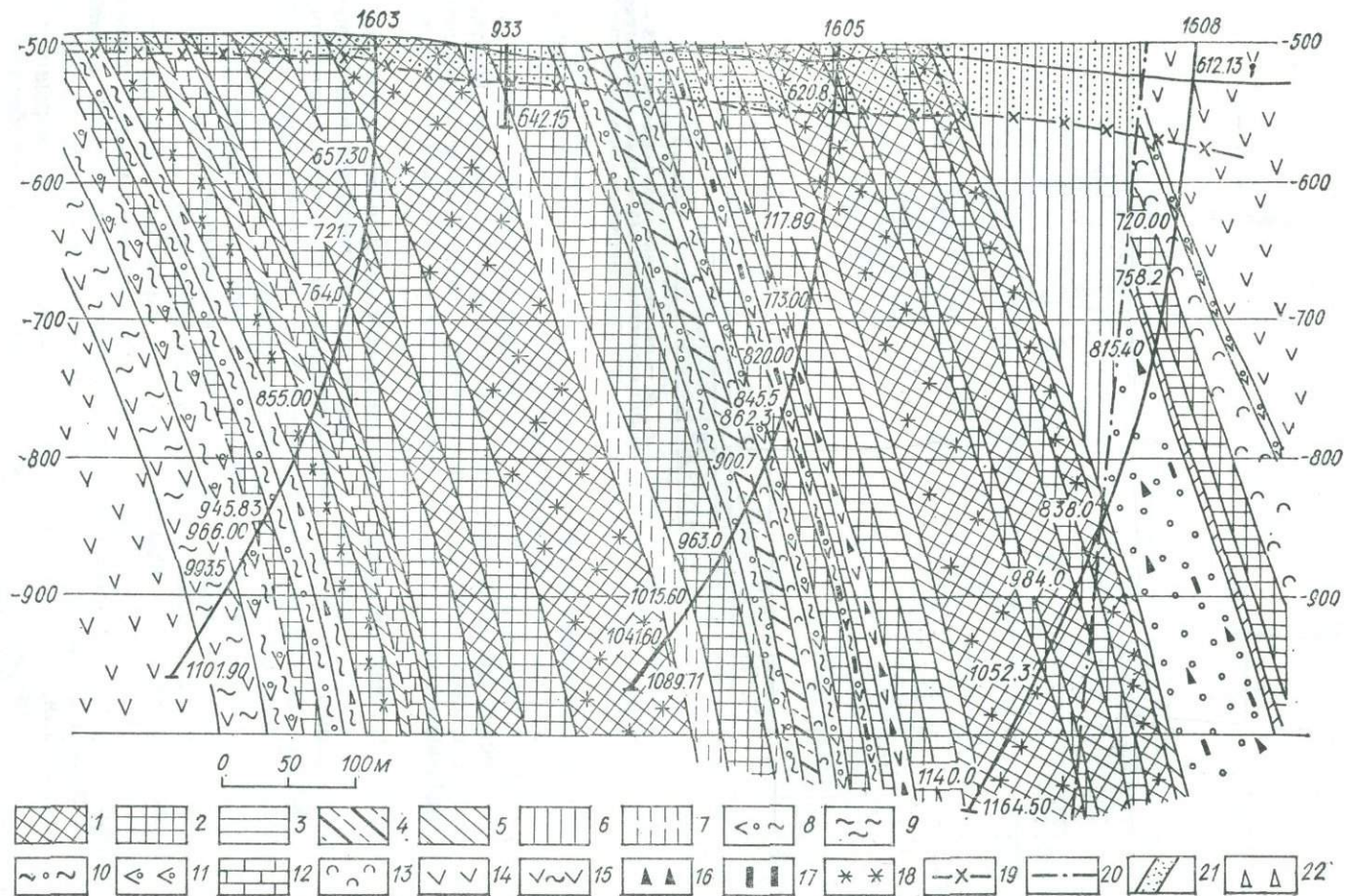
цевской свиты обломков складчатых кварцитов нижезалегающих горизонтов саксаганской свиты [207] свидетельствуют о длительном перерыве на границе двух свит и возможном формировании гданцевской свиты на породах саксаганской свиты, ранее испытавших складкообразование. Полученные данные в свою очередь предопределяют необходимость пересмотра стратиграфической номенклатуры гданцевской свиты и перевода ее в ранг «серии».

Породы гданцевской свиты, уникальной по составу и строению, протягиваются вдоль западного контакта Кременчугской железорудной полосы от южного фланга Еристовского месторождения до ее северной оконечности у с. Юрки. На этой площади породами свиты полностью слагаются Зарудьенский, Мануйловский, Броварковский участки и основная часть разреза Васильевского и Харченковского участков. Мощность гданцевской свиты крайне непостоянна: от 20—40 м на Белановском месторождении до 2,5 км на участках северного фланга Кременчугской структуры.

Главная особенность гданцевской свиты Кременчугского района — наличие мощных пачек железистых кварцитов, вскрытых на двух стратиграфических уровнях. Основанием для отнесения этих кварцитов к гданцевской свите послужили материалы геологического картирования последнего десятилетия, свидетельствующие о последовательном наращивании стратиграфического разреза гданцевской свиты от базальных ее образований вплоть до верхнего контакта (рис. 27). В качестве определяющих признаков, взятых за основу таких построений, были приняты следующие: нормальное стратиграфическое залегание железистых кварцитов среди пород гданцевской свиты — метапесчаников, доломитовых мраморов, высокоуглеродистых глиноземистых сланцев; участие с ними в единой складчатости; постепенность перехода и неоднократное переслаивание с этими породами. Эти новые выводы подтверждены результатами анализов изотопного состава серы и углерода, указывающими на принадлежность доломитовых мраморов к первично-осадочным образованиям, серы сингенетичных сульфидов — к наиболее изотопно-тяжелой [157, 206, 207], присущей породам гданцевской и

Рис. 28. Геологический разрез через Броварковский участок по профилю V—V:

1 — кварциты магнетитовые иногда с железной слюдкой ($Fe_{\text{магн}} > 26\%$); 2 — кварциты магнетитовые ($Fe_{\text{магн}} > 26\%$); 3 — кварциты куммингтонит-магнетитовые ($Fe_{\text{магн}} 20-26\%$); 4 — кварциты магнетит-силикатные, преимущественно куммингтонитовые ($Fe_{\text{магн}} 14-20\%$); 5 — кварциты магнетит-кумингтонитовые, биотитовые, хлоритовые ($Fe_{\text{магн}} 10-14\%$); 6 — сланце-кварциты того же состава; 7 — кварцито-сланцы аналогичного состава; 8 — сланцы кварц-гранат-биотит-кумингтонитовые; 9 — сланцы кварц-биотитовые филлитовидные; 10 — сланцы кварц-гранат-слюдяные; 11 — сланцы кварц-гранат-кумингтонитовые; 12 — карбонатные породы; 13 — актинолититы; 14 — ортоамфиболиты; 15 — ортосланцы биотит-амфиболовые; 16 — с графитом; 17 — со ставролитом; 18 — с железной слюдкой; 19 — нижняя граница выветривания; 20 — тектонические нарушения; 21 — проявление процессов выветривания; 22 — наличие магнетита



глеватской свит [16]. Парагенетическая связь железистых кварцитов с вулканогенно-осадочной толщей гданцевской свиты доказывается также находками в высокоглиноземистых сланцах, переслаивающихся с железистыми кварцитами, органических остатков [208], типичных для этой свиты Криворожского района [213].

По литолого-фациальным особенностям и условиям залегания вулканогенно-осадочная толща гданцевской свиты подразделена на пять подсвит, отражающих неоднократную смену фаций регрессивного осадконакопления фациями трансгрессивного. Первая, третья и пятая подсвиты существенно кластогенные, вторая и четвертая — железорудные (см. рис. 27; рис. 28). Практическую ценность имеют железистые кварциты четвертой подсвиты, с которой связаны все прогнозные запасы железистых кварцитов гданцевской свиты, составляющие около половины общих прогнозных запасов Кременчугского железорудного района.

Разрез гданцевской свиты начинается повсеместно распространенной первой подсвитой метапесчаников и сланцев [206] мощностью от 20—130 до 600—760 м. Она протягивается от Еристовского участка на юге до Васильевского на севере (см. рис. 26). Подсвита слагается метапесчаниками, доломитовыми мраморами, обычно кварцитсодержащими, кварцито-песчаниками, иногда с пирокластикой, филлитовидными углеродистыми сланцами, безрудными кварцитами. В базальном слое Галещинского участка вскрываются и седиментационные брекчии, сложенные обломками пород подстилающих горизонтов, гранитов и жильного кварца. На Еристовском и Белановском месторождениях преобладают кварцсодержащие доломитовые мраморы, которые перемежаются с маломощными прослоями метапесчаников, безрудных кварцитов и кварц-биотитовых филлитовидных сланцев. На Галещинском участке в наиболее полном разрезе подсвита имеет трехчленное строение, обусловленное сменой грубообломочных пород основания разреза филлитовидными кварц-биотитовыми сланцами, а затем метапесчаниками (см. рис. 27). Переход к вышезалегающей первой подсвите железистых кварцитов постепенный и осуществляется через метапесчаники, тонкозернистые сланцы или хемогенно-осадочные безрудные кварциты, напоминающие по внешнему облику, составу и структуре прослой безрудных кварцитов саксаганской свиты.

Первая подсвита железистых кварцитов с максимальной мощностью на алецинском месторождении (примерно 650 м) и минимальной на Белановском (около 80 м) прослеживается в основном вдоль простирания гданцевской свиты. Подсвита слагается преимущественно железистыми породами — от железистых кварцитов (магнетитовых, гематит- и куммингтонит-магнетитовых, а также магнетит-куммингтонитовых) до железистых сланцев, фациально замещающих друг друга. При высоком содержании куммингтонита она переходит в сланце-кварциты и кварцито-сланцы с соответствующим соотношением кварцевых и сланцевых слоев и различными содержаниями магнетита и кварца. Обогащенные куммингтонитом породы встречаются на всех уровнях разреза второй подсвиты, нередко непосредственно перекрывая и подстилая гематит-магнетитовые и существенно магнетитовые кварциты. Помимо железистых пород в разрезе подсвиты встречаются метапесчаники, доломиты, биотитовые, магнетит- и серицит-биотитовые сланцы. На отдельных профилях в подошве и кровле железорудной подсвиты появляются светло-розовые и серые безрудные кварциты с кластогенным кварцем (см. рис. 27). Следы регенерации и наличие многофазовых включений отличают его от хемогенно-осадочного кварца железистых кварцитов саксаганской и гданцевской свит.

Вторая подсвита микрокварцитов, доломитов и сланцев с видимой мощностью до 300—400 м прослеживается от южных профилей Зарудьенского участка до крайних северных Броварковского. Свита пестрого петрографического состава. Преобладают метапесчаники, высокоглиноземистые и двуслюдяные графитсодержащие сланцы, безрудные кварциты, доломитовые мраморы, ортопороды. В виде маломощных прослоев неоднократно и пре-

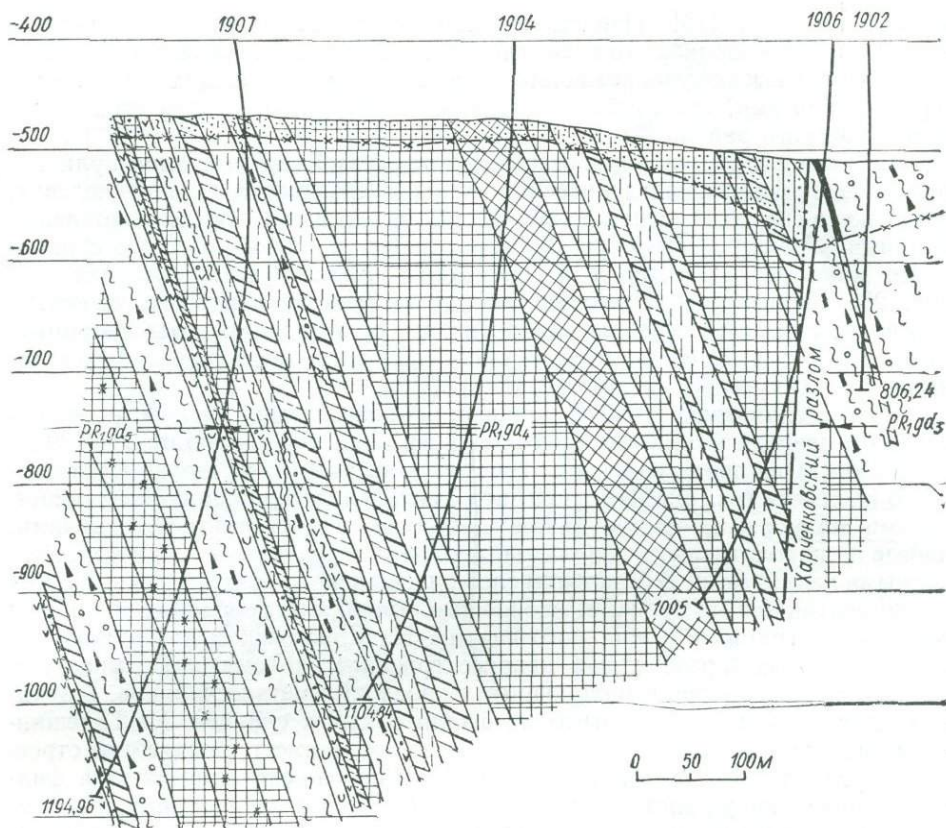


Рис. 29. Геологический разрез через Броварковский участок по профилю III—III. Условные обозначения см. на рис. 28

имущественно в верхней части разреза появляются маломощные прослои железистых кварцитов. Одни из них залегают среди глиноземистых сланцев, метапесчаников и безрудных кварцитов, другие — контактируют с доломитами и апопикритами (рис. 29). Железистые кварциты — гематит-магнетитовые и магнетитовые. Появление прослоев железистых кварцитов в верхней части разреза третьей, существенно терригенной подсвиты свидетельствует о постепенном переходе ее в вышезалегающую толщу железистых кварцитов. В верхних частях разреза, прилегающих главным образом к Харченковскому разлому, появляются ортопороды, представленные аподиабазовыми и диабазо-апопорфиритовыми амфиболитами и апопикритами. Постоянное развитие вулканитов вблизи магистрального разлома свидетельствует о трещинном характере их излияний.

Вторая подсвита терригенных пород согласно перекрывается второй (верхней) подсвитой железистых кварцитов, слагающей основную часть разреза гданцевской свиты на площадях северо-западных участков, где они образуют полосу, прослеживающуюся на расстоянии около 15 км при общей ширине 200—1100 м (см. рис. 26). Фрагменты этой подсвиты вскрываются также и на Зарудьенском участке, в зоне контакта с Криворожско-Кременчугским разломом. Резкое изменение мощности подсвиты связано со срезанием части разреза субмеридиональными разломами, относящимися к конседиментационным и омоложенными в поздние этапы формирования складчатой структуры.

Четвертая подсвита делится на два горизонта: нижний — силикатных кварцитов и сланцев и верхний — железистых кварцитов. Нижний горизонт мощностью до 340 м прослеживается на расстоянии 8 км от южных профилей Харченковского участка до северного фланга Мануйловского. В его составе преобладают кварц-гранат-куммингтонитовые кварцито-сланцы и

сланце-кварциты. В подчиненном количестве находятся магнетит-куммингтонитовые кварциты, гранатсодержащие биотитовые и куммингтонитовые сланцы. Между всеми породами наблюдаются взаимопереслаивание и фациальные переходы по латерали.

Верхний горизонт железистых кварцитов мощностью 200—800 м слагает в основном северо-западную часть Харченковского, Мануйловского и Броварковского участков (см. рис. 36). Горизонт характеризуется полным или почти полным отсутствием упорядоченного строения по фациальному профилю и резкой фациальной взаимозамещаемостью пород по латерали. Быстрая смена осадочных фаций связана с блоковым строением северо-западных участков, дифференцированное перемещение которых привело к формированию *поднятий и депрессий с характерным для каждого из них набором пород*. Участки поднятий слагаются преимущественно железистыми сланцами, закономерно переслаивающимися с метапесчаниками, доломитами, углеродистыми слюдяными и высокоглиноземистыми сланцами и ортопородами. Железистые кварциты в таких структурах составляют не более 20—40 %. В отличие от участков поднятий, депрессии полностью слагаются железистыми кварцитами преимущественно гематит-магнетитового и магнетитового состава. По качеству они не отличаются от наиболее продуктивных горизонтов саксаганской свиты. Значительная мощность и протяженность верхней подсвиты, промышленные масштабы и высокое качество железистых кварцитов определяют практическую ценность гданцевской свиты Кременчугского железорудного района.

Разрез криворожской серии Кременчугского района завершается третьей подсвитой сланцев и доломитов [206]. Подсвита протягивается узкой полосой вдоль западного контакта железорудного района, повторяя площадь развития подстилающей ее второй подсвиты железистых кварцитов, с которой она имеет постепенные переходы (см. рис. 29). В пограничной зоне развиты смешанные породы, представленные преимущественно малорудными кварцитами и железистыми сланцами, переслаивающимися с метапесчаниками, высокоуглеродистыми двуслюдяными, биотитовыми, серицитовыми и ставролитовыми сланцами, безрудными кварцитами и доломитами, составляющими петрографическую основу третьей подсвиты. Для подсвиты типична тонкая перемежаемость слагающих ее осадочных пород и их фациальная изменчивость по латерали, а также наличие в ее разрезе покровов ультраосновных и основных пород и железистых кварцитов, образующих пласты мощностью 20—60 м. Железистые кварциты представлены магнетитовыми и гематит-магнетитовыми разностями, аналогичными одноименным кварцитам железорудных подсвит. Наиболее характерна пространственная сопряженность железистых кварцитов с доломитовыми мраморами, не объяснимая с точки зрения нормального осадконакопления. Наличие столь «запрещенного» породного парагенезиса как в третьей подсвите, так и в других подсвитах гданцевской свиты — следствие проявления вулканической деятельности, которая служила не только дополнительным источником железа и кремнезема, но и изменяла режим бассейна осадконакопления.

Среднее Приднепровье

Распространение комплекса метаморфических образований конкско-верховцевской серии, по мнению большинства исследователей, ограничивается синклинорными структурами района Среднего Приднепровья: Верховцевской, Чертомлыкской, Сурской, Конкской, Белозерской и, вероятно, Софиевской [70, 77, 81], а супракрустальные породы, развитые за их пределами, включаются в состав аульской серии [23]. По морфологическим признакам, внутреннему строению и пространственному положению эти структуры делятся на две группы. К одной из них относятся Сурская, Чертомлыкская и Софиевская синклинорные структуры, сложенные метавулканиками, имеющими в плане неправильную, но близкую к изометрической форму и тяготеющие к внутренней зоне Приднепровского тектонического блока. Дру-

гая группа объединяет Верховцевский, Конкский и Белозерский синклинии, удлиненные в субмеридиональном направлении и приуроченные к периферическим участкам блока. Крылья этих складок сложены породами конкской свиты, а ядра — отложениями белозерской и тепловской свит.

Общая конфигурация обоих видов структур осложнена резкими выступами слагающих их метаморфических образований в окружающие мигматиты, представляющими собой в большинстве случаев типичные для складчатых форм зеленокаменных «поясов» докембрия килевидные складки [109], реже — тектонические блоки. Именно в этих выступах сохранились самые полные разрезы нижнеконкской, а местами — среднеконкской подсвит (Грушевская и Карнаухова синклинали Сурского синклинория, Чкаловский выступ Чертомлыкского района, Западный участок Белозерского района, Алферовский участок Верховцевского района и др.).

Первоначальный пликвативный облик рассматриваемых структур наглядно виден на участках развития килевидных складок (амебообразные очертания), в значительной степени завуалирован разновозрастными и разномасштабными разрывными дислокациями и отчасти интрузиями гранитов сурско-токовского комплекса. Разломами нескольких систем во многом определены внешняя форма синклинориев на современном эрозионном уровне и мозаично-блоковое их внутреннее строение. Перемещениями блоков обусловлено исчезновение стратиграфических границ, частичное или полное выпадение из разрезов отдельных стратиграфических подразделений и, как следствие, тесное сонахождение пород разного возраста и разной степени метаморфизма.

Собственно зеленокаменные структуры (Сурская и др.) ограничиваются преимущественно дизъюнктивами диагональной системы и меньше — ортогональной. Основная внутренняя перестройка в них связана с разрывами субмеридиональной и субширотной ориентировок, расчленяющими структуры на несколько блоков первого порядка со своими геологическими особенностями. В Чертомлыкском (Чкаловский участок) и Сурском (Соленовский участок) районах в местах пересечения таких нарушений обнаруживаются зоны, в которых стратифицированные метавулканы интенсивно инъецированы небольшими телами альбитизированных гранитов и гранит-порфиров, вероятно, сурско-токовского комплекса с обширными низкотемпературными экзоконтактовыми изменениями (серицитизация и др.).

В синклинориях второй группы (Белозерский и др.) преобладают субмеридиональные взбросы и надвиги с амплитудами до нескольких километров. Их простираения совпадают или являются близкими с направлениями осевых поверхностей главных складок. С ними нередко связаны дайки сиенит-порфиров (Белозерский и Конкский районы), интрузии ультрабазитов (Конкский и Верховцевский районы) и зоны проявления щелочного метасоматоза (Северный участок Белозерского района). Вдоль разрывов этой системы обычно прослеживаются контакты конкской и белозерской свит во всех районах. Совместно с диагональными и субширотными разломами они формируют блоки разных порядков с характерными, как и у структур первой группы, геологическими признаками.

Не менее сложны и не до конца изучены взаимоотношения метаморфических образований конкско-верховцевской серии с гранитоидами. Породы конкской свиты обнаруживают всюду признаки активного влияния последних — мигматизацию, гранитизацию и другие виды метасоматических изменений, повышение степени метаморфизма, базификацию, рассланцевание. Причем они проявляются не только на контактах с более молодыми гранитами сурско-токовского комплекса, что можно объяснить, признавая корреляционную схему УРМСК, лишь явлениями реомобилизации пород фундамента — мигматитов и гранитогайсов днепропетровского комплекса.

Чертомлыкскую и Сурскую структуры, заключающие опорные разрезы конкской свиты и проявляющие поразительное геологическое сходство, удобно рассмотреть совместно. Обе они представляют собой фрагменты корытообразных складок с максимальными глубинами погружения шарниров

6—8 км [127]. Размеры их в плане примерно одинаковые (32—34 на 15—18 км), падение плоскостей сланцеватости и контактов пород в основном крутое (70—80°), в крыльях всегда направленное во внутрь структур.

Общие особенности строения синклиналией хорошо видны в физических полях. В гравитационном поле у них проявляются вытянутые вдоль осевых плоскостей зоны максимальных градиентов силы тяжести, соответствующие наибольшим мощностям метаморфических пород [127]. У Чертомлыкской структуры такая зона характеризуется двумя эпицентрами, из которых южный фиксирует положение ядра главной складки, а северный — синклиналию второго порядка на Чкаловском выступе. У Сурской складки зона максимальных градиентов гравитационной аномалии находится у северо-восточного борта с частичным смещением за видимые границы развития метавулканитов в поле гранитов, что обусловлено, очевидно, надвиговой природой разлома, ограничивающего структуру с северо-востока.

Повышенные значения магнитного поля (от 10 до 100 тыс. гамм и более), отражающие положение маркирующих отложений среднеконкской подсвиты, прослеживаются узкими подковообразными зонами по периферии структур: у Чертомлыкской вдоль восточной и южной границ, у Сурской — параллельно юго-западному и северному бортам. Наружные участки этих зон сложены породами нижнеконкской подсвиты, а внутренние — верхнеконкской (см. рис. 1). Таким образом, приведенные особенности гравитационных и магнитных полей над рассматриваемыми структурами определенно указывают на отсутствие у Чертомлыкской складки западного крыла и северного замыкания, а Сурской — северо-восточного крыла и южного замыкания, что хорошо подтверждается и результатами бурения.

Масштабы развития отдельных стратиграфических подразделений в составе синклиналией неравнозначны, что связано как с первичными условиями накопления осадочно-вулканогенных толщ различной мощности, так и с вторичными, отмеченными выше, тектоническими факторами, в результате действия которых наименее сохранились самые древние отложения, залегающие по периферии структур. В частности, все три толщи нижнеконкской подсвиты — I мафическая, I ультрамафическая и II мафическая — развиты только в некоторых килевидных складках — Грушевской Сурского и Чкаловской Чертомлыкского районов. Мощность разреза подсвиты на этих участках превышает 3000 м. За их пределами отложения нижнеконкской подсвиты представлены в ограниченном объеме или отсутствуют.

В юго-западном крыле и северном замыкании Сурского синклинория в основном сохранились породы I ультрамафической и II мафической толщ. Мощность их изменяется, но в целом резко уменьшается в южном направлении. В Чертомлыкском районе южнее Чкаловского выступа — восточное крыло (Чертомлыкское месторождение) и южное замыкание (Алексеевский участок) структуры — обнаруживается лишь самая верхняя часть разреза II мафической толщи мощностью от десятков до первых сотен м.

Отложения среднеконкской подсвиты в обеих структурах прослеживаются по простираанию в тех же границах, что и нижнеконкской. Максимальная мощность ее разреза (600—800 м) и насыщенность железистыми породами также отмечаются в синклиналях второго порядка (Западно-Карнауховский участок Сурского района) или в непосредственной близости от них (Чертомлыкское месторождение). Мощность железорудных пластов здесь достигает 300 м. На остальной площади породы подсвиты полностью выклиниваются. При этом железистые пласты распадаются на обособленные линзы, а мощность их уменьшается до десятков метров.

Основной объем синклиналией занимают породы верхнеконкской подсвиты мощностью 8—9 км. В Чертомлыкском районе III мафическая, II ультрамафическая и I салическая толщи, как и нижележащие стратиграфические подразделения, устойчиво прослеживаются субпараллельно юго-восточному и южному бортам структуры. Мощность их возрастает в южном направлении. IV мафическая толща практически выклинивается в том же направлении, а V мафическая, наоборот, приобретает значительную мощ-

ность (более 4 км). Поэтому большая часть площади южной половины синклинорной структуры занята метабазами V и III мафических толщ. Отложения II салической толщи, завершающие разрез конкской свиты, образуют на поверхности кристаллического фундамента выход, по форме близкий к эллипсоидному, размером 10 на 5 км, смещенный к северо-западному борту структуры (см. рис. 1).

В Сурском районе мощность III мафической и II ультрамафической толщ увеличивается в северном направлении. Поведение по простираению мало-мощной I салической и мощных IV и V мафических толщ не совсем ясно, однако совершенно очевидно, что преобладающая внутренняя площадь синклинория сложена зеленокаменными образованиями двух последних из них. Метабазиты и метаацидиты самой молодой в данном районе салически-мафической толщ, не обнаруженной в Чертомлыкской структуре, слагают юго-восточную часть синклинория. Очень большая видимая мощность этой толщ (более 7 км) обусловлена ее дислоцированностью с образованием синклинальной и двух сопряженных с нею антиклинальных складок второго порядка (см. рис. 1).

Конкская свита. Степень метаморфизма пород конкской свиты в рассматриваемых структурах не зависит от их стратиграфического положения, а определяется пространственной позицией и общим зональным характером проявления метаморфизма. Наименее метаморфизованные образования зеленосланцевой фации слагают внутренние зоны синклинориев, а более измененные, соответствующие эпидот-амфиболитовой фации, — внешние. В Чертомлыкском районе слабо метаморфизованные породы распространены в восточном крыле складки, в Сурском они занимают большую часть его площади. Ширина окаймляющей зоны проявления эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма составляет от сотен метров (южная часть восточного крыла Чертомлыкского синклинория) до нескольких километров.

Софиевская структура наименее изучена. Основываясь на материалах геофизических и геологических съемок, можно заключить, что она состоит из двух блоков зеленокаменных образований, смещенных относительно друг друга вдоль разлома северо-восточного направления. Северный блок имеет размеры 11 на 15, южный — 8 на 8 км. Границы у них неправильные как следствие процессов ультраметаморфизма, местами прямолинейные, связанные с разрывными нарушениями диагональной и ортогональной систем. Относительно однородный петрографический состав пород и отсутствие маркирующих толщ маскируют геологическую природу структуры. С учетом положения эпицентра гравитационной аномалии в средней части северного блока и по аналогии с существенно вулканогенными Сурской и Чертомлыкской синформами Софиевская структура рассматривается нами также в качестве отрицательной складчатой формы, осложненной разрывными деформациями и гранитизацией.

Ассоциация пород, слагающих структуру, на 70—80 % состоит из метабазитов. Остальная ее часть представлена в основном мигматитами, жильными телами гранитов, иногда диоритов. Кроме того, она включает кислые метавулканиты (3—5 %) и метаультрабазиты (менее 1 %).

Метабазиты объединяют несколько структурных разновидностей: амфиболиты, метабазальты, метадолериты, метагабродолериты. Все они сложены зеленой роговой обманкой и плагиоклазом. В отдельных образцах встречаются реликты ромбического и моноклинального пироксенов или первичной буро-зеленой роговой обманки. Во всех разновидностях метабазитов с палимпсестовыми структурами состав плагиоклаза изменяется от андезина № 32 до битовнита № 78, в амфиболитах он обычно не бывает основнее андезина (№ 32—41). По химическому составу метабазиты соответствуют нормальным толеитовым базальтам: умеренно глиноземистым ($a'_{\text{Cr}} = 0,87$), мезократовым ($f'_{\text{Cr}} = 18,2$), натриевой серии с высоким коэффициентом железистости ($K_{\text{фCr}} = 77,9$ %).

Кислые метавулканиты представлены плагиопорфирами, довольно однородными по минеральному и химическому составу. Обычно это светлые

Таблица 8. Средний химический состав плагиопорфиров и гранитной неосомы мигматитов

Оксид	Проба		Оксид	Проба	
	1	2		1	2
SiO ₂	74,7	74,4	MnO	0,01	0,02
TiO ₂	0,1	0,2	MgO	0,4	0,4
Al ₂ O ₃	14,6	14,8	CaO	2,2	2,6
Fe ₂ O ₃	0,5	0,3	Na ₂ O	5,2	4,7
FeO	0,9	1,2	K ₂ O	0,5	0,5

Примечание. 1 — плагиопорфиры (восемь анализов), 2 — неосома мигматитов (четыре анализа). Св. 6060, 6015, 6088, 6093, 6105, 6118. Анализы выполнены в лаборатории химико-физического анализа ИГФМ АН УССР, аналитики Л. В. Годунова и А. А. Стыгина.

розоватые или желтоватые породы, порфиоровые, сложенные плагиоклазом, кварцем и второстепенными биотитом и мусковитом. В фенокристаллах у них наблюдается зональный олигоклаз № 20—24, иногда гранулированный кварц. Размер порфиоровых выделений 0,5—2 мм. Основная масса пород тонкозернистая (0,1—0,2 мм) с гранобластической, иногда микрогранитовой структурой. Плагиоклаз основной массы более кислый (№ 16—18). По содержанию кремнезема (73—75 %) и щелочей (5—6 %) плагиопорфиры идентичны плагиоориолитам натриевой серии, нормальной щелочности. По величине коэффициента глиноземистости ($a'_{cp} = 7,9$) они относятся к весьма высокоглиноземистым породам.

Охарактеризованные порфиры отличаются от метаацидитов конкской свиты в остальных районах ее развития и, очевидно, являются жильными образованиями. Так, если они встречаются только в виде маломощных тел (до 1—3 м), контактируют как с метабазальтами, так и интрузивными метагаббродолеритами, представлены одним семейством метариолитов и включают вкрапленники олигоклаза с прямой зональностью, то кислые метаэффузивы других районов наряду с мелкими образуют крупные (100—200 м) сложные тела, охватывают три семейства (метаацинты, метариодациты и метариолиты), почти всегда содержат альбит, проявляют структурное разнообразие и контактируют лишь с эффузивными базитами и вулканогенно-обломочными породами. Кроме того, первые из них по химическому составу аналогичны неосоме мигматитов, инъецирующей метаморфические породы Софиевской структуры (табл. 8), что может указывать на общий для них магматический источник.

Толщи метабазитов Софиевской структуры отличаются совершенно своеобразным строением разрезов, заключающимся в частом чередовании метабазальтов, мелко- и среднезернистых метадолеритов. Мощность петрографически однородных интервалов пород в таких ассоциациях изменяется от долей до нескольких метров. Местами, в основном в северной части структуры, в них вклиниваются заведомо интрузивные тела метагаббродолеритов. Подобное строение сохраняется и на участках интенсивного бластеза, где чередуются мелко- и более крупнозернистые амфиболиты.

Таким образом, комплекс метаморфических образований рассматриваемой структуры характеризуется тесной связью базитов эффузивной и гипабиссальной интрузивной фаций, средним и основным, а не кислым составом плагиоклаза метабазитов с палимпсестовыми структурами, эпигенетической природой кислых вулканитов по отношению к вмещающим их зеленокаменным породам, равномерным по всей площади структуры метаморфизмом вулканитов в условиях эпидот-амфиболитовой фации, отсутствием первичноосадочных пород и значительной ролью ультрамафитов.

По перечисленным признакам Софиевская структура не является габбровым плутоном, пространственно связанным с метабазитами новокриво-рожской свиты, как это предполагалось ранее [57], а в целом сложена стратифицируемой зеленокаменной ассоциацией, не имеющей, однако, аналогов в разрезах конкской свиты ни в одном из районов Среднего Приднепровья.

В то же время эта ассоциация по структуре и составу сходна с составом и строением нижней части разреза второго (базальтового) слоя океанской коры, в котором базальты пронизаны густой сетью даек долеритов, практически не содержат ультрамафитов и осадочных пород, изменены в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма и подпираются снизу массивами габбро [230].

В случае подтверждения при дальнейших исследованиях такой точки зрения на природу комплекса метабазитов Софиевской структуры он должен быть выделен в самостоятельную свиту, соответствующую по времени образования этапу растяжения подвижной, вероятно, проторифтогенной зоны на территории Среднего Приднепровья и становления древней коры океанского типа, на которой сформировались более молодые отложения конкской свиты. В настоящее время эти породы удобнее всего относить к нерасчлененным образованиям конкской свиты.

Белозерская структура. Образования конкской свиты занимают значительную площадь в западном крыле и северо-восточной части синклинория. В составе свиты установлены все три подсвиты [70].

Породы нижнеконкской подсвиты развиты на Западном участке, где они прослежены единичными скважинами (218, 244, 391) в виде толщи метабазитов мощностью 500—1000 м вдоль западного борта структуры. Нижняя ее граница определяется контактом с гранитоидами, верхняя — с первым (западным) пластом железистых пород среднеконкской подсвиты. Подсвита сложена ортоамфиболитами, обычно рассланцованными окварцованными, иногда биотитизированными, с редкими прослоями сланцев кварц-биотит-плагноклаз-роговообманкового состава. Амфиболиты секутся жилами аплита и гранита.

Распространение отложений среднеконкской подсвиты также ограничивается площадью Западного участка, где видимая их мощность, обусловленная, вероятно, складчатостью, достигает 3500 м. В южном и северном направлениях мощность подсвиты резко уменьшается до 1—1,5 км. Разрез ее вскрыт по нескольким профилям, причем разбурены преимущественно, и то неполностью, пласты железистых кварцитов. В строении разреза выделяются два вещественно-структурных компонента — пачки с преобладанием железистых пород и разделяющие их пачки существенно сланцевого состава. В средней части Западного участка в результате бурения и геофизических съемок установлены четыре пачки железистых пород.

Нижняя (западная) железистая пачка мощностью 50—80 м состоит из трех маломощных (10—15 м) пластов железистых кварцитов и сланцев. Нижний железистый пласт сложен магнетит-грюнерит-роговообманковыми и грюнерит-кварц-гранатовыми железистыми сланцами, два верхних — роговообманко-магнетитовыми железистыми кварцитами. Между ними залегают пласты (8—30 м) парасланцев гранат-кварц-биотит-, биотит-мусковит-кварц- и гранат-роговообманко-плагноклазового и кварц-гранат-биотитового состава.

Вторая пачка, вскрытая скв. 254, 265 и 398, включает в себя пять пластов железистых пород и четыре пласта сланцев. Мощность тех и других изменяется от 7 до 30 м. Железистые пласты сложены грюнерит-, грюнерит-биотит- и гранат-биотит-грюнерит-магнетитовыми кварцитами, кварцито-сланцами, а также гранат-роговообманко-грюнеритовыми, кварц-грюнерит-биотитовыми и другими железистыми сланцами. В состав разделяющих пластов входят плагноклаз-кварц-биотитовые, альбит-биотитовые графитсодержащие, гранат-кварц-биотитовые, гранат-кварц-мусковитовые, гранат-роговообманко-кварц-биотитовые парасланцы и биотит-плагноклаз-кварцевые метапесчаники. Таким образом, две рассматриваемые железистые пачки по вещественному составу идентичны.

Третья снизу (с запада) железистая пачка состоит из двух пластов железистых пород. Достоверная мощность нижнего из них по скв. 412 и 413 не более 10—15 м, но в северном направлении она, по геофизическим данным, возрастает до 50—80 м. Верхний пласт по простиранию на полную мощность

(35—73 м) вскрыт скв. 413 и 429. Оба пласта сложены грюнерит-, биотит-грюнерит- и (реже) карбонат-магнетитовыми кварцитами и сланцами магнетит- и кварц-хлорит-грюнеритового состава, иногда с прослоями безрудных кварцитов.

В разрезе верхнего железорудного пласта третьей пачки, вскрытого скв. 413, отмечаются прослои своеобразных биотит-альбитовых сланцев с повышенным содержанием апатита и тела метаультрабазитов (хлорит-карбонат-тремолитовых сланцев). Разделяющий безрудный пласт состоит из кварц-хлорит-гранатовых, кварц-гранат-биотитовых, кварц-мусковитовых с графитом парасланцев и амфиболитов.

Четвертая, самая верхняя железистая пачка среднеконкской подсвиты представлена мощным (более 150 м) пластом грюнерит-магнетитовых кварцитов, включающих прослои гранатовых разновидностей и безрудных кварцитов. Мощность этого пласта уменьшается до 20—30 м в южной и северной частях Западного участка, причем в южном направлении состав железистых кварцитов не изменяется, в северном — они становятся биотитсодержащими.

Мощность двух первых снизу (с запада) нерудных пачек, разделяющих железистые пачки, составляет более 1000 м каждая, мощность третьей пачки изменяется от 200 до 20 м. Состав их пестрый, существенно метапелитовый: преобладают сланцы кварц-плагиоклаз-биотитовые, кварц-плагиоклаз-биотит-мусковитовые, гранат-плагиоклаз-биотитовые, биотит-кварц-гранатовые, гранат-кварц-плагиоклаз-биотит-мусковитовые, встречаются кварц-мусковитовые, кварц-хлоритовые, биотит-клиноцоизит-плагиоклазовые, клиноцоизит-кварц-плагиоклазовые, кварц-биотит-плагиоклаз-роговообманковые и др. В южной половине Западного участка между двумя верхними пачками железистых пород развиты менее метаморфизованные кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые, гранат-кварц-хлоритовые, альбит-биотитовые тонкозернистые сланцы, западнее последнего пласта железистых кварцитов прослеживается толща биотит-ставролит-плагиоклазовых кристаллических сланцев мощностью до 1000 м.

Роль амфиболитов в разрезе среднеконкской подсвиты резко подчиненная. Лишь единичными скважинами (331, 175, 170, 201) вскрыты сравнительно мощные (до 300 м) тела ортоамфиболитов, невыдержанные по простираанию. Стратиграфическая позиция их не выяснена. Возможно, они представляют собой перемещенные блоки пород нижнеконкской подсвиты. Наряду с метабазами в разрезе подсвиты встречаются тела метаультрабазитов, большинство которых, очевидно, имеет интрузивную природу.

Отложения верхнеконкской подсвиты развиты в северо-восточной части Белозерской структуры на площади около 150 км². Мощность разреза примерно 5000 м. С запада и юга метавулканы граничат с метапесчаниками и сланцами белозерской свиты, с севера и востока — с биотитовыми плагиогранитами и роговообманко-биотитовыми диоритами. Разрез подсвиты вскрыт фрагментарно редкими картировочными скважинами, однако достаточно равномерное их распределение по двум субширотным профилям, ориентированным вкрест простираания пород, позволяет судить о его вещественном составе в целом.

Основной породный фон подсвиты определяют метабазиты, представленные хлорит- и (реже) хлорит-амфибол-альбитовыми метабазальтами, метадолеритами, амфиболитами, зелеными сланцами, иногда метатрахибазальтами. Наряду с ними довольно широко распространены метаандезиты: хлорит-, эпидот-хлорит- и хлорит-серицит-альбитовые, афировые, реже порфиновые. Подчиненное значение в разрезе подсвиты имеют кислые вулканы, среди которых встречаются серицит-альбитовые метадациты, альбит- и кварц-серицитовые, как правило, порфиновые, метариодациты и метариолиты. Одной из скважин (0197) в восточном борту синклиория были встречены псефитовые метатуффиты, подобные аналогичным породам Чертомлыкского синклиория.

На преобладающей площади развития ортопороды верхнеконкской подсвиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и отличаются хорошей сохранностью первично-магматических структур. Исключение составляют лишь амфиболиты и ортосланцы, образующие сравнительно узкую полосу вдоль восточной границы синклиория с гранитоидами. Эти породы, как и вся ассоциация пород нижне- и среднеконкской подсвиты, претерпели метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации.

Накопленный к настоящему моменту фактический материал недостаточен для выяснения особенностей строения верхнеконкской подсвиты в Белозерском районе. Центральная и западная части этой площади сложены слабо метаморфизованными метавулканитами основного, среднего и кислого состава, причем в западной части встречаются метатрахибазальты. В восточной и крайней северо-восточной (Орлянский участок) частях преимущественно развиты ортоамфиболиты.

При сравнении рассмотренных разрезов конкской свиты с опорными обращает на себя внимание близкое вещественно-структурное сходство средней свиты в Белозерском и Чертомлыкском синклиориях. Совокупность пород верхней подсвиты может быть предварительно сопоставлена с верхами разреза V мафической, салическо-мафической и II салической толщами, т. е. в Белозерском районе возможен единственный случай совместного нахождения двух последних толщ.

Конкская структура имеет принципиальное геологическое сходство с Белозерской структурой. Образования конкской свиты здесь также залегают на крыльях синклиория. В западном крыле они распространены на площади Кирпотинского участка, в восточном — Южного и Юльевского участков. Предположительно в состав конкской свиты включаются метабазиты Промежуточного блока.

На Южном участке мощность отложений свиты составляет 7—8 км. Скважинами Веселянского профиля здесь вскрыты породы нижней, средней и верхней подсвиты. Толща метавулканитов нижнеконкской подсвиты мощностью 2000 м разбурена в восточной части участка (скв. 48—53), где контактирует снизу с гнейсами аульской серии (?). В ее составе распространены амфиболиты, метадолериты, зеленые сланцы, прослои актинолитовых сланцев. Метабазиты чередуются с телами гранитов и мигматитов, занимающих до 30—35 % объема подсвиты.

В средней подсвите преобладают парасланцы. В основании ее разреза (скв. 48) залегает пачка (2000 м) кварц-серицитовых сланцев с прослоями амфиболитов и зеленых сланцев. Затем следует пачка мощностью 150 м амфиболитов и железистых пород. Последние образуют пять пластов мощностью 10—15 м, сложенных железистыми амфиболовыми сланцами, магнетит-амфиболовыми, магнетит-карбонат-хлоритовыми кварцито-сланцами и кварцитами. Выше железистой пачки залегает пачка пород, по вещественному составу аналогичная подстилающей. Общая мощность среднеконкской подсвиты превышает 900 м.

Разрез верхнеконкской подсвиты, мощность которого достигает 5 км, исследован неполностью. В верхней его половине, освещенной скважинами Веселянского профиля (скв. 30—39) и профиля 16 (скв. 115—123), широко развиты метадолериты и зеленые сланцы — альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-хлорит-эпидот-амфиболовые, альбит-кварц-хлоритовые и др. Среди этих пород периодически встречаются пласты кислых метавулканитов мощностью 5—25 м (скв. 32, 33, 35, 36, 40), кварц-серицитовых и кварц-биотитовых парасланцев и единичные тела метаультрабазитов мощностью 15—150 м. Нижняя половина разреза подсвиты не разбурена.

Юльевский участок вытянут узкой полосой вдоль восточного борта Конкской синклинали на 25 км при максимальной ширине 1,7 км. Слагающие его породы вскрыты шестью буровыми профилями, четыре из которых находятся в северной части участка. Наиболее полные разрезы метаморфических пород получены в северной части района по Кирпотинскому профилю и в южной части — по профилю 12.

На юге этого участка разрез конкской свиты подробно исследован Ю. Ир. Половинкиной [178] и В. Д. Ладиевой [133]. Ниже приводятся общие особенности его строения с позиций моноклинального залегания пород.

Перебуренная по профилю 12 толща метабазитов и парасланцев мощностью более 800 м расчленяется на шесть пачек (снизу вверх мощность, м):

Первая. Сланцеватые, реже крупнозернистые амфиболиты и зеленые сланцы. Мощность верхней части разреза, вскрытая скважиной, 80 м; полная сохранившаяся мощность, вероятно, составляет сотни метров.

Вторая. Кварц-серицитовые сланцы с прослоями слюдяных кварцитов и железистых кварцито-сланцев, в верхней части — кислых метаэффузивов 160

Третья. Сланцеватые мелкозернистые амфиболиты с редкими пластами (10—15 м) массивных амфиболитов и кварц-серицитовых сланцев 200

Четвертая. Кварц-серицитовые сланцы с прослоями железистых кварцито-сланцев, кислых метавулканитов и амфиболитов 50

Пятая. Сланцеватые амфиболиты с маломощными пластами магнетит-силикатных кварцитов и кислых метавулканитов 200

Шестая. Сланцеватые и массивные амфиболиты более 100

Большая часть разреза, включающая железистые породы и парасланцы (пачки со второй по пятую), вероятно, относится к среднеконкской подсвите, нижняя и верхняя пачки соответствуют нижней и верхней подсвитам конкской свиты.

В северной части Юльевского участка породы конкской свиты образуют толщу мощностью 540 м, вскрытую скв. 24^к и 26^к. Толща почти полностью сложена амфиболитами, нередко биотизированными или эпидотизированными, иногда лейкократовыми (апоандезитовыми?). Несущественное место в объеме пачки занимают маломощные слои сланцев: мусковит-плагиоклаз-кварцевые, плагиоклаз- и амфибол-плагиоклаз-биотитовые, амфибол-кварцевые, гранат-кварц-амфиболовые, гранат-кварц-хлоритовые и др. В основании разреза пачки встречаются прослои гранат-пироксен-магнетитовых кварцитов. Там же отмечаются многочисленные жилы аляскитового плагиогранита и аплита, прослои биотитового плагиогнейса и тела метасоматических образований (эпидозитов, кварц-эпидот-амфибол-плагиоклазовых метатектитов). Стратиграфическое положение данной толщи аналогично позиции первой (метабазитовой) пачки, вскрытой на профиле 12.

Кирпотинский участок ограничивает синклиналь с северо-северо-запада. Протяженность его 12 при ширине более 2 км. Участок сложен породами средне- и верхнеконкской подсвиты, которые перебурены по десяти профилям. Изученная толща метаморфических пород, вскрытая скважинами Кирпотинского профиля (скв. 25^к — 13^к), характеризуется общей мощностью 2100 м и по петрографическому признаку расчленяется на две части.

Нижняя (северо-западная) часть мощностью 1450 м, насыщенная железистыми породами и метабазитами, стратиграфически соответствует средней подсвите конкской свиты, а верхняя, существенно метабазитовая, — верхней мощностью 650 м.

В разрезе средней подсвиты выделяются три пачки. Нижняя пачка включает три пласта железистых пород мощностью 100, 120 и 150 м и два разделяющих пласта амфиболитов (50 и 20 м). В составе железистых пластов распространены малорудные и безрудные железистые кварцито-сланцы и сланцы: магнетит-роговообманко-, магнетит-роговообманко-гранат- и биотит-роговообманко-грюнеритовые, грюнеритовые и др. В среднем и верхнем пластах в подчиненном количестве находятся магнетит-грюнеритовые кварцито-сланцы с высоким содержанием магнетита. Мощность нижней пачки 450 м.

Средняя пачка сланцевая. В нижней части преобладают кварц-ставролит-биотитовые сланцы, в верхней — кварц-плагиоклаз- и плагиоклаз-биотитовые. В висячем и лежащем боках пачки встречены пласты гранатсодержащих кварц-плагиоклаз-слюдяных сланцев. По падению пласты сланцев частично замещаются плагиомигматитами и микрогнейсами. Мощность пачки 180 м.

Для верхней пачки (800 м) характерно чередование пластов метабазитов, железистых пород, метаультрабазитов и парасланцев. Железистые

Таблица 9. Схема корреляции осадочно-вулканогенных

Серия	Верховцевский район				Свита	Подсвита	
	Свита	Подсвита	Породы	Мощность, м			
Конско-верховцевская (ARkv)	Белозерская (ARbl)	Белозерская (ARbl) — железисто-кремнисто-вулканогенно-терригенная	Верхняя — железисто-кремнисто-песчаниково-сланцево-вулканогенная (ARbl ₃)	Сланцы кварц- и кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицит- и кварц-хлоритовые, очковые эпидот-альбит-кварц-хлоритовые, метапесчаники, метаалевролиты, кварцевые порфиroidы	604		Верхняя — железисто-кремнистая (ARbl ₃)
			Средняя — песчаниково-сланцевая (ARbl ₂)	Кварциты магнетит-карбонатные малорудные и безрудные			
Белозерская (ARbl)	Белозерская (ARbl) — железисто-кремнисто-вулканогенно-терригенная	Верхняя — железисто-кремнисто-вулканогенно-терригенная	Верхняя — железисто-кремнисто-песчаниково-сланцево-вулканогенная (ARbl ₃)	Хлорит-магнетит- и магнетит-карбонатные кварциты с прослоями метапесчаников и узловатых сланцев	1275		Верхняя — железисто-кремнистая (ARbl ₃)
			Средняя — песчаниково-сланцевая (ARbl ₂)	Метапесчаники, кварц-серицит-альбит-карбонатные и серицит-альбит-кварцевые сланцы, кварцевые порфиroidы			
Белозерская (ARbl)	Белозерская (ARbl) — железисто-кремнисто-вулканогенно-терригенная	Верхняя — железисто-кремнисто-вулканогенно-терригенная	Верхняя — железисто-кремнисто-песчаниково-сланцево-вулканогенная (ARbl ₃)	На Самотканском участке развиты амфиболиты, кварц-хлоритовые, кварц-хлорит- и кварц-карбонат-альбит-карбонат- и эпидот-карбонат-альбит-кварц-хлоритовые сланцы, изредка встречаются кварцевые метапорфиры	1275		Верхняя — железисто-кремнистая (ARbl ₃)
			Средняя — песчаниково-сланцевая (ARbl ₂)	Метапесчаники, кварц-серицит-альбит-карбонатные и серицит-альбит-кварцевые сланцы, кварцевые порфиroidы			

образований Белозерской свиты Среднего Приднепровья

Белозерский район		Конкский район			
Породы	Мощность, м	Свита	Под-свита	Породы	Мощность, м
Сланцы кварц-серицит- и кварц-хлоритовые, мартит-карбонат-хлоритовые с прослоями мартит-хлоритовых кварцитов				Кварц-хлоритовые сланцы с гранатом и турмалином	
Кварциты хлорит-магнетитовые, биотит-магнетитовые, хлорит-магнетит-, магнетит- и хлорит-карбонатные, магнетитовые и карбонатные	300—500			Кварциты магнетит-гранат- и магнетит-карбонат-куммингтонитовые	
Сланцы кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-биотитовые и кварц-куммингтонитовые с тонкими прослоями мартитовых и дисперсномагнетит-мартитовых кварцитов				Гранат-хлорит-биотит-кварцевые сланцы и микрогнейсы, куммингтонит-биотит-хлорит-гранатовые сланцы	300—450
Метапесчаники кварцевые, сланцы кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые с прослоями метагравелитов, метаалевролитов, кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиридов				Кварциты магнетит-куммингтонитовые	
Метапесчаники кварцевые, сланцы кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые с прослоями метагравелитов, метаалевролитов, кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиридов	1250			Сланцы роговообманковые, хлорит-биотит-актинолитовые, биотит-хлорит-кварцевые	
Сланцы кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлоритовые с прослоями метапесчаников и метаалевролитов, кварц-карбонатных, кварц-хлорит-карбонатных и кварц-серицит-карбонатных пород; в верхах толщи изредка встречаются кварцевые порфириды				Кварциты куммингтонит-магнетитовые, малорудные гранат-магнетит-амфиболовые, безрудные гранат-биотит-амфиболовые	
				Апопорфиновые очковые альбит-хлорит-кварц-биотитовые сланцы	500
				Хлоритовые и кварц-хлорит-биотитовые сланцы с маломощными потоками метаэффузивов и их туфов	
				Рассланцованные метапорфириты	
				Кварц-хлорит-серицитовые, хлорит- и гранат-биотит-хлорит-кварцевые сланцы с маломощными потоками метаэффузивов	

Белозерская (ARb1) — железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая

Верхняя — железисто-кремнистая (ARb1₂)

Средняя — сланцевая (ARb1₃)

Серия	Верховцевский район					
	Свита	Подсвита	Породы	Мощность, м	Свита	Подсвита
Конкско-верховцевская (ARkv)	Белозерская (ARbl) — железисто-кремнисто-вулканогенно-терригенная	Нижняя — песчаниково-сланцево-метапикритовая (ARbl ₁)	Тальк-карбонатные и хлорит-тальк-карбонатные породы, карбонат-тальковые, хлорит-тремолитовые и прохлоритовые сланцы, тремолиты и актинолиты. Иногда встречаются магнетит-куммингтонитовые кварциты, филлитовидные сланцы и метапесчаники, тела лиственитов, альбитов и других метасоматитов На Самотканском участке уменьшается роль метапикритов, имеют широкое развитие метабазиты и присутствуют кварцевые метанпорфиры	1160	Белозерская (ARbl) — железисто-кремнисто-вулканогенно-терригенная	Нижняя — эффузивно-терригенная (ARbl ₁)

пласты сложены безрудными и малорудными кварцито-сланцами и сланцами гранат-роговообманко-грюнеритового состава. Метабазиты представлены амфиболитами и плагиоклаз-хлорит-амфиболовыми сланцами, а метаультрабазиты — актинолититами, хлорит-актинолитовыми и тальк-хлоритовыми сланцами. В пластах парасланцев чаще встречаются плагиоклаз-биотитовые сланцы, зачастую подверженные мигматизации.

Разрез верхнеконкской подсвиты на 70 % состоит из амфиболитов и зеленых сланцев — плагиоклаз-хлорит- и кварц-плагиоклаз-амфиболовых и др. Примерно по 15 % объема подсвиты приходится на метаультрабазиты, обычно представленные актинолитовыми и хлорит-актинолитовыми сланцами, и парасланцы плагиоклаз-биотитового, кварц-гранат-плагиоклаз-биотитового, кварц-амфиболового состава. Мощность пластов метабазитов изменяется от 20 до 100, ультраосновных пород — от 5 до 50 м. Парасланцы встречаются в виде маломощных слоев, иногда образуют пласты мощностью до 20 м.

Фрагмент отложений конкской свиты мощностью 900 м, встреченный скважинами Кирпотинского профиля на Промежуточном участке, состоит из чередующихся пачек амфиболитов, железистых малорудных кварцито-сланцев и редких тел метаультрабазитов. По составу и строению он аналогичен нижней части разреза среднеконкской подсвиты Кирпотинского участка.

Породы конкской свиты, развитые на площади Конкской структуры, в основном метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации и подвержены ультраметаморфическим изменениям. Менее метаморфизованы (зелено-сланцевая фация) лишь метавулканиды западной части Южного участка.

Метабазиты нижней подсвиты, подстилающие железистые горизонты средней подсвиты, соответствуют образованиям II мафической толщи опорных разрезов (Чертомлыкский и Сурский районы), а верхнеконкской — III мафической толщи. Метавулканиды, вскрытые бурением в западной части Южного участка, вероятно, могут сопоставляться с породами салического-мафической толщи Сурского района.

Белозерская свита. Отложения белозерской свиты известны в Верховцевской, Белозерской и Конкской структурах Среднего Приднепровья (табл. 9), где они наиболее распространены, поскольку слагают крылья синклиналиев.

Белозерский район		Конкский район			
Породы	Мощность, м	Свита	Подсвита	Породы	Мощность, м
Толща гетерогенных пород: в северо-восточной части района — эффузивные породы с прослоями пирокластических и осадочных образований; на остальной территории — грубозернистые полимиктовые, аркозовые, полевошпато-кварцевые и кварцевые метаморфизованные песчаники с конгломерато-брекчиями и редкими прослоями металаверолитов и кварц-серицитовых сланцев	1000	Белозерская (ARb1) — железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая	Нижняя — метапикритовая (ARb1 ₁)	Кварц-хлоритовые хлорит-кварцевые сланцы	и 160
				Тальк- и тальк-серпентин-карбонатные породы с зонами альбитов и биотитов, телами кварцевых метапорфиров и прослоями актинолитов	

В Верховцевском районе породы белозерской свиты установлены на всех участках проведения буровых работ, за исключением Малотепловского. Сохраняя общие черты, изложенные при описании опорного разреза (гл. 2), разрезы отдельных участков обладают специфическими признаками (см. рис. 8). Так, белозерская свита на Самотканском участке отличается от описанной по Грановскому профилю уменьшением роли пикритов в ее строении, более широким участием базитов, наличием кислых эффузивов и меньшей мощностью.

Из-за отсутствия тепловской свиты отложения белозерской свиты на Самотканском участке развиты в ядре синклинали. Скважинами Самотканского профиля установлен следующий разрез нижней подсвиты белозерской свиты (снизу вверх, общая мощность, м):

Кварцевые метапорфиры, местами рассланцованные, карбонатизированные и окварцованные	108
Толща, состоящая из чередования девяти пластов карбонат- и хлорит-карбонат-тальковых сланцев мощностью 28; 6; 7; 1; 12; 10; 53; 4 и 65 м с пятью пластами кварцевых метапорфиров мощностью 15—20 м и четырьмя пластами кварц-альбит-хлорит-серицитовых сланцев мощностью 1,5—26 м. Изредка встречаются тонкие прослои актинолитов, прохлоритовых и кварц-хлорит-биотитовых сланцев	270
Кварц-серицитовые сланцы	59
Чередование альбит-кварц-хлоритовых сланцев, местами оталькованных или карбонатизированных мощностью 5 и 60 м с двумя пластами тальк-карбонатных пород мощностью по 9 м	142
Амфиболиты с прослоями кварц-хлоритовых сланцев биотитизированных, карбонатизированных и альбитизированных	160
Кварц-карбонат-хлоритовые сланцы, интенсивно альбитизированные с двумя пластами карбонат-тальковых сланцев мощностью 5 и 6 м	28
Биотитизированные кварц-альбит-хлорит-актинолитовые сланцы	13
Тальк-карбонатные породы актинолитизированные	11
Кварц-альбит-хлоритовые сланцы	17
Карбонат-тальковые сланцы	23

Общая мощность нижней подсвиты белозерской свиты на Самотканском участке 831 м. При этом метапикриты слагают 51 %, метабазиты 19, метапорфиры 17, метаосадочные породы 13 % мощности разреза.

Средняя подсвита белозерской свиты на Самотканском участке слагает ядро синклинали, породы ее являются самыми молодыми в разрезе.

Здесь установлена следующая очередность пород (снизу вверх, мощность, м):

Эпидот-карбонат-альбит-кварц- и кварц-альбит-карбонат-хлоритовые сланцы, находящиеся в тесной ассоциации с маломощными прослоями карбонат-кварц-хлоритовых сланцев и куммингтонит-хлорит-стильпномелановых кварцитов, 40

На западном крыле мощность этой толщи возрастает до 75 м. В виде прослоев встречается альбит-кварц-хлорит-серицитовые филлитовидные сланцы.

Карбонат-кварц-хлоритовые сланцы с редкими прослоями куммингтонит-хлорит-стильпномелановых кварцитов мощностью 0,2—1 м 50,

на западном крыле 95

Кварц-альбит-хлоритовые сланцы 21

Кварц-стильпномелан-хлоритовые сланцы 1

Кварц-хлоритовые сланцы 3

Амфиболиты 3

Кварц-серицитовые сланцы с прослоями метапесчаников 7

Кварц-альбит-карбонат-хлоритовые сланцы с прослоями гематит-хлоритовых кварцитов 25

Амфиболиты 30

Кварц-хлоритовые сланцы, у нижнего контакта с новообразованиями биотита и роговой обманки 107

На западном крыле мощность увеличивается до 140 м. В разрезе зафиксированы прослои филлитовидных сланцев

Амфиболиты 68

Кварц-альбит-карбонат- и кварц-альбит-хлорит-серицитовые сланцы 79

Кварц-альбит-карбонат-хлоритовые сланцы 40

Кварцевые метапорфиры рассланцованные 5

Амфиболиты 34

Кварц-альбит-хлорит-серицитовые и кварц-альбит-карбонат-хлоритовые сланцы с пропластками рассланцованных мелкозернистых метापесчаников 50

Амфиболиты с прослоями зеленых ортосланцев 150

Кварц-альбит-карбонат-хлоритовые сланцы с прослоями кварц-серицитовых сланцев и метापесчаников 35

Кварц-альбит-серицитовые сланцы с телами кварцевых метапорфироидов 85

Хлоритондсодержащие кварц-альбит-хлорит-серицитовые сланцы с потоками кварцевых метапорфироидов 90

Общая мощность средней подсветы белозерской свиты на Самотканском участке 986 м. В разрезе преобладают метабазиты, слагающие 53 % его мощности, 41 % представлен метаосадочными породами, 6 % приходится на долю кислых метаэффузивов.

На Алферовском участке нижняя подсвета белозерской свиты объединяет толщу метапикритов, представленных спутанноигольчатыми тремолититами. Стратиграфическое расчленение этой толщи чрезвычайно затруднено из-за интенсивного гидротермального преобразования пород, происшедшего на контакте с габбро (до 315 м). Зона гидротермально измененных пород (до 315 м) сложена крупнозернистыми роговообманко-плагиоклазовыми породами и алюмокварцитами, среди которых в резко подчиненных количествах встречаются тонкие пропластки кварц-хлорит-актинолитовых, кварц-хлоритовых и прохлоритовых сланцев, а также участки спутанноигольчатых тремолититов, уцелевшие от гидротермального преобразования.

Толща метапикритов, следующая выше зоны интенсивного гидротермального воздействия, характеризуется монотонным строением, однообразием состава, лишь изредка нарушаемым тонкими (менее 1 м) пропластками кварц-карбонат-хлорит-талковых сланцев, и значительной мощностью — до 700 м.

Средняя подсвета белозерской свиты суммарной мощностью 840 м представляет собой толщу, в низах которой залегают актинолититы и малорудные магнетит-силикатные кварциты с прослоями кварц- и кварц-альбит-хлоритовых сланцев, а выше альбит-кварцевые метापесчаники чередуются с филлитовидными кварц- и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами.

Распространение белозерской свиты на севере ограничено надвигом, срезавшим часть отложений средней и верхней подсвет и, возможно, тепловскую свиту.

На Тепловском участке развиты отложения средней и верхней подсвет белозерской свиты.

Разрез средней подсвиты сложен кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами, рассланцованными кварцевыми метапорфирами и метапесчаниками. Мощность толщи изменяется от 500 в южной части участка до 1000 м в северной.

В разрезе верхней подсвиты белозерской свиты четыре пачки железисто-карбонатных кварцитов чередуются с четырьмя пачками metabазитов.

Первая железистая пачка мощностью 7,5—10 м представлена магнетит- и тюрингит-магнетит-сидеритовыми кварцитами. Она прослежена на расстоянии 2 км и отличается выдержанностью по мощности и простирацию.

Первая разделяющая пачка сложена зелеными ортосланцами альбит-цоизит-актинолитового состава. Мощность их изменяется от 90 до 160 м.

Вторая железистая пачка прослежена на расстоянии до 9 км, ее мощность при этом изменяется от 60 до 140—200 м, увеличиваясь с глубиной. Состав кварцитов тюрингит-магнетит-сидеритовый и тюрингит-сидерит-магнетитовый. В наиболее мощном разрезе пачки на севере участка установлена зона окисленных кварцитов гетит-мартитового состава мощностью около 35 м, залегающая непосредственно под осадочным чехлом.

Вторая разделяющая пачка образована амфиболитами и зелеными ортосланцами общей мощностью до 45 м, постепенно увеличивающейся в северном направлении.

Третья железистая пачка распространена не повсеместно и прерывается в центральной части. В южной части она прослежена на 2 км при мощности 38 м, в северной — на 3 км при мощности 8 м. Это те же тюрингит-магнетит-сидеритовые кварциты, что и в других пластах.

Третья разделяющая пачка сложена сланцами кварц-альбит-биотит- и кварц-хлоритового состава мощностью до 50 м.

Четвертая пачка установлена в северной части района. При простирании около 2,5 км мощность изменяется от 50 до 180 м, постепенно увеличиваясь в северном направлении. Минеральный состав неустойчив, что связано с широким развитием процессов карбонатизации. Лежащий бок пачки представлен магнетит-анкерит-сидеритовыми кварцитами. Вверх по разрезу они сменяются тюрингит-магнетит-сидеритовыми, биотит-тюрингит-магнетит-анкеритовыми и грюнерит-тюрингит-магнетит-анкерит-сидеритовыми разностями.

Общая мощность верхней подсвиты белозерской свиты на Тепловском участке 500—680 м.

На Кудашевском участке белозерская свита вскрыта лишь одной скв. 4116, поскольку Кудашевский профиль бурением не закончен. На участке развиты чередующиеся кварц- и кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-, кварц- и кварц-карбонат-хлоритовые сланцы, метапесчаники и метаалевролиты, а также малорудные силикатно-железистые кварциты общей разведанной мощностью около 250 м.

В Конкско-Белозерской структурно-фациальной зоне отложения белозерской свиты широко и повсеместно развиты. Здесь, как и в Безавлукской структурно-фациальной зоне, она расчленяется на три подсвиты, залегающие согласно между собой и на породах конкской свиты.

В Конкском районе белозерская свита слагает Веселянский и Кирпотинский участки и расчленяется на три подсвиты (снизу вверх): нижнюю — металикритовую ($ARbl_1$); среднюю — сланцевую ($ARbl_2$) и верхнюю — железисто-кремнистую ($ARbl_3$).

На Веселянском участке В. Д. Ладиевой [131] описан следующий разрез белозерской свиты (снизу вверх):

Металикритовая подсвита состоит из двух толщ. Нижняя мощностью 100 м представлена тальк-карбонатными и тальк-серпентин-карбонатными породами с зонами альбититов и биотититов мощностью 1—1,5 м, телами кварцевых метапорфиров мощностью 1—5 м и прослоев актинолититов мощностью 5—20 м. Верхняя толща сложена кварц-хлоритовыми и хлорит-кварцевыми сланцами мощностью 60 м. Общая мощность подсвиты 160 м, первич-

ная природа слагающих пород — вулканогенная, поскольку это метаморфизованные пикриты.

В разрезе средней сланцевой подсвиты установлено чередование двух пачек сланцев с двумя пачками метаэффузивов. Сланцевые пачки образованы кварц-хлорит-серицитовыми, хлорит-и гранат-биотит-хлорит-кварцевыми, кварц-хлорит- и альбит-кварц-хлорит-биотитовыми сланцами, многократно переслаивающимися. Мощность каждой сланцевой пачки достигает 200—250 м. Мощность пачек вулканогенных пород не превышает 25—30 м. Нижняя из них образована выветрелыми рассланцованными метапорфиритами, верхняя — очковыми альбит-хлорит-кварц-биотитовыми сланцами, возникающими при метаморфизме кварцевых порфиров. Общая мощность подсвиты 500 м.

Железисто-кремнистая подсвита состоит из двух железистых и двух сланцевых пачек (снизу вверх).

Первая сланцевая пачка образована биотит-тюрингит-карбонат-, серицит-, тюрингит- и биотит-кварцевыми сланцами с прослоями малорудных и безрудных магнетит-тюрингит-карбонатных кварцитов. Максимальная мощность ее (120—150 м) зафиксирована на северо-восточном крыле структуры Веселянского участка, где она срезается надвигом. На северо-западном крыле мощность отложений пачки уменьшается до 55 м в результате выклинивания и частичного фациального замещения породами первой железистой пачки.

Первая железистая пачка состоит из малорудных магнетит-куммингтонит-роговообманковых и карбонат-тюрингит-магнетитовых кварцитов, безрудных биотит-куммингтонит-роговообманковых и тюрингит-карбонатных кварцитов, включающих прослой гранат-роговообманко-тюрингит-биотит, и тюрингит-кварцевых сланцев общей мощностью 55 м.

Вторая сланцевая пачка представлена кварц-хлоритовыми, кварц-биотитовыми, кварц-серицитовыми сланцами и всем набором сланцев переходного состава, наиболее распространенных. Мощность пачки устойчива (38—42 м).

Вторая железистая пачка сложена тюрингит-карбонат-магнетитовыми кварцитами, среди которых изредка встречаются прослой тюрингит-биотитовых и роговообманко-биотит-кварцевых сланцев мощностью 3—5 м. Мощность верхней железистой пачки 55—65 м.

На Кирпотинском участке нижняя подсвита белозерской свиты тоже имеет метапикритовый состав. Она представлена хлорит-актинолитовыми сланцами, содержащими прослой кварц-биотит-роговообманковых сланцев мощностью 1—1,5 м. Мощность этих отложений значительно уступает установленной на Веселянском участке и не превышает 40 м.

Средняя сланцевая подсвита белозерской свиты сложена метаморфизованными глинистыми осадками — двуслюдяно-андалузит-ставролитовыми сланцами и микрогнейсами, ограниченно распространенными мощностью 40—50 м.

Верхняя железисто-кремнистая подсвита расчленяется на три железистые и три сланцевые пачки.

Первая железистая пачка залегает несогласно в юго-западной части на метапикритах нижней подсвиты, в центральной и северо-восточной частях — на слюдяно-андалузит-ставролитовых сланцах и микрогнейсах средней подсвиты. Наиболее частая мощность первой железистой пачки 85, иногда достигает 110—150 м.

Железистые кварциты представлены рудными куммингтонит-магнетитовыми, малорудными гранат-магнетит- и безрудными гранат-биотит-амфиболовыми разностями мощностью от 15 до 100—130 м, многократно повторяющимися в разрезе. Мощность прослоев безрудных кварцитов не превышает 15—18, рудных и малорудных изменяется от 15—20 до 110—130 м.

Среди них встречаются прослой крупнокристаллических кварц-гранат-амфиболовых сланцев, двуслюдяных микрогнейсов и гранат-пироксен-амфиболовых скарнов. Иногда пласты железистых кварцитов по простира-

нию фациально замещаются крупнокристаллическими кварц-гранат-амфиболовыми сланцами и безрудными гранат-биотит-амфиболовыми и амфиболовыми кварцитами.

В породах первой железистой пачки в виде пластов мощностью не более 5 м установлены двуслюдяные микрогнейсы и ассоциирующие с ними крупнокристаллические гранат-магнетит-пироксен-амфиболовые скарны — высокотемпературные контактно-метасоматические образования.

Первая сланцевая пачка представлена преимущественно роговообманковыми, биотит-хлорит-кварцевыми, хлорит-биотит-актинолитовыми и актинолитовыми ортосланцами максимальной мощностью 70 м. Крупнокристаллические гранат-амфибол-кварцевые сланцы образуют пласты мощностью 10—20 м. Среди них встречаются слои мономинерального состава — гранатиты мощностью 3—5 м, гранатсодержащих биотитовых микрогнейсов мощностью 5—10 м, двуслюдяных микрогнейсов мощностью 1—5 м.

Вторая железистая пачка образована магнетит-куммингтонитовыми кварцитами, иногда карбонатизированными. По простиранию на северо-восток они сменяются малорудными и безрудными гранат-куммингтонит-кварцевыми и биотит-тюрингит-роговообманко-гранатовыми кварцитами с пластами гранат-роговообманковых сланцев, микрогнейсов, актинолитов и андалузит-ставролитовых сланцев. Мощность второй железистой пачки в среднем 60—70, в юго-восточном направлении она возрастает до 100—110 м.

Вторая разделяющая пачка слагается преимущественно гранат-хлорит-биотит-кварцевыми сланцами и микрогнейсами. Мощность пачки не известна из-за внедрения в толщу ее пород серых гранитов, ассимилировавших ее нижние части. Сохранившаяся мощность составляет 30 м.

Второстепенную роль в разрезе пачки играют пласты куммингтонит-биотит-хлорит-гранатовых, биотит-актинолитовых сланцев, гранат-роговообманко-куммингтонит-кварцевых сланцев мощностью 3—8 м.

Третья железистая пачка образована малорудными и безрудными магнетит-гранат- и магнетит-карбонат-куммингтонитовыми кварцитами, включающими пласт биотит-кварцевых сланцев мощностью 3,5 м. Мощность пачки 40—70 м.

Третья сланцевая пачка характеризуется незначительной мощностью — 6—17 м. В юго-западной части участка она срезается надвигами, в северо-восточной ассимилируется гранитами и пегматитами Мокромосковского массива. В составе пачки известны лишь гранат- и турмалинсодержащие кварц-хлоритовые сланцы, выветрелые и разрушенные.

Мощность верхней подсвиты белозерской свиты 300—450 м.

В Белозерском районе белозерская свита характеризуется сложным строением, пестрым литологическим составом исходных осадочных пород и крайне неравномерным распределением вулканогенных образований.

В разрезе ее выделяются три подсвиты (снизу вверх): нижняя — эффузивно-терригенная ($ARbl_1$), средняя — метапесчанико-сланцевая ($ARbl_2$) и верхняя — железисто-кремнистая ($ARbl_3$).

Отложения нижней подсвиты установлены главным образом в восточной части района. Они имеют гетерогенный характер. На севере это преимущественно вулканогенные породы — эффузивные и реже пирокластические. Первично-осадочные образования встречаются нечасто и лишь в виде маломощных прослоев среди эффузивов. На остальной территории нижняя подсвита представлена исключительно метаморфизованными осадочными породами: аркозовыми, полевошпато-кварцевыми, кварцевыми метаморфизованными грубозернистыми песчаниками и конгломерато-брекчиями. Среди них изредка встречаются прослой метаалевролитов и кварц-серицитовых сланцев мощностью от нескольких сантиметров до 10—20 м.

Таким образом, на большей части территории нижняя подсвита белозерской свиты объединяет толщу мощностью свыше 1000 м, состоящую исключительно из метаморфизованных груботерригенных пород. Изменяется характер осадков, их химический и гранулометрический состав. Так, снизу вверх по разрезу аркозы и субаркозы сменяются грубозернистыми кварце-

Таблица 10. Региональная стратиграфическая

Серия	Свита	Пачка	Мощность, м	Индекс
Конжско-верховцевская (ARkv)	Телловская (ARtl)	Третья осадочно-метабазитовая	15—65	tl_{bas}^3
		Вторая метамезито-ультрабазитовая	17—25	tl_{ult}^2
		Вторая метабазитовая	55—100	tl_{bas}^2
		Первая ультрабазитовая	13	tl_{ult}^1
		Первая метабазитовая	80—120	tl_{bas}^1
	Белозерская (ARbl)	Не расчленена	~2000	bl

выми метапесчаниками, а затем метаморфизованными конгломерато-брекчиями и полимиктовыми метапесчаниками. В верхней части подсвиты наблюдается обратный процесс: конгломерато-брекчии вновь уступают место кварцевым метапесчаникам. Поэтому контакт с вышележащей сланцевой подсвитой можно считать постепенным.

Средняя подсвита белозерской свиты распространена широко и повсеместно. Это толща флишоидного характера. Нижняя ее часть мощностью около 1000 м представлена чередованием различных по составу парасланцев: кварц- и кварц-хлорит-серицитовых, кварц-серицит- и кварц-хлоритовых. Встречаются прослойки метапесчаников и метаалевролитов, а также тонкие пропластки кварц-, кварц-хлорит- и кварц-серицит-карбонатных пород. В верхах этой толщи изредка встречаются метаэффузивы, представленные кварцевыми порфирами.

Верхняя часть разреза средней подсвиты мощностью 200—250 м представлена чередованием кварцевых метапесчаников со сланцами кварц-серицитового и кварц-серицит-хлоритового состава. Среди них встречаются метагравелиты и кварцевые метаалевролиты, а также метаморфизованные эффузивные породы, представленные кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфирами. Общая мощность подсвиты 1250 м.

Анализ разреза показывает, что в заключительные этапы накопления средней подсвиты в Белозерском районе на фоне постоянного эпейрогенеза вновь оживилась вулканическая деятельность.

Верхняя подсвита белозерской свиты сложена железистыми кварцитами и двумя окаймляющими горизонтами сланцев суммарной мощностью около 500 м, постепенно уменьшающейся в южном направлении до 200 м. Среди кварцитов находятся залежи маргитовых, железно-слюдко-маргитовых, дисперсногематит-маргитовых и дисперсногематитовых руд.

Нижний сланцевый горизонт установлен на крыльях синклиналей Южно- и Северо-Белозерского, Переверзевского месторождений. Всюду он сло-

Породы	
Верховцевский район	Белозерский район
Зеленые ортосланцы кварц-альбит- и кварц-цоизит-хлоритового состава	Чередование кварц-серицит- и кварц-альбит-серицит-хлоритовых филлитовидных сланцев с хлорит-кварцевыми метапесчаниками
Актинолититы, карбонат-тальк- и актинолит-хлоритовые, хлорит-тальковые сланцы	Хлорит-биотит- и хлорит-альбитовые метаандезиты с прослоями биотит-альбитовых метатупфов и карбонат-кварц-хлоритовых парасланцев
Чередование кварц- и кварц-цоизит-хлоритовых ортосланцев	Переслаивание альбит-амфиболовых и альбит-хлоритовых metabазальтов с подчиненными прослоями альбит-амфиболовых метадолеритов, метатупфов и хлорит-тремолитовых ортосланцев. Метатупфы базальтового, андезит-базальтового и андезит-базальт-долеритового состава
Хлорит-карбонат-тальковые сланцы	Хлорит-тремолитовые сланцы
Чередование зеленых ортосланцев кварц- и кварц-эпидот-хлоритового состава	Альбит-амфиболовые, эпидот-альбит-амфиболовые, альбит-хлоритовые metabазальты и метадолериты с прослоями хлорит-тремолитовых и кварц-альбит-амфибол-хлоритовых ортосланцев и альбит-амфиболовых андезит-долерит-базальтовых метатупфов

Толща флишондного характера

жен кварц- и кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, кварц-биотитовыми и кварц-куммингтонитовыми сланцами. Среди них изредка встречаются тонкие пласты мартитовых и дисперсногематит-мартитовых кварцитов. На Северо-Белозерском месторождении известны магнетитовые, магнетит- и хлорит-магнетит-карбонатные кварциты мощностью от 5 до 30 м. Общая мощность сланцевого горизонта изменяется от 270 на Северо-Белозерском до 45 м на Переверзевском месторождении.

Средний кварцитовый горизонт занимает центральную часть разреза верхней подсвиты и является рудоносным. Мощность его изменяется от 250 на Южно-Белозерском месторождении до 50 м на Переверзевском. Нижняя и верхняя части горизонта представлены хлорит-, биотит- и хлорит-карбонат-магнетитовыми, а также карбонатными кварцитами. Средняя часть сложена почти бессиликатными кварцитами преимущественно магнетитового и карбонат-магнетитового состава. Такая закономерность в строении продуктивного горизонта прослеживается по простиранию и устанавливается как на Южно-Белозерском, так и на Переверзевском месторождениях. С горизонтом железистых кварцитов связаны основные рудные залежи богатых руд белозерских месторождений, распределяющиеся в разрезе горизонта неравномерно и чаще всего приурочивающиеся к железистым кварцитам среднего подгоризонта. В пределах месторождений железистые кварциты всегда окислены. В восточном крыле Южно-Белозерской синклинали широко развиты процессы карбонатного метасоматоза, вследствие которого карбонат почти полностью заместил кварц и магнетит. В южной части Северо-Белозерской структуры железистые кварциты подверглись процессам щелочного метасоматоза, приведшего к образованию магнетит-эгириновых, эгирии-рибекитовых, рибекитовых и других разновидностей кварцитов.

Верхний сланцевый горизонт установлен на Южно-Белозерском и Переверзевском месторождениях. В пределах Северо-Белозерской структуры породы надрудного горизонта срезаны крупными продольными надвигами.

Горизонт образован сланцами кварц-серицит-, кварц- и мартит-карбонат-хлоритового состава, содержащими прослой мартит-хлоритовых кварцитов. Мощность верхнего сланцевого горизонта изменяется от 40 (на юге) до 120 м.

Т е п л о в с к а я с в и т а (ART1). Породы тепловской свиты (табл. 10), кроме Верховцевского района, известны в Белозерском районе, где они слагают ядро синклинальной структуры.

Накопление тепловской свиты связано с заключительным этапом базальтоидного вулканизма, проявившимся на рубеже архея и протерозоя, когда на территории Среднего Приднепровья после длительного перерыва возобновились излияния вулканических лав преимущественно основного состава. Эта свита имеет исключительно важное значение для стратиграфических и тектонических построений, реконструкции истории вулканизма, процессов осадконакопления и рудообразования в докембрии.

Разрез тепловской свиты Белозерского района [24] и его сопоставление с разрезом разновозрастных образований Верховцевского района свидетельствуют, что тепловская свита представлена набором метавулканитов ультраосновного, основного и среднего состава максимальной мощностью 450 м, без труда коррелируемых в ядрах обеих структур.

Исходными породами тепловской свиты были пикриты, пикробазальты, пикродолериты, базальты, долериты, андезиты и их порфиоровые разновидности, региональным динамотермальным метаморфизмом преобразованные в условиях зеленосланцевой фации.

Изучение петрохимических особенностей метаэффузивов тепловской свиты [44] показало их принадлежность к продуктам единой толеитовой магмы, возникшим в процессе дифференцированной вулканической деятельности, проявившейся на территории Среднего Приднепровья в заключительную стадию развития архейских подвижных зон в позднем архее.

Приазовье

В докембрии Приазовского мегаблока выделяются четыре стратиграфических подразделения, в составе которых находятся железисто-кремнистые породы: западно-приазовская (AR_2) и центрально-приазовская (PR_1) серии; осипенковская и гуляйпольская свиты ($AR_2 - PR_1$). Западно-приазовская серия, представленная главным образом меланократовыми пироксен-амфиболсодержащими гнейсами, основными кристаллическими сланцами и амфиболитами с подчиненными прослоями высокоглиноземистых гнейсов и железистых кварцитов, слагает приподнятые блоки кристаллического фундамента, являясь как бы крупными срединными массивами среди раннепротерозойских миогеосинклинальных прогибов: Салтычанский на западе мегаблока и Кальчик-Кальмиусский в его восточной части. Ограниченные участки развития пород западно-приазовской серии встречаются и в Мангушском и Орехово-Павлоградском синклиналиях, где эти породы приурочены к небольшим антиклинальным структурам и приподнятым блокам архейского фундамента. Центрально-приазовская серия вмещает продуктивную железорудную толщу, а также своеобразные пестрые по составу толщи безрудных кварцитов, высокоглиноземистых и графитовых гнейсов, мраморов и кальцифиров. Совместно с более широко распространенными биотитовыми, амфибол- и пироксенсодержащими гнейсами эти толщи развиты в синклиналиях Приазовья, представляющих собой бывшие миогеосинклинальные прогибы: Мангушский и Орехово-Павлоградский. Осипенковская и гуляйпольская свиты, отличающиеся от центрально-приазовской серии меньшей степенью метаморфизма пород, слагают небольшие трогообразные структуры: Гуляйпольскую, Сорокинскую, Куйбышевскую, Федоровскую, Риздвянско-Успенговскую.

З а п а д н о - п р и а з о в с к а я с е р и я [153]. Наиболее полные разрезы западно-приазовской серии установлены в бассейнах рек Токмак

и Кайинкулак, где и были выделены несколько различающиеся по составу толщи, названные верхнетокмакской и кайинкулакской.

Верхнетокмакская толща сложена кристаллосланцами основного состава, среди которых преобладают двупироксен-амфибол-, биотит-двупироксен- и диопсид-амфибол-плаггиоклазовые разновидности, а также пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и амфиболитами с подчиненными прослоями гранатовых и пироксен-магнетитовых кварцитов. Эта толща преимущественно развита в северо-восточной части Салтычанского блока, восточнее Семеновского разлома.

Возможный стратиграфический аналог верхнетокмакской толщи — новопавловская свита, выделенная Г. В. Жуковым, В. Ф. Киктенко и другими [86] в Орехово-Павлоградской структуре. Она сложена главным образом амфиболитами, полосчатыми и массивными железистыми кварцитами с подчиненными прослоями амфиболовых, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. По цирконам из прорывающих эту толщу тоналитов и ультрабазитов получены значения возраста 3500—3700 млн лет [244]. С этой толщей сопоставляются нижние части разреза Терсянского участка, а также гнейсо-амфиболитовая толща, развитая в центральной части Салтычанского блока (Елисеевская и Куйбышевская куполовидные структуры) и выделяемая Н. Ф. Русаковым под названием андреевской свиты.

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- и диопсид-амфибол-плаггиоклазовыми, иногда магнетит- и гранатсодержащими кристаллическими сланцами. Мощность таких ритмов обычно не превышает нескольких сантиметров.

В ритмах второго порядка наблюдается чередование слоев гнейсов и кристаллосланцев (или амфиболитов) по 0,4—0,7 м при мощности каждого ритма 1,5 м; в кровле каждой пачки увеличивается количество кристаллосланцевых слоев — они как бы венчают ритмы. Ритмы третьего порядка по строению аналогичны, однако мощность их достигает первых сотен метров. Мощность верхнетокмакской толщи превышает 4500 м.

Кайинкулакская толща имеет преимущественно гнейсовый состав, хотя постоянно встречаются прослой пироксен-амфибол-плаггиоклазовых кристаллосланцев, амфиболитов и железистых кварцитов. Последние представлены пироксен- и амфибол-пироксен-магнетитовыми разновидностями, которые образуют несколько (4—5) разрозненных пластов мощностью 0,5—14 м, как правило, ассоциирующихся с диопсид-амфибол-плаггиоклазовыми кристаллосланцами или амфиболитами. Железисто-кремнистые породы этой толщи развиты на участках Кайинкулакском, Крушанлыском и Липовецком (Тарасовском). Мощность кайинкулакской толщи превышает 4000 м.

Породы, подстилающие западно-приазовскую серию, не известны. С угловым и стратиграфическим несогласием она перекрывается мигматизированными породами темрюкской свиты центрально-приазовской серии.

Архейский возраст западно-приазовской серии устанавливается уран-торий-свинцовым методом по цирконам из тоналитов, плаггиогранитов и гранито-гнейсов (3500—2800 млн лет), замещающих и прорывающих охарактеризованные выше супракратальные толщи.

Центрально-приазовская серия включает продуктивную железорудную толщу, наиболее полно представленную на Мариупольском, Западно-Приазовском, Васиновском и Северо-Терсянском месторождениях.

В разных вариантах стратиграфического расчленения серия делится на две или три свиты: темрюкскую, сачкинскую и каратышскую (схема УРМСК); бердянскую и мангушскую (схема Г. В. Жукова и Е. Б. Глеваского). Мы придерживаемся двухчленного деления серии, сохраняя названия свит из схемы УРМСК [250].

Темрюкская свита. Сложена биотитовыми, гранатовыми, графитовыми, высокоглиноземистыми, амфиболовыми и амфибол-пироксен-

биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, слюдястыми, мономинеральными и полевошпатовыми кварцитами, мраморами и кальцифирами. В нижней и средней частях разреза свиты изредка встречаются маломощные (до 1—5 м) пачки гранат-пироксеновых и гранат-магнетит-пироксеновых кварцитов, мраморов, кальцифиров и диоксид-плагноклазовых сланцев. Наиболее характерная ассоциация в составе свиты — кварцит-высокоглиноземистые гнейсы; совместно с графитовыми гнейсами они образуют выдержанные маркирующие горизонты, прослеживаемые на десятки километров. Безрудные кварциты обычно приурочены к основанию разреза, а высокоглиноземистые и графитовые гнейсы характерны для нижней и средней частей. Карбонатные породы, как правило, приурочены к верхам разреза. В центральной части Мариупольского рудного поля к верхам разреза темрюкской свиты относится толща мощностью 300—320 м, сложенная чередующимися пачками мраморов и кальцифиров с маломощными (до 2 м) прослоями биотитовых, биотит-амфиболовых и графит-биотитовых гнейсов, слюдястых и пироксеновых кварцитов. К западному крылу Мангушского синклинория карбонатные породы фациально замещаются амфибол- и пироксеносодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами. Этими породами преимущественно сложена верхняя часть разреза темрюкской свиты в Орехово-Павлоградском синклинории.

Темрюкская свита характеризуется ритмическим строением [179], в ее разрезе выделено шесть крупных ритмов мощностью от 100 до 300—400 м; снизу вверх по разрезу мощность ритмов уменьшается. Начальные части всех ритмов представлены полевошпатовыми кварцитами, ассоциируемыми с высокоглиноземистыми гнейсами; средние части сложены графитовыми, биотитовыми, гранатовыми, реже амфиболовыми гнейсами. Ритмы завершаются или карбонатными породами, или амфиболовыми гнейсами и кристаллосланцами. В крупных ритмах выделяются более мелкие мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров. Местами в разрезе темрюкской свиты (нижняя подсвита ореховской свиты) появляются пласты магнетитовых и пироксен-магнетитовых кварцитов (Васильковский и Терсянский участки в Орехово-Павлоградском синклинории).

Контакты темрюкской свиты с подстилающими образованиями западно-приазовской серии или тектонические, или трансгрессивно-несогласные, завуалированные последующими совместными деформациями. Переход к вышележащей сачкинской свите фиксируется по смене карбонатных и амфиболовых метакристаллических пород существенно терригенными породами. Мощность темрюкской свиты 1700—2100, в среднем 1900 м.

С а ч к и н с к а я с в и т а сложена биотитовыми, гранатовыми, амфиболовыми, биотит-амфибол-пироксеновыми, дупироксеновыми, графитсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами, пироксен-магнетитовыми, пироксен-амфибол-магнетитовыми, амфибол-магнетитовыми, безрудными гранат-пироксеновыми, гранат-пироксен-магнетитовыми и магнетит-гранатовыми кварцитами, кальцифирами, мраморами и амфиболитами.

Наиболее полный разрез ее описан на участке среднего течения р. Берда, в 2 км восточнее с. Сачки [179]. Железисто-кремнистые породы сачкинской свиты слагают продуктивные горизонты на месторождениях и рудопроявлениях: Мариупольском (участки Северный, Демьяновский, Первомайский, Дзержинский, Ялтинский, Юрьевский), Западно-Приазовском (участки Корсакмогильский, Куксунгурский, Новоукраинский), Васиновском, Терсянском, Елизавето-Троицком, Новоданиловском, Александровском, Павловском, Преображенском, Павлоградском (рис. 30, 31).

Существует несколько вариантов расчленения сачкинской (по другим схемам — мангушской, корсак-шовкайской) свиты на две подсвиты, на четыре или на три пачки или толщи; последний нам кажется наиболее приемлемым [92].

Нижняя, метатерригенная, или подрудная, толща представлена безрудными кварцитами, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с подчиненными прослоями графитсодержащих гнейсов, основных и железисто-

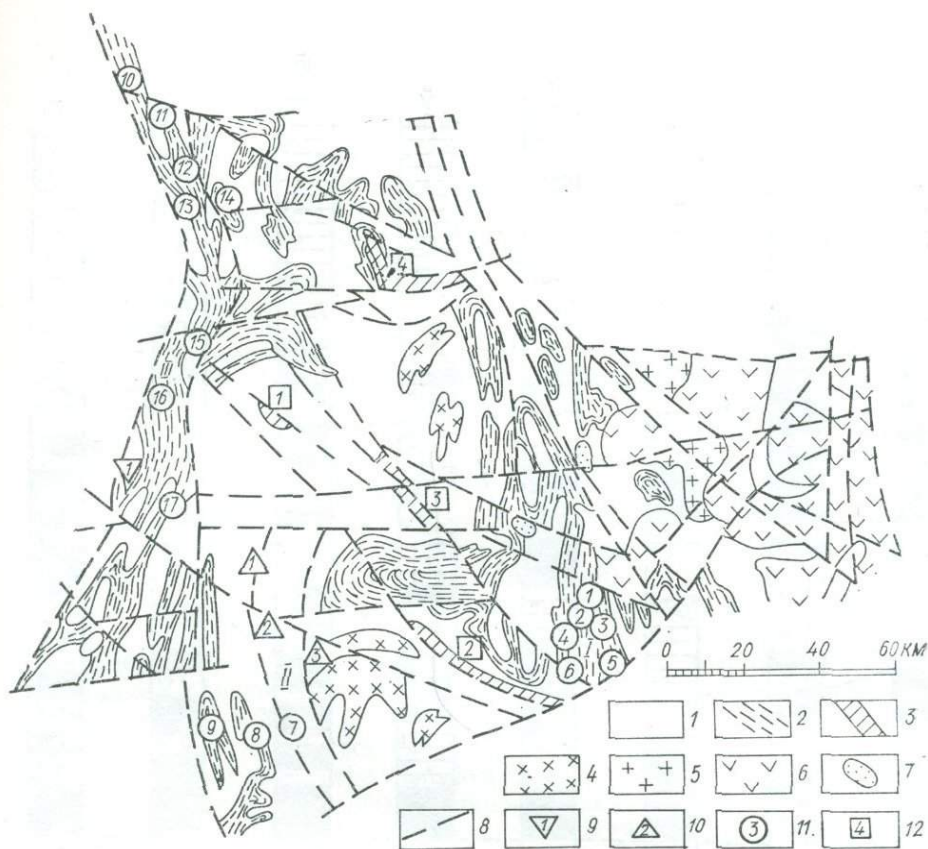


Рис. 30. Распространение железисто-кремнистых пород на территории Призового блока:

1 — западно-призовская серия и архейские интрузивные комплексы (с наложенной протерозойской мигматизацией); 2 — центрально-призовская серия; 3 — гуляйпольская и осипенковская свиты; 4 — обиточенский комплекс диоритов и тоналитов; 5 — анадольский комплекс лейкократовых гранитов; 6 — восточнопризовский комплекс субщелочных и щелочных пород; 7 — каменноугольный комплекс редкометалльных гранитов; 8 — линии разломов.

Железорудные проявления и месторождения: 9 — в составе верхнетокмакской (?) толщи западно-призовской серии, Новопавловский участок; 10 — в составе кайинкулакской толщи западно-призовской серии, участки: 1 — Кайинкулакский, 2 — Крушанлынский, 3 — Липовецкий (Тарасовский); 11 — в составе центрально-призовской серии: 1 — Мариупольское месторождение, участки: 1 — Северный, 2 — Демьяновский, 3 — Первомайский, 4 — Дзержинский, 5 — Ялтинский, 6 — Юрьевский; 11 — Западно-Призовское месторождение, участки: 7 — Корсак-Могильский, 8 — Куксунгурский, 9 — Новоукраинский; 111 — Орехово-Павлоградская группа месторождений и рудопроявлений, участки: 10 — Павлоградский, 11 — Елизаветко-Троицкий, 12 — Преображенский, 13 — Павловский, 14 — Васильковский, 15 — Терсянский, 16 — Васиновский, 17 — Новоданиловский; 12 — структуры в составе гуляйпольской и осипенковской свит: 1 — Гуляйпольская, 2 — Сорокинская, 3 — Куйбышевская, 4 — Федоровская

силикатных кристаллических сланцев, приуроченных к верхней части разреза. Мощность ее чаще всего 100—150 м, но на участке Куксунгур достигает 530, а на некоторых участках Мариупольского месторождения — 1000—1300 м.

Средняя железорудная толща на всех участках Мариупольского месторождения делится на две части, в каждой из которых снизу вверх по разрезу наблюдается ритмично-слоистый переход от пироксен-гранат-биотитовых гнейсов через пироксен-гранатовые кварциты к кварцитам пироксен-магнетитовым; мощность нижней пачки 10—145, верхней — 20—50 м. Мощность пластов железистых кварцитов изменяется от 2 до 38 м. Пачки разделяются горизонтом амфибол-пироксен-плаггиоклазовых, дупироксен-плаггиоклазовых и биотит-пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев с прослоями кальцифиров, биотитовых гнейсов и пластовыми телами метасульфидобазитов. На других месторождениях и рудопроявлениях в составе продуктивной толщи выделяются от одного до трех железорудных горизонтов (пачек) мощностью 25—300 м; мощность отдельных пластов железистых кварцитов, как правило, не превышает 25 м.

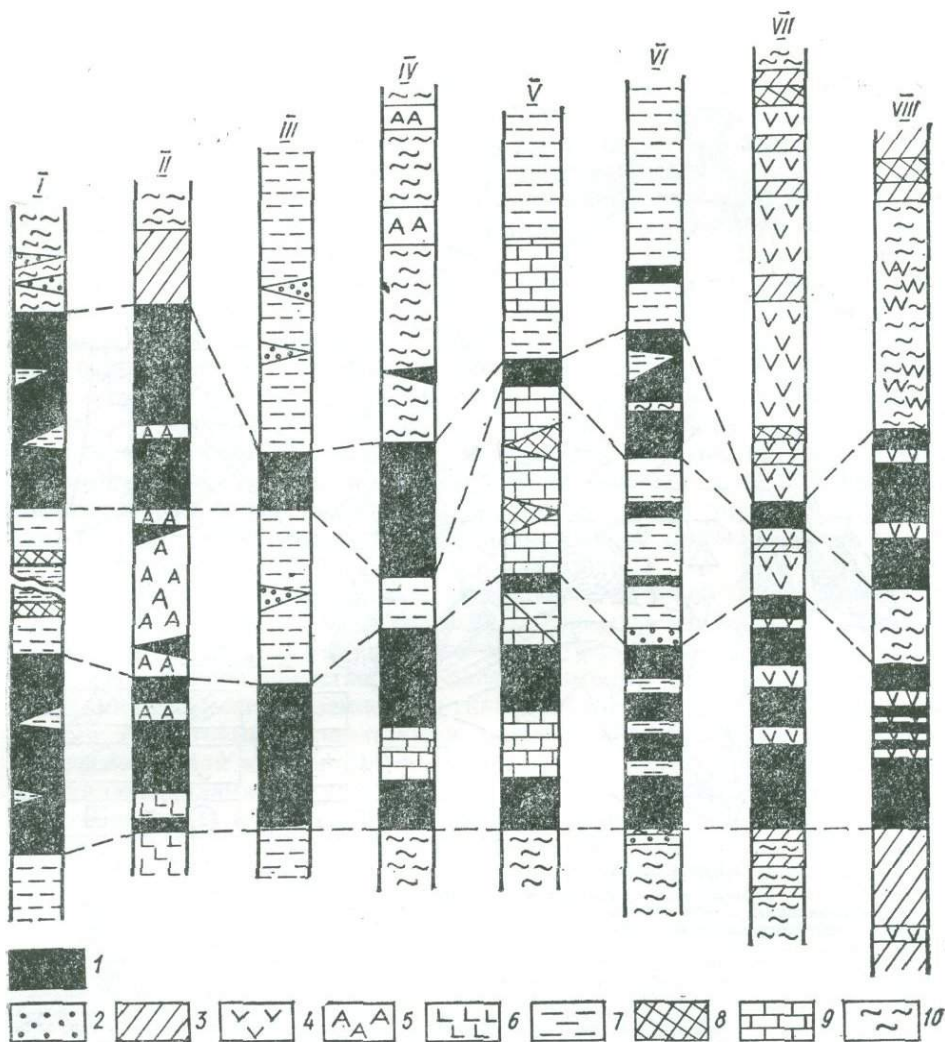


Рис. 31. Корреляция разрезов железорудных толщ центрально-приазовской серии.
 Участки: I — Васиновский, II — Терсянский, III — Новоукраинский, IV — Куксунгурский, скв. 39, 11, V — Куксунгурский, скв. 85, 94, VI — Корсак-Могильский, VII — Демьяновский, скв. 49, VIII — Первомайский, скв. 179;
 1 — железистые кварциты; 2 — безрудные и маложелезистые кварциты; 3 — железисто-силикатные кристаллосланцы; 4 — пироксен-плагноклазовые кристаллосланцы; 5 — амфиболиты; 6 — ультрабазиты; 7 — гнейсы биотитовые, амфибол- и гранат-биотитовые, 8 — гнейсы графитосодержащие, 9 — карбонатные породы, 10 — мигматиты

На участке Корсак-Могилы в составе железистых кварцитов появляется амфибол, а на участке Куксунгур кварциты представлены преимущественно амфибол-магнетитовой разновидностью; здесь мощность железорудной толщи составляет 10—200 м, а в ядре синклинали складки на Корсак-Могиле — 500 м.

Верхняя надрудная толща представлена двумя пачками. В составе нижней (20—160 м) ритмично переслаиваются пироксен-амфиболовые и биотит-пироксен-амфиболовые гнейсы с основными кристаллическими сланцами. В нижних частях ритмов амфибол преобладает над пироксеном; в средней части пачки отмечаются пласты пироксен-графит-гранатовых гнейсов и гранатовых кварцитов с фаялитом и графитом. К югу от Мариупольского месторождения отмечается постепенное фаціальное замещение кристаллосланцев гнейсами, которые на юге Дзержинского участка составляют до 60 % объема пачки.

Верхняя пачка надрудной толщи (25—105 м) сложена в основном графитосодержащими гнейсами и кальцифирами с прослоями гнейсов и кварцитов

со шпинелью и кордиеритом. К самым верхам разреза приурочен горизонт пироксен-магнетитовых кварцитов и амфибол-пироксен-плагноклазовых кристаллосланцев мощностью 8—57 м. На участке Корсак-Могила в составе верхней толщи карбонатные породы не встречены. Максимальная мощность надрудной толщи (350 м) наблюдается на участке Куксунгур.

Основанием для отнесения центрально-приазовской серии к нижнему протерозою является ее формационно-фациальный состав, свидетельствующий о процессах интенсивной осадочной дифференциации, не характерных для архея, а также данные изотопного возраста слагающих пород, определенных U—Th—Pb методом по акцессорным минералам, находящегося в пределах 1900—2540 млн лет.

Кроме того, по многочисленным изотопным определениям возраст гранитоидов, прорывающих эту серию, не превышает 2500 млн лет. Чаще всего изотопный возраст 1900—2000 млн лет соответствует проявлению максимума раннепротерозойского гранитообразования на территории Приазовского мегаблока.

Гуляйпольская свита. Развита только в одноименной синклинали. Представлена метаморфизованной в условиях эпидот-амфиболитовой фации вулканогенно-осадочной толщей мощностью около 1,7 км, которая расчленяется на три подсвиты [85]. Нижняя (250 м) сложена сланцами (двуслюдянными, андалузит-ставролитовыми) и кварцитами, средняя (450 м) — главным образом железистыми кварцитами и лептитовыми гнейсами, верхняя (1000 м) — различными сланцами (биотитовыми, часто графитсодержащими, иногда высокоглиноземистыми), кварцитами и кварцито-сланцами с флишоидным чередованием. Продуктивная железорудная толща мощностью 34—320 м (средняя 150 м) приурочена к средней части разреза средней подсвиты и представлена мелкозернистыми куммингтонит-магнетитовыми кварцитами, переслаивающимися с кварц-куммингтонит-биотитовыми сланцами и лептитовыми микрогнейсами.

По данным Е. Б. Глевасского, для гуляйпольской свиты характерна латеральная изменчивость мощностей и состава слагающих ее пород. Наиболее мощные и относительно глубоководные отложения во всех подсвитках приурочены к северо-западной части структуры. От периферии к центру структуры отмечается латеральная смена железистых кварцитов метавулканидами. В этом же направлении в нижней и верхней подсвитках глинистые фации сменяются песчаными. Все это позволяет предполагать существование в центральной части Гуляйпольской синклинали приподнятой вулканической постройки, представлявшей мелководную часть бассейна или даже сушу на протяжении накопления всех трех подсвит гуляйпольской свиты.

Гуляйпольская свита залегает на толще более глубоко метаморфизованных и мигматизированных биотитовых и роговообманковых гнейсов с мало-мощными прослоями железистых кварцитов (западно-приазовская серия?), а также плагногранитах архейского возраста (2800 млн лет, U—Pb метод по цирконам [242]). Многочисленные определения возраста пород свиты K—Ar методом свидетельствуют об отнесении ее к верхам нижнего протерозоя. Вместе с тем в последнее время по цирконам из метавулканидов термоэмиссионным методом получены значения возраста 2000—3000 млн лет. В сланцах верхней подсвиты Ю. Д. Шковьрой и А. М. Снежко обнаружены микрофитофоссилии, сопоставимые с органическими остатками из гданцевской свиты криворожской серии.

Осипенковская свита. Сложена сравнительно слабо метаморфизованной (эпидот-амфиболитовая фация) вулканогенно-осадочной толщей, залегающей в нескольких небольших трогообразных структурах, расположенных в Салтычанском антиклинорном блоке: Сорокинской, Куйбышевской, Федоровской, Риздвянско-Успенской. Наиболее полно она представлена в Сорокинской приразломной моноклинали, где мощность этой толщи превышает 1000 м [49]. Контакты ее с подстилающими архейскими гранитоидами тектонические. Свита отчетливо делится на две части (подсвиты): в нижней (максимальная мощность до 700 м) широко развиты амфи-

болиты и зеленые сланцы и в меньшей мере гнейсы (главным образом биотитовые и высокоглиноземистые), а также железистые кварциты (Андреевские магнитные аномалии): верхняя часть разреза представлена чередованием различных метаосадочных пород. Разрез верхней части свиты на правобережье р. Берда (мощность более 400 м) представлен ритмичным чередованием двуслодяных кристаллических сланцев с реликтами метаобломочных структур и высокоглиноземистых пород. Расположенный южнее разрез Садового участка (мощность около 200 м) отличается широким развитием мраморов и графитосодержащих сланцев. В этой части разреза А. М. Снежко были установлены микрофитофоссилии, сопоставляемые с таковыми гданцевской свиты криворожской серии.

Соотношения нижней и верхней частей разреза осипенковской свиты недостаточно ясны. Характер залегания верхней подсвиты, судя по метаобломочным породам в ее основании, трансгрессивный и, вероятно, несогласный. В обнажениях по балке Собачьей к базальному горизонту верхней подсвиты примыкают различные образования нижней подсвиты — метаультрабазиты, зеленые сланцы, железистые кварциты. Е. Б. Глевасский допускает, что время накопления нижней и верхней частей свиты разделено внедрением осипенковских гранодиоритов, так как известны активные контакты их только с породами нижней части разреза свиты. Кроме того, гранодиориты содержат ксенолиты только амфиболитов. Новые данные об архейском (2,8 млрд лет) возрасте цирконов из осипенковских гранодиоритов [3] свидетельствуют о широком возрастном диапазоне метаморфитов, объединяемых ныне в осипенковскую свиту. Нижнюю, существенно амфиболитовую часть разреза следует, очевидно, относить к архею и коррелировать с конкско-верховцевской серией Приднепровья. Таким образом, Сорокинская и подобные ей структуры являются двухэтажными и формировались на протяжении очень длительного временного интервала (AR_2 — PR_1).

Кора выветривания в истории развития раннего протерозоя Криворожского железорудного района

Нижнепротерозойская метаморфизованная кора в геологическом разрезе криворожской серии известна относительно давно. Еще в 1957 г. М. П. Кулешов [130] описал эти образования на амфиболитах. Позже метаморфизованная кора в составе пород криворожской серии с разной степенью детальности характеризовалась в работах П. М. Бондаренко, А. С. Войновского, Ю. Г. Гершойга, Е. Я. Каплуна, Н. А. Кухаревой, Е. А. Семергеевой, А. Д. Додатко и др.

В настоящее время установлено, что в дорудной истории развития Криворожского железорудного бассейна отчетливо выделяются лишь две крупные эпохи корообразования: докриворожская и доскелеватская. Продукты выветривания первой эпохи развиты на саксаганских гранитах архейского возраста, второй — на амфиболитах новокриворожской свиты криворожской серии. Остаточные продукты выветривания обеих эпох корообразования интенсивно метаморфизованы и представлены различными по составу сланцами. В коре гранитов отчетливо выделяются три зоны метаморфизованной коры: 1) серицитизированных гранитов (гранитов с серицитизированными полевыми шпатами), 2) кварц-биотит-мусковитовых сланцев и 3) серицит-кварцевых сланцев. Наибольшую мощность обычно имеет первая зона (до 15—20 при общей мощности коры до 30 м), мощность второй зоны 5—8 м, третья развита слабо (не более 1—2 м), что, возможно, связано с интенсивным размывом продуктов выветривания до метаморфизма. Кора выветривания амфиболитов имеет значительно большую мощность, достигающую 80—100 м (район рудника им. Ленина). В ее разрезе развиты следующие три зоны: 1) кварц-плагноклаз-актинолитовая мощностью до 40 м, 2) кварц-хлорит-биотитовая мощностью до 25—30 м и 3) кварц-хлорит-серицитовая (кварц-серицитовая) мощностью до 30—35 м. Породы первой зоны в коре

гранитов и амфиболитов не рассланцованы и сохраняют текстурно-структурные особенности материнских.

Остаточные метаморфизованные продукты выветривания докриворожской и доскелеватской эпох корообразования установлены на протяжении всей Саксаганской структуры и прослежены на глубину до 1200 м и более. Это позволяет считать, что в период их образования выветривание имело региональный характер и охватывало все породы фундамента, выходявшие на дневную поверхность. Более того, кора выветривания, аналогичная по составу, степени метаморфизма и времени образования докриворожской (на гранитах) и доскелеватской (на амфиболитах), известна в других районах Восточно-Европейской платформы, а также на территории Канадского и Анабарского щитов.

Образование древнейших кор выветривания происходило в периоды крупных межформационных перерывов в осадконакоплении. Анализ полученных данных позволил установить, что коры выветривания являлись также основным источником материала для образования обломочно-осадочных толщ района. При изучении дорудного разреза криворожской серии установлено существование нескольких таких перерывов.

Первый перерыв предшествовал накоплению пород криворожской серии. Он имел значительную протяженность во времени и характеризовался большим разнообразием тектонической активности. В самом конце архея — начале протерозоя на молодой платформе существовал спокойный тектонический режим со слабыми колебательными движениями положительного знака, способствовавшими интенсивному развитию процессов выветривания. На саксаганских гранитах и других породах архея сформировалась кора выветривания значительной мощности.

С течением времени в районе оживились тектонические процессы, начала закладываться Криворожско-Кременчугская структурно-фациальная зона. В наиболее активной ее части возник неглубокий морской бассейн, в котором накапливались песчано-глинистые продукты размыва кор выветривания.

Межформационный стратиграфический перерыв, предшествовавший накоплению пород, относимых в настоящее время к криворожской серии, завершился проявлениями мощного вулканизма, который сформировал толщу метавулканитов новокриворожской свиты указанной серии.

Второй стратиграфический перерыв в накоплении осадков криворожской серии отчетливо устанавливается по региональному распространению метаморфизованных кор на породах новокриворожской свиты. По-видимому, после интенсивных тектонических движений в геосинклинальной (торговой) зоне и активного подводного вулканизма с излиянием мощных лавовых покровов в районе произошло поднятие и наступил относительный тектонический покой. Образовалась площадная кора выветривания амфиболитов, которая и в метаморфизованном виде сохраняет минералогическую зональность и большую мощность. Перед накоплением осадков скелеватской свиты скорость колебательных движений возросла, и еще не метаморфизованная кора амфиболитов, а также других пород интенсивно размывалась, являясь источником материала для накопления нижней пачки аркозового горизонта скелеватской свиты. В основании этого горизонта в районе рудника им. Ленина и далее на юг Саксаганской структуры всегда залегает 20—30-метровый, а иногда и большей мощности горизонт пород, сложенный продуктами размыва коры амфиболитов. От метаморфизованной коры амфиболитов этот горизонт отличается отсутствием текстурных и структурных особенностей материнской породы, редкими прослоями кварцитов мощностью до 2 м отдельных зерен полевых шпатов и относительно крупных «гранитных» зерен кварца. Выше этого горизонта в породе быстро возрастает количество обломочного материала, и она приобретает характерные черты аркозового горизонта. Продукты размыва и переотложения коры амфиболитов также следовало бы выделить в самостоятельный (делювиальный) горизонт скелеватской свиты, однако особенности его образования, распространение и мощность изучены еще недостаточно.

Основываясь на опубликованных работах Е. Я. Каплуна [101] и других исследователей, А. В. Сидоренко, В. М. Чайка, А. Д. Додатко выделяли эпоху континентального выравнивания поверхности и метаморфизованных кор в основании железорудной (саксаганской) свиты криворожской серии. В последние годы новые данные, подтверждающие существование этого перерыва, не были получены. Более того, изучение контактов пород скелеватской свиты с тальковым горизонтом свидетельствует об отсутствии перерыва в осадконакоплении скелеватской и саксаганской свит.

Установленные для Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны особенности дорудного развития, скорее всего, были присущи и другим разновозрастным железорудным бассейнам страны. В частности, дорудные метаморфизованные коры известны на нескольких стратиграфических уровнях Курской магнитной аномалии (на михайловском, докурском и досреднекурском), предполагается их наличие в Карелии (район Костомукши) и в других районах. В связи с этим задачей дальнейших исследований является установление выявленных особенностей на других месторождениях и в рудных районах. Кроме того, следует детально изучить гипергенные процессы, проявляющиеся в послерудной (послесаксаганской) истории развития как Криворожского, так и других железорудных районов. Их влияние на образование и преобразование богатых железных руд бесспорно.

Палеонтологическая характеристика отложений криворожской и ингуло-ингулецкой серий

К настоящему времени назрела необходимость при выделении стратиграфических единиц нижнего протерозоя наряду с общепринятыми геологическим, формационным, радиологическим методами использовать и палеонтологический. Основные объекты палеонтологических исследований — остатки водорослевого происхождения, и в первую очередь фитогенные образования, поскольку с изучением последних связаны главные успехи в биостратиграфии докембрия. В европейской части СССР самые древние остатки ископаемых организмов выявлены на Украинском, Балтийском щитах и Воронежском кристаллическом массиве. На Украинском щите осадочные породы протерозоя сильно изменены метаморфическими процессами и находки морфологически распознаваемых фрагментов древней жизни редки. Поэтому при возрастных корреляциях разобренных разрезов нижнего протерозоя палеонтологический метод применялся только в тех случаях, когда были обнаружены не отдельные виды микрофитофоссилий, а комплекс ископаемых остатков древнейших микроорганизмов. Наибольшее многообразие палеонтологических объектов установлено в графитсодержащих породах верхней части нижнего протерозоя.

В Криворожско-Кременчугском районе остатки ископаемых организмов обнаружены в графитовых сланцах и доломитовых мраморах гданцевской свиты и в аналогичных породах из гальки конгломератов глееватской свиты криворожской серии. В шлифах и пришлифовках галек конгломератов глееватской свиты установлено 11 таксонов ископаемых микроорганизмов, из них четыре вида синезеленых водорослей (цианобактерий) — *Calciferarivularia oligomerum* (Biel. et Mord.) S nez h. [*Corycium* (?) *oligomerum* Biel. et Mord.], *C. bacatus* S nez h., *Protospira Strugini Volog.*, *Kareliana ukrainica* S nez h.; один вид кораллоподобных организмов — *Aseptalia ukrainica* Volog.; один вид красных водорослей — *Shujana praefulgida* S nez h. и 5 формальных видов микрофитолитов (онколиты и катаграфии) *Granulites globos* S nez h., *Solisis zonata* S nez h., *S. composites* S nez h., *Osagia saccagana* S nez h., *Follicularites gloecapsa* S nez h. [20, 40, 213—215]. В отложениях гданцевской свиты среди органогенных структур выявлены (в прозрачных шлифах) колонии синезеленых водорослей — *Calciferarivularia oligomerum* (Biel. et Mord.) S nez h. [*Corycium* (?) *oligomerum* Biel. et Mord.], *C. bacatus* S nez h., *C. sp.* и онколиты *Granulites globos* S nez h., *Solisis zonata*

S n e z h., S. sp. [100, 208]. Микрорпалеофитологическими исследованиями в сланцах и карбонатных породах этой свиты обнаружены неминерализованные микроскопические тела: *Protosphaeridium densum* T i m., *P. laccatum* T i m., *P. flexuosum* T i m., силуэтные формы, смоляные пятна, трихомы водорослей и фрагменты органических пленок. Открытие сфероморфид в древнейших породах докембрия связано с именем Б. В. Тимофеева. В Криворожском районе для верхней свиты¹ криворожской серии Б. В. Тимофеевым [225, 226] определены микрофитофоссилии, представленные группой *Sphaeromorphida*: *Protosphaeridium tuberculiferum* T i m., *P. acis* T i m., *P. flexuosum* T i m., *P. planum* T i m., *P. scubridum* T i m., *P. (?) discum* T i m., *P. sp.*, *Turuchanica ternata* T i m.², *Nucellosphaeridium minutum* T i m., *Stictosphaeridium sinapticuliferum* T i m., *Gloecapsomorpha priscata* T i m., *G. sp.*, *Ocridosphaeridium* sp., *Trematosphaeridium*² sp., *Bavlinella* sp., *Orygmatosphaeridium*² sp., *Favososphaeridium*² sp., *Synplassosphaeridium* sp., *Synsphaeridium* sp.

К сожалению, выявленные сфероморфиды не имеют четко очерченных границ и многие виды являются проходящими через значительный возрастной интервал, поэтому для стратиграфических целей мы использовали данные по различным палеонтологическим объектам в комплексе.

В Ингуло-Ингулецком районе органические остатки обнаружены в мраморо-кварцито-гнейсовой толще родионовской свиты ингуло-ингулецкой серии. Наиболее полный разрез ее установлен на Родионовском участке, где в доломитовых мраморах и графитсодержащих сланцах, реже в гнейсах, обнаружены остатки докембрийских микроорганизмов. Они представлены синезелеными водорослями (*Calciferarivularia oligomerum* (B i e l. et M o r d.) S n e z h. [*Corycium oligomerum* B i e l. et M o r d.], *C. bacatus* S n e z h., *C. sp.*, *Mucostroma* sp.), микрофитолитами (*Granulites* sp., *Solisis zonata* S n e z h., *Follicularites* sp.), сфероморфидами (*Protosphaeridium densum* T i m., *P. flexuosum* T i m., *P. laccatum* T i m., *P. sp.*, *Stictosphaeridium* sp.), силуэтными формами, смоляными пятнами, трихомами водорослей и органическими пленками [211, 214].

Сопоставляя приведенные выше сообщества микроорганизмов, следует отметить идентичность видового состава растительных остатков и одинаковую сохранность их из отложений гданцевской и родионовской свит и более разнообразный не только видовой, но и родовой состав водорослей и микрофитоцитов, установленных в гальке конгломератов глееватской свиты. Учитывая, что углефицированные органические остатки в глееватской свите обнаружены только в гальках, выявленные различия, по-видимому, указывают не на биостратиграфический признак, а на характер сохранности ископаемых остатков докембрийских микроорганизмов. Как известно, в процессе метаморфизма пород под влиянием температуры и давления органическое вещество водорослей углефицируется, изменяя химические и физические свойства, и деформируется. Согласно исследованиям Г. Бурман [268], в процессе метаморфизма даже небольшие изменения тангенциального давления приводят к мозаичному разложению хрупких углефицированных микрофитофоссилий системами трещин — их растяжению или сжатию по сланцеватости или слоистости пород, сохраняя вначале форму последних. Дальнейшие механические деформации приводят к полному распаду органических остатков на мелкие углистые частицы. По-видимому, хорошая сохранность углефицированных известкывыделяющих водорослей и микрофитоцитов в гальках конгломератов глееватской свиты объясняется тем, что цемент конгломератов как бы смягчал действие динамометаморфизма на гальки. В толще пород аналогичного состава гданцевской и родионовской свит влияние давления на органические остатки было более значительным, что привело к деформации

¹ В настоящее время верхняя свита расчленена на две свиты — гданцевскую и глееватскую.

² По данным работы [185], этот вид и три обозначенных рода переведены в другие виды и роды.

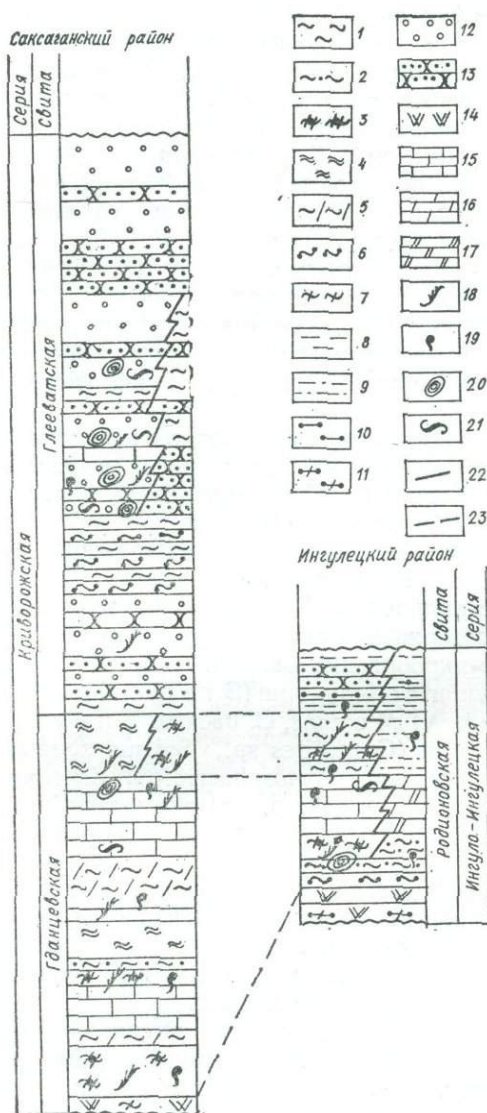


Рис. 32. Схема корреляции разрезов гданцевской свиты криворожской и родионовской свиты ингуло-ингулецкой серий с учетом палеонтологических данных.

Сланцы: 1 — биотитовые, 2 — биотит-графитовые, 3 — графитовые, 4 — карбонат-графитовые, 5 — карбонат-биотитовые, 6 — амфибол-биотитовые, 7 — магнетит-биотитовые; гнейсы: 8 — биотитовые, 9 — графит-биотитовые, 10 — амфибол-биотитовые, 11 — магнетит-биотит-амфиболы, 12 — конгломераты, 13 — кварцито-песчаник, 14 — кварцит безрудный, 15 — мрамор доломитовый, кварцито-доломитовый, 16 — кварц-карбонатная порода, 17 — кальцифир, 18 — синезеленые водоросли, 19 — сфероморфиды, 20 — микрофитолиты; 21 — водорослевые структуры, 22 — границы свит, 23 — границы горизонтов с микрофоссилиями в микрофитолитах

их вплоть до полного распада на мелкие графитовые частицы. Поэтому скопления графита и графитита в породах докембрия могут указывать на связь их с ископаемыми микроорганизмами. Это позволяет предположить, что водоросли и продукты их жизнедеятельности в первично-осадочных породах гданцевской и родионовской свит находились в большем количестве, чем они установлены в осадочно-метаморфических толщах этих свит.

Наряду с органическими остатками, определяемыми до вида, среди карбонатных пород Криворожско-Кременчугского и Ингуло-Ингулецкого районов нами выделены водорослевые доломиты — графит-содержащие доломитовые мраморы со своеобразной микроструктурой, напоминающей структуру биогенных известняков фанерозоя. Отличительным признаком этих водорослевых доломитов является слоистая микроструктура с определен-

ной регулярностью слоев: чередованием маломощных тонкослоистых прослоев с более мощными слоями, для которых характерна извилистая, столбчатая микроструктура, иногда с мелкими овальными, нитчатыми тельцами водорослевого происхождения. Последние сложены мелкозернистым карбонатом с тонкорассеянным графитом и окружены тонкой графитовой оболочкой.

Палеоботаническое изучение разрезов гданцевской и глееватской свит криворожской серии и родионовской свиты ингуло-ингулецкой серии показало, что органические образования приурочены к определенным стратиграфическим уровням (рис. 32).

В разрезе гданцевской свиты криворожской серии установлены три таких уровня: нижний — графитовые сланцы; средний — участки переслаивания карбонатных пород и графитсодержащих сланцев; верхний — кровля доломитовых мраморов.

В глееватской свите ископаемые остатки микроорганизмов приурочены к графитсодержащим сланцам и доломитовым мраморам из галек нижней пачки конгломератовой толщи.

В разрезе родионовской свиты ингуло-ингулецкой серии микрофитофоссилии, микрофитолиты и водорослевые структуры установлены главным об-

разом в отложениях средней подсвиты, где широко развиты графитовые сланцы и карбонатные породы.

Максимальная частота встречаемости наиболее распространенных видов микрофоссилий приурочена к Саксаганской структуре (район рудников им. К. Либкнехта — им. Коминтерна) и к южной части Родионовской структуры (участок Родионовский). Для этих же районов характерен и значительно более разнообразный состав микрофитолитов и известьвыделяющих водорослей. Частота встречаемости органических остатков и видовой состав их уменьшаются к северу по мере увеличения степени метаморфизма.

Таким образом, наличие в породах гданцевской и родионовской свит аналогичного комплекса микрофоссилий и единый характер распределения их в близких по литологическому составу породах, развитых на разобщенных площадях Криворожско-Кременчугского и Ингуло-Ингулецкого районов, наряду с ранее отмечавшимся сходством этих разрезов по литологическим, петрохимическим и формационным данным [76, 97, 99, 192 и др.] свидетельствует не только о единых палеофациальных и тектонических условиях их осадконакопления, но и о стратиграфическом единстве этих свит.

Комплекс органических остатков, присущий верхним свитам криворожской и ингуло-ингулецкой серий, не выявлен в отложениях саксаганской и артемовской свит.

Микрофитофоссилии и микрофитолиты, обнаруженные в осадочно-метаморфических породах Криворожско-Кременчугского и Ингуло-Ингулецкого районов, сопоставимы с некоторыми видами их протерозойских отложений других докембрийских регионов. В частности, колониальные водоросли *Calciferarivularia oligomerum* (Biel. et Morgd.) [*Coquium* (?) *oligomerum* Biel. et Morgd.] имеют сходство с онколитообразующими водорослями *Palia septentrionalis* But., установленными Р. В. Бутиным [37] в отложениях среднего ятулия Карелии. Синезеленые водоросли *Karelina ukrainica* Spetz h. по форме и зональному расположению слоевищ близки к виду *Karelina zonata* Kord., обнаруженным А. Г. Вологдиным и К. Б. Кордэ [39] в верхнеятулийских отложениях Карелии. Красные водоросли *Shujana praefulgida* Spetz h. по форме, размерам и радиально-лучистому строению колоний сравнимы с видом *Shujana Shulgini* Kord., описанным К. Б. Кордэ [112] из ятулийских отложений Южной Карелии. Для микрофитолитов в целом отмечается преемственность с рифейскими группами *Volvatella Nagoz.*, *Ambigolomellatus* Zur., *Osagia Twenh.*, *Visicularites* Reit. В то же время видовой состав онколитов, таких, как *Soliusus composites* Spetz h., *Granulites globos* Spetz h., сопоставим соответственно с *Osagia ludmilue* G. Kop. и *Volvatella atra* G. Kop., установленными Г. М. Кононовой [148] в шунгитсодержащих слоях людийской (людиковской) системы Карелии.

Анализ стратиграфического положения указанных выше ископаемых микроорганизмов показал относительную устойчивость растительных сообществ во времени и пространстве. Особенно важно подчеркнуть, что фитоценоз, присущий верхним свитам криворожской и ингуло-ингулецкой серий и обнаруженный в других докембрийских регионах, характерен для пород не древнее верхних подразделений нижнего протерозоя.

РАЙОН КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

При рассмотрении стратиграфии кристаллических пород КМА учитывались предшествующие исследования М. Н. Доброхотова [72, 73, 75, 80], М. Н. Воскресенской [41], Б. П. Епифанова [84], Н. И. Голивкина [50, 53, 54], Ю. С. Зайцева [58, 89—91], Э. П. Извекова [35, 36], В. Д. Полищук [174, 175], Е. М. Крестина [119, 120], Н. Д. Кононова [110], И. Н. Леоненко [142—144], Н. А. Плаксенко [164—173], И. Н. Щеголева [257—263], Б. Д. Клагитш [107], А. Д. Архангельского [4], И. А. Русинович [190] и др. Многолетнее изучение разреза пород с использованием геологических данных и применением комплекса специальных методов исследования позволи-

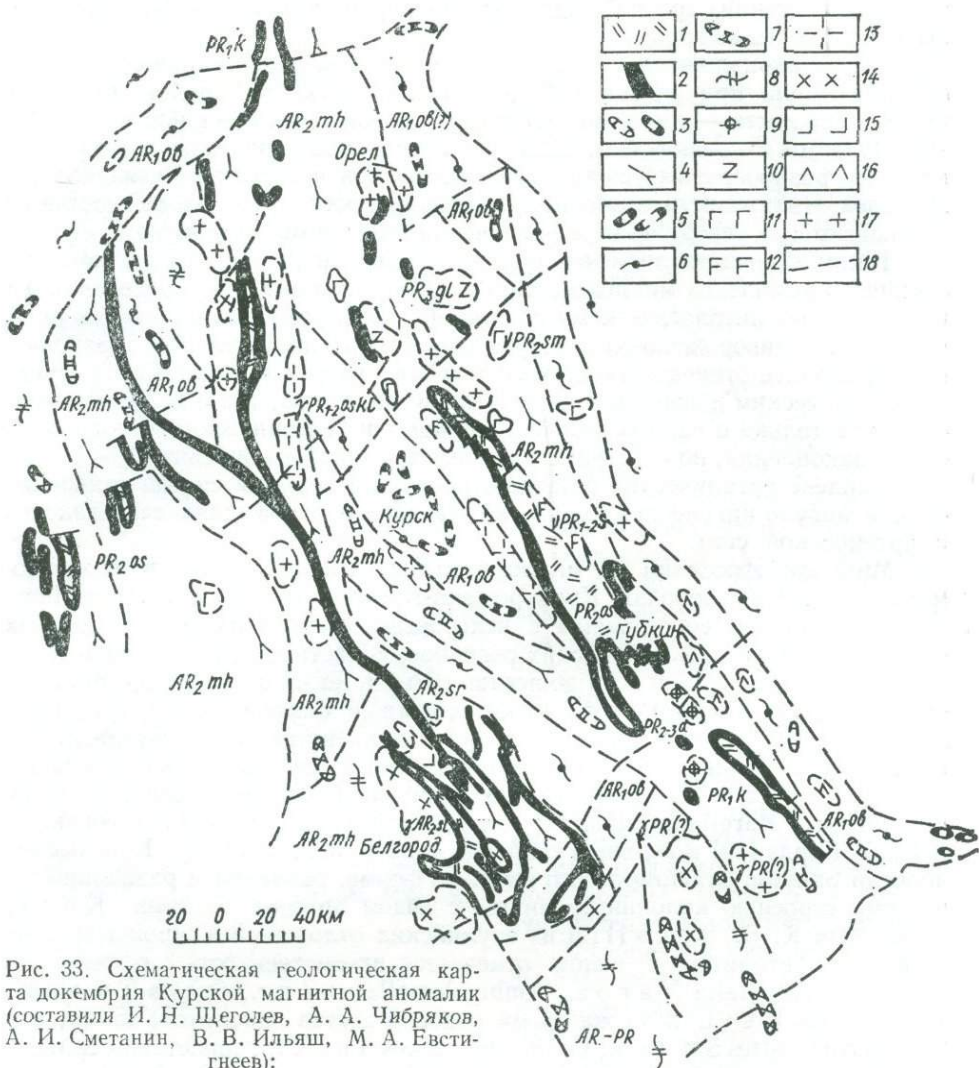


Рис. 33. Схематическая геологическая карта докембрия Курской магнитной аномалии (составили И. Н. Щеголев, А. А. Чибряков, А. И. Сметанин, В. В. Ильаш, М. А. Евстигнеев):

1 — оскольская серия — PR_{10sk}: линзы и пласты гравелитов, конгломератов, конгломерато-брекчий железистых кварцитов, кластогенных железных руд, переслаивающихся с метапесчаниками и сланцами, встречаются кристаллические известняки, мраморизованные доломиты, кварцевые порфиры и их туфы; 2 — курская серия — PR_{1k}: сланцы углистые серицит-кварцевые, карбонат-кварцевые с прослоями метапесчаников и безрудных кварцитов, железистые кварциты (малорудные, магнетитовые, железнослюдко-магнетитовые, магнетит-железнослюдковые, железнослюдковые и др.) с внутрирудными сланцами; конгломераты, гравелиты, кварцевые метапесчаники (нижняя часть); кварцевые метапесчаники, метаалевролиты, сланцы и мраморизованные доломиты; михайловская серия (AR_{2mh}): 3 — железисто-кремнистые породы (амфибол-магнетитовые, амфибол-гранат-магнетитовые, биотит-магнетитовые, малорудные) в переслаивании с амфиболитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, арковыми метапесчаниками, карбонатные породы, иногда полимиктовые конгломераты и гравелиты, кварцевые порфиры; обоянская серия (AR_{1ob}): 4 — амфиболиты, гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, аркозовые метапесчаники, карбонатные породы, иногда полимиктовые конгломераты и гравелиты, кварцевые порфиры; обоянская серия (AR_{1ob}): 5 — железисто-кремнистые породы (силикатно-магнетитовые гнейсы; дуупироксен-магнетитовые, гранат-магнетит-дуупироксенные, магнетит-амфиболовые) в переслаивании с гнейсами, амфиболитами; 6 — гранито-гнейсы, гнейсы, мигматизированные с подчиненными телами амфиболитов; архей — протерозой нерасчлененные (AR — PR): 7 — железисто-кремнистые породы; 8 — нерасчлененные образования (мигматиты, гнейсы, амфиболиты, сланцы) по геофизическим данным неясного возраста.

Интрузивные породы. Атамский комплекс (PR_{2-3a}): 9 — пегматиты, аплитовидные граниты, плагиограниты, альбититы, граносениты, гранодиориты. Смородинский комплекс (PR_{2-3 sm}): 10 — глазуновская толща: андезитовые порфиры, базальтовые порфиры; 11 — габбро-дolerиты, троктолиты. Стойло-Николаевский комплекс (PR_{1-2s}): 12 — серпентиниты, перидотиты, пироксениты, горнолендиты, талькосодержащие ортосланцы, габбро, габбро-диориты, габбро-пориты, габбро-диабазы, диабазы; гранодиориты. Осколецкий комплекс (PR_{1-2oskL}): 13 — карбонатно-биотитовые породы по дайкам основного и ультраосновного состава, плагиограниты, габбро, габбро-диориты, гранодиориты. Салтыковский комплекс (AR_{2sl}): 14 — салтыковские, яковлевские и игнатьевские серые плагиограниты. Сергеевский комплекс (AR_{2sr}): 15 — серпентиниты, горнлендиты, биотит-тремолитовые породы, габбро-амфиболиты; 16 — основные и ультраосновные породы неопределенного возраста (по геофизическим данным); 17 — гранитоиды неясного возраста (по геофизическим данным); 18 — тектонические нарушения

ло с большей достоверностью объяснить наличие вполне определенных стратиграфических уровней докембрия Курского бассейна и уточнить границы распространения разновозрастных толщ [261, 263].

В геологическом строении КМА принимает участие широкий комплекс метаморфических пород, первично-осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных, весьма характерный для многих древних щитов и массивов.

В полном разрезе нижнего докембрия Курского бассейна выделяются четыре главных стратиграфических уровня, к которым тяготеют различные по происхождению, масштабам проявления и металлоносности комплексы пород (рис. 33). Каждый из указанных уровней по продолжительности, охватывающей эпоху от 400 до 600 млн лет, и характерному набору пород соответствует вполне определенным и весьма крупным подразделениям — сериям: обоянской (нижний архей), михайловской (верхний архей), курской (нижний протерозой) и оскольской (верхняя часть нижнего протерозоя или средний протерозой по старым схемам).

Обоянская серия слагает нижнюю часть стратиграфического разреза докембрия и широко развита в положительных структурах, обрамляющих регион с разных сторон, а также в центральной межаномальной зоне. Суждения о ее комплексе пород и их возрасте неоднократно менялись [72, 75, 89, 96, 174, 175 и др.].

В последние годы Н. Д. Кононов, Б. М. Петров и другие [110] практически все гнейсовые толщи на КМА включили в состав наиболее древних образований обоянской серии нижнего архея. Однако железисто-кремнистые породы, тяготеющие к их разрезу, отнесли к более высокому стратиграфическому уровню — нижнепротерозойскому. Такие суждения противоречат фактическим данным. Железорудные образования достаточно широко распространены среди гнейсов, связаны с ними тесно пространственно и генетически и в возрастном отношении тяготеют к нижней части разреза докембрия.

И. Н. Щеголев [261, 263] на конкретных примерах обосновал и показал, что не все гнейсовые толщи следует включать в разрез обоянской серии. Часть из них несомненно тяготеет к следующему стратиграфическому уровню верхнего архея. Поэтому на составленной под его руководством карте (см. рис. 33) поля распространения пород обоянской серии несколько сужены, а михайловской серии — расширены.

Таким образом, выделенный комплекс пород древнейшей эпохи в регионе трактуется неоднозначно. Часть их включалась в разрез других, более молодых серий. Однако результаты изучения разновозрастного комплекса пород по всему Курскому бассейну с учетом их характерных ведущих признаков и разнообразных методических приемов позволяют метаморфические толщи, широко распространенные в районе Курско-Бесединских, Комаричских, Карачевских, Восточно-Орловских, Козинцевских, Шидловско-Шаталовских и других аномалий, считать наиболее древними.

Анализ материалов указанных аномалий и других древних геоструктурных блоков показывает, что достаточно мощные толщи обоянской серии характеризуются вполне определенным комплексом пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, представленных различными по составу гнейсами: биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранатовыми, пироксен-амфиболовыми, гранат-пироксеновыми, графитовыми, силлиманитовыми, кордиеритовыми и др. Среди гнейсов отмечаются пачки амфиболитов, карбонатных (кальцифиры) и железисто-кремнистых пород двупироксен-магнетитового, гранат-магнетит-двупироксенового, магнетит-амфиболового состава, а также малорудные и безрудные их разновидности. Грубообломочных толщ (конгломераты, гравелиты) в разрезе серии всех изученных районов региона не встречено. Общую мощность всего комплекса древнейших пород трудно определить, так как контакт с подстилающими их образованиями не установлен.

Некоторые признаки свидетельствуют о том, что на ранних этапах развития Земли проявились процессы выветривания: наличие высокоглино-

земистых гнейсов силлиманитового, кордиеритового и кордиерит-силлиманитового состава мощностью до 10—15 м, а также железорудных толщ мощностью до 30 м и более [94, 259, 263]. Последние, видимо, являются метаморфизованными эквивалентами высокожелезистых пород. Для первых исходными были, очевидно, гидрослюдисто-каолиновые толщи, перемещенные в водоемы седиментации при размыве коры выветривания. Но предварительно из них были вынесены железо и избыток кремнезема. Различные по составу гнейсы, вмещающие железные руды, содержат обломочные зерна циркона, монацита, граната, апатита [172].

Не совсем ясны первичные условия образования амфиболитов обоянской серии. Они распространены небольшими телами среди гнейсов, иногда непосредственно контактируют с железисто-кремнистыми породами. Наличие в меланократовых толщах аллотигенных зерен может свидетельствовать об осадочном их генезисе, за счет мергелистых или карбонатно-кварцевых осадков.

Слабая степень изученности разреза пород региона, а порой близкий петрографический состав наиболее широко распространенных гнейсовых толщ, отсутствие сплошных пересечений буровыми скважинами не позволяют в настоящее время установить достаточно точно последовательность смены пород, а тем более объединять их в определенные свиты или серии.

Среди гнейсо-гранулитового цоколя обоянской серии распространены базит-гипербазитовые породы сергеевского, бесединского, гранитоидные яковлевского и салтыковского комплексов. Первые образуют конкордантные и реже секущие тела с повышенными концентрациями хрома и никеля в гипербазитах. Более кислые интрузии представлены плагиогранитами с характерными вкраплениями голубого кварца, аплит-пегматитами со слабой геохимической специализацией на молибден и редкие земли.

Изотопно-геохронологические определения возраста по гнейсам выполнены в ограниченном количестве и явно занижены вследствие развития более поздних наложенных процессов. По данным Е. М. Крестина возраст гнейсов по единичным определениям 3050—3100 млн лет, что может соответствовать верхней границе нижнего архея.

Михайловская серия залегает с несогласием (косвенные признаки) на древнейшем основании, имеет многокилометровую мощность (более 10—12 км) и преимущественное распространение в регионе по сравнению с другими образованиями. Ее породы установлены в процессе геологического картирования докембрия М. Н. Доброхотовым [72]. При внимательном рассмотрении стратиграфических схем фундамента КМА различных исследователей обнаруживаются большие противоречия в масштабах развития ее толщ, приуроченности их к определенному ярусу, последовательности расположения образований в разрезе, а также в правомерности объединения пород в михайловскую серию.

М. Н. Доброхотов [72] отмечал, что разрез пород Курской магнитной аномалии, залегающий на более древнем гнейсовом субстрате, очень сходен с разрезом Приднепровской зоны Украинского щита. По его данным, в районе Михайловского месторождения он начинается верхнеархейской серией метабазитов мощностью 2—3 км. Сюда же он отнес измененные амфиболиты в районе Яковлевского месторождения. Работы по геологическому картированию района Курской магнитной аномалии позволили В. Д. Полищуку и другим [175] установить более разнообразный состав пород михайловской серии, относимых условно к раннепротерозойскому возрасту. Ими наряду с основными вулканитами, преобразованными в процессе метаморфизма в амфиболиты, установлены измененные продукты кислого вулканизма (кератофиры, кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры), терригенные осадочные породы (кварц-биотитовые, биотит-хлоритовые, альбит-биотитовые сланцы и метапесчаники), а также маломощные прослои безрудных и малорудных железистых кварцитов. Указанные породы отмечаются в районе Михайловского, Белгородского, Новоялтинского и Старооскольского районов, где, по их мнению, отчетливо подразделяются на две или даже три толщи.

Однако данные о мощности образований михайловской серии у этих исследователей весьма противоречивы (сотни — 2—3 тыс. м).

В. Д. Полищук и другие [175], отнеся михайловскую серию к типичной спилито-кератофировой формации, отмечают, что исходным материалом для их образования являлись как вулканогенные, так и терригенные осадочные породы, сформировавшиеся в условиях морского (нижняя часть разреза), лагунно-континентального и континентального (верхняя или средняя и верхняя части разреза) режима. В стратиграфической схеме 1980 г. Н. Д. Кононов и Б. М. Петров обосновывают двухчленное деление михайловской серии с выделением александровской (нижней) и лебединской (верхней) свит. Н. И. Голивкин отнес [51] весь разрез михайловской серии сначала к лебединской свите, а затем [53] в лебединскую свиту включил только верхнюю часть серии.

И. Н. Щеголев в 1975 г. в стратиграфической схеме докембрия Курской магнитной аномалии предложил весь мощный разрез михайловской серии объединить в три свиты. Нижняя, железногорская, свита представлена метаморфизованными аналогами основных и ультраосновных пород (амфиболитами, метадиабазами и др.), средняя, или истобнянская, свита объединяет метавулканиды среднего состава и терригенно-осадочные толщи (гнейсы, сланцы, метапесчаники и др.) и верхняя коробковская, или лебединская (по Голивкину и др. [53]), представлена метааналогами кислых вулканитов (кварцевыми порфирами, кератофирами, туфосланцами, туфопесчаниками и др.).

Более сложную картину строения михайловской серии приводит Е. М. Крестин [120], который подразделяет ее разрез на четыре свиты, объединенных в собственно михайловскую серию (александровская и дичнянская свиты) и лебединскую серию (губкинская и долгополянская свиты).

Такие крайне противоречивые точки зрения свидетельствуют о сложности строения разреза зеленокаменных толщ михайловской серии.

Детальные исследования, выполненные в последние годы, позволили установить своеобразные особенности этих пород, которые отчетливо объединяются в три разновозрастных комплекса, закономерно сменяющих друг друга в разрезе михайловской серии. По многим признакам они значительно отличаются как от более древних образований обоянской серии, так и от более молодых толщ курской серии.

При сопоставлении геологических разрезов многих районов удалось установить характерные особенности строения, которые присущи разрезу пород михайловской серии. Эти породы с востока и запада обрамляют Михайловско-Белгородскую и Щигровско-Оскольскую полосы магнитных аномалий, а также отмечаются в центральной части Курского мегантиклинория. Разрезы докембрия Истобнянских, Шатиловских, Медвенских, Мантуровских, Алексеевских, Косиновских, Усожских, Тарасовских, Волоконовских, Змеевских и других аномалий имеют большое сходство в строении зеленокаменных толщ.

Вещественный состав пород михайловской серии чрезвычайно разнообразен и представлен в различной степени метаморфизованными продуктами основных, средних и кислых вулканитов, а также вулканогенно-осадочных и терригенных пород. Среди них наиболее распространены амфиболиты, кварцевые порфиры, сланцы, гнейсы, карбонатные породы и железисто-кремнистые образования.

В строении всех изученных разрезов михайловской серии нет разнообразия. Так, на участках Михайловского, Белгородского, Тим-Ястребовского и Волотовского синклиналиев состав пород изменяется от подошвы к кровле от основных к более кислым вулканитам. В других районах, расположенных в пределах Курского мегантиклинория, а также в периферийных частях синклиналиев зон между указанными толщами широко развиты песчаники, сланцы, гнейсы, железисто-кремнистые породы и в меньшем объеме — амфиболиты и порфиры (Истобнянские, Шатиловские, Медвенские аномалии и др.). Очевидно, здесь увеличивается мощность вулканоген-

но-осадочных и нормально-осадочных пород, которые занимают в разрезе промежуточное положение между амфиболитами и кварцевыми порфирами и характерны для средней части разреза михайловской серии.

Анализ материалов по геологии зеленокаменных поясов Курской магнитной аномалии позволяет констатировать, что в строении михайловской серии принимают участие три разновозрастных комплекса пород, которые объединены в три свиты (снизу вверх): александровскую, дичнянскую и лебединскую.

Александровская свита. В основании разреза зеленокаменных поясов в Михайловском, Старооскольском, Белгородском и других районах залегает довольно мощная толща (до 2,5—3,0 км) основных вулканитов, представленных амфиболитами. Среди них отмечаются пласто- и линзообразные тела коматиитов, железисто-кремнистых образований, туфосланцев, туфопесчаников и карбонатных пород. Амфиболиты по составу рогово-обманковые, актинолитовые, содержащие плагиоклазы (олигоклаз — андезин), в меньшем количестве кварц. Среди амфиболитов встречаются мало-мощные тела, сохранившие реликтовые диабазовые структуры, отнесенные нами к метадиабазам. Коматииты более характерны для нижней части свиты, где среди амфиболитов отмечаются их тела мощностью от нескольких сантиметров до 20—30 м. Е. М. Крестин [120] выделяет перидотитовые, пироксенитовые и базальтовые коматииты. Первые — крупнозернистые, состоят из оливина (замещен лизардитом), тремолита, актинолита, реже хлорита с вкрапленностью рудных минералов (магнетита, пирротина, пентландита, хром-шпинелидов). Вторые представлены актинолитом, тремолитом с небольшим количеством хлорита, плагиоклаза. Коматиитовые базальты мелкозернистые, в основном содержат актинолит, роговую обманку, плагиоклаз с небольшим количеством хлорита, апатита, сфена и магнетита.

Карбонатные породы образуют среди амфиболитов редкие прослои мощностью до 20 м (Усожский и другие участки). Главными породообразующими минералами их являются карбонаты, кварц, амфиболы (актинолит).

Туфопесчаники и туфосланцы отмечаются в виде линз небольшой мощности (до первых десятков метров). Первые в основном состоят из полевых шпатов (иногда до 75—90 %) и кварца. Поэтому по составу среди них выделяют полевошпатовые, кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые разновидности. Сланцы по составу хлорит-биотитовые, хлорит-серицитовые, хлорит-амфиболовые, биотит-карбонатные с различным содержанием кварца. В них отмечаются плагиоклазы, полевые шпаты.

Железорудные образования развиты незначительно и характеризуются низкой продуктивностью. Рудные тела образуют редкие прослои небольшой мощности — от нескольких сантиметров до 5—10 м (район М. Хутора, Усожи, Михайловки и др.). На Тарасовских аномалиях суммарная мощность продуктивных горизонтов возрастает до 45 м. Однако там они неоднократно переслаиваются с туфогенными сланцами. Железистые горизонты в основном представлены амфибол-магнетитовыми и магнетит-амфиболовыми разностями с невысоким содержанием магнетита и в большей степени соответствуют их малорудным разностям.

Дичнянская свита. Средняя часть разреза михайловской серии представлена породами дичнянской свиты, широко распространенными в районе Истобнянских, Шатиловских, Медвенских, Алексеевских, Коньшевских, Косиновских и других аномалий. В ее составе преобладают сланцы и гнейсы (биотитовые, ставролитовые, ставролит-гранатовые, мусковит-биотит-ставролитовые, биотит- и эпидот-амфиболовые, амфибол-гранатовые, мусковитовые, биотит-хлоритовые, биотит-гранатовые), среди которых распространены пласты железисто-кремнистых пород, реже пачки амфиболитов, карбонатных пород и аркозовых метапесчаников. Гнейсы и сланцы в некоторых районах мигматизированы. Максимальная мощность характеризуемых толщ свиты точно не установлена из-за отсутствия перекрываемых разрезов, по косвенным данным мощность ее может достигать 10—12 км. Гнейсы и сланцы в основной массе (90—95 %), очевидно, производные более

кислых вулканитов (дацитов, риолитов, риодацитов). Остальная часть разреза (5—10 %) сформировалась за счет терригенно-осадочного и хемогенно-осадочного процессов.

Кристаллические сланцы и гнейсы характеризуются различным минеральным составом, в некоторых районах они в различной степени мигматизированы.

Карбонатные породы встречаются редко в виде небольших тел (Севские аномалии), в составе которых преобладают карбонаты, амфиболы (актинолит), пироксены (диопсид) и реже мусковит, турмалин, сфен.

Метапесчаники более широко развиты среди гнейсо-сланцевых толщ и представлены массивными и слабо слоистыми разностями, иногда с типичной бластосаммитовой структурой. По вещественному составу они соответствуют аркозам и субаркозам. В качестве главных компонентов встречаются полевые шпаты (15—90 %) и кварц. В небольших количествах содержатся биотит, мусковит, карбонаты, амфиболы и др.

Амфиболиты отмечаются среди гнейсо-мигматитового субстрата в виде маломощных тел массивной и сланцеватой текстуры. Главными породообразующими минералами их являются амфиболы (роговая обманка, куммингтонит), плагиоклазы, реже биотит, гранат, карбонаты, кварц).

Железорудные образования достаточно широко развиты и встречаются среди гнейсо-сланцевого комплекса пород, образуя пачки и горизонты мощностью до 100 м и более, протягивающиеся с учетом геофизических данных до десятка километров. Суммарная мощность продуктивных пластов без учета вмещающих пород в разрезах отдельных участков может быть и больше (Истобнянские, Лев-Толстовские и другие аномалии). По вещественному составу среди железисто-кремнистых образований выделяются следующие разности: амфибол-, амфибол-гранат-, биотит- и хлорит-магнетитовые, реже магнетит-пироксеновые и гематит-магнетитовые. Указанные типы железистых кварцитов контактируют с вмещающими породами через маломощные горизонты безрудных и малорудных (с магнетитом) разновидностей.

Л е б е д и н с к а я с в и т а. Разрез михайловской серии венчают образования лебединской свиты, которые наиболее широко развиты в Староскольском районе, а также установлены в Михайловско-Белгородской аномальной зоне на Тарасовских аномалиях. Они (100 %) представлены метаморфизованными аналогами кислых вулканитов — кварцевыми порфирами, кератофирами, порфиридами, туфами и туффитами. Однако практически весь разрез сложен метакварцевыми порфирами с характерным голубым кварцем различных оттенков — от бледно- до темно-голубого. Размер вкрапленников достигает 4—6 мм. Кроме кварца иногда отмечаются повышенное содержание полевых шпатов. Среди основной эффузивной массы наблюдаются туфогенные породы, представленные туфами, туффитами, туфосланцами и туфопесчаниками. Вначале установленная максимальная мощность лебединской свиты достигала 150 м. В настоящее время на Стретенском участке вскрытая мощность разреза кварцевых порфиров во много раз увеличена и достигает более 1,5—2,0 км.

Каковы же взаимоотношения пород зеленокаменных поясов михайловской серии с подстилающим долом кристаллических толщ обоянской серии? До сих пор не получены перекрытые разрезы, помогающие решать эти вопросы. Но существование домихайловской коры выветривания на древнем основании пород, несопадение структурных планов двух разновозрастных толщ на некоторых участках, наличие грубообломочных пород в разрезе михайловской серии могут свидетельствовать о стратиграфическом и структурном несогласии между нижне- и верхнеархейскими образованиями. Многие зарубежные исследователи доказывают на фактическом материале наличие стратиграфического и структурного несогласия между зеленокаменными поясами и породами гранито-гнейсового основания (Австралийский, Индийский, Канадский, Бразильский щиты). И. Н. Щеголев [263] показал, что в строении разреза пород архея главнейших железорудных провинций мира и Курским железорудным районом много сходного.

На Курской магнитной аномалии в основании разреза михайловской серии Игнатьевского участка (скв. 2734^а) выделяются ритмично переслаивающиеся толщи конгломератов, метапесчаников и зеленых сланцев (хлорит-амфиболовых). Последние преобладают. Грубообломочные толщи образуют прослой и линзы мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и залегают в нижних частях выделенных ритмов с довольно отчетливой дифференциацией по крупности обломочного материала. Основание каждого ритма сложено гальками (размером до 2—3 см). К верхним частям ритмов размеры обломочного материала постепенно уменьшаются до 1,1—0,3 см, а затем с еще меньшей размерностью частиц постепенно конгломераты переходят в метапесчаники. Верхняя часть ритмов представлена зелеными сланцами.

Положение указанных грубообломочных пород в общем разрезе михайловской серии не выяснено. Нет определенной уверенности, что они залегают в самом основании зеленокаменных поясов, так как на Игнатьевском участке не встречены типичные амфиболиты александровской свиты. Но в Старооскольском районе указанные metabазиты михайловской серии залегают на базальных грубозернистых горизонтах (метапесчаниках), прослеженных по простиранию скважинами с горными выработками на 1500 м [95].

На некоторых участках (Михайловский, Новоялтинский) михайловская серия залегают на древнем основании с явными признаками выветривания [41]. Верхи нижнеархейских плагиогранитов сложены дезинтегрированными зернами кварца и серицитизированного плагиоклаза среди основной кварц-серицитовой массы. В средней части разреза зеленокаменных пород также фиксируются продукты коры выветривания по высокоглиноземистым толщам (ставролитовые, ставролит-гранатовые, мусковит-биотит-ставролитовые, мусковитовые сланцы и гнейсы), которые, очевидно, являются метаморфизованными аналогами глинистых пород [261]. Наличие в них аллотигенных кристаллов циркона, апатита, ильменита и других свидетельствует о терригенно-осадочном генезисе. В Старооскольском районе встречается горизонт мощностью до 20 м корунд-мусковитовых сланцев, на которых залегают кислые эффузивы (с голубым кварцем) лебединской свиты [175]. Метаморфизованными их аналогами, вероятнее всего, были перетолженные продукты выветривания, содержащие свободный глинозем.

Среди описываемых зеленокаменных поясов михайловской серии распространены интрузивные комплексы пород. Наиболее древние из них относятся к железногорскому комплексу верхнего архея [241]. В его составе выделяются межпластовые линзовидные тела дунитов, лерцолитов, оливковых пироксенитов, габброидов с рудопроявлениями хрома, силикатного никеля и магнезиального сырья. Гранитоиды объединены в усманский и осколецкий комплексы и представлены плагиогранитами, адамеллитами, тоналитами, кварцевыми диоритами со слабой геохимической специализацией на цинк, золото, молибден и олово. По цирконам из плагиогранитов определялся изотопный возраст пород, который составляет 2700—2800 млн лет [228].

Характеристика разреза пород михайловской серии позволяет сделать вывод об эволюции древнейших процессов в позднем архее. Наблюдается изменение вулканитов от основного и ультраосновного (александровская свита) до кислого состава (лебединская свита). В этом же временном направлении изменялась интенсивность процессов вулканизма, о чем свидетельствуют различия в мощности пород серии. Накопление мощных вулканогенных толщ, с которыми теснейшим образом ассоциируют железорудные образования, соответствует среднемихайловскому времени (дичнянская свита). Именно к этому этапу приурочены и наибольшие мощности железисто-кремнистых пород (до 100 м и более). Там же, где разрез пород михайловской серии представлен основными и ультраосновными вулканитами (александровская свита), железные руды развиты мало и имеют небольшие мощности — от нескольких сантиметров до первых метров.

Курская серия нижнего протерозоя с угловым стратиграфическим и структурным несогласием залегают на архейских породах и выполняет

крупные, протяженные в северо-западном направлении на сотни километров синклиновые зоны. Практически на 100 % ее разрез сложен терригенно-осадочными толщами, в том числе и хемогенными. В качестве самостоятельной стратиграфической единицы Курская серия была предложена М. Н. Доброхотовым [72] как аналог криворожской серии Украинского щита.

Вопрос об объеме и четком стратиграфическом расчленении пород курской серии окончательно не решен.

Проведенные многолетние исследования [164, 166, 258, 263] позволили вполне обоснованно разделить курскую серию на три свиты (нижнюю, среднюю и верхнюю). Однако Бюро постоянной комиссии по раннему докембрию при МСК утвердило двухчленное строение разреза пород курской серии (снизу вверх): стойленская и коробковская свиты. Причем первая соответствует по объему нижней свите, а вторая объединяет среднюю и верхнюю свиты серии.

Стойленская свита. Широко распространена в регионе Курской Магнитной аномалии. Мощность ее непостоянна: от первых метров (Старооскольский район, Реутецкое месторождение) до двух и более тысяч метров (Новоялтинский район).

В основании свиты залегают пласто- и линзообразные залежи олигомиктовых и полимиктовых конгломератов мощностью до 7—9 м, переслаивающихся с метапесчаниками, металевоэролитами и сланцами. Вверх по разрезу объем грубообломочных толщ (а они иногда удалены от основания свиты до 500 м) постепенно уменьшается и, наоборот, мощность метапесчаников и сланцев увеличивается. Появляются карбонатные породы. В верхней части свиты преобладают сланцы биотит-кварцевые, мусковитовые, двуслюдяные, гранат-куммингтонитовые, куммингтонит-кварцевые, карбонат-биотитовые. Разрез пород свиты заканчивается толщей филлитовидных углесто-глинистых и пиритизированных сланцев, среди которых встречаются прослой безрудных кварцитов, линзообразные тела и прослой сульфидно-карбонатно-магнетитовых руд. Переходы от пород стойленской свиты к железистым кварцитам коробковской свиты постепенные.

Коробковская свита. Слагает центральную часть разреза курской серии. На одних участках, например Михайловском, Новоялтинском, Курбакинском, Лубянском, она сложена железистыми кварцитами, где иногда отмечаются редкие и маломощные прослой внутрирудных сланцев. На других — железорудные толщи содержат от одного до пяти — семи сланцевых горизонтов мощностью от нескольких до сотен метров (Лебединский, Стойленский, Салтыковский, Тимский, Реутецкий и др.). Мощность пород коробковской свиты изменяется от сотен до тысяч метров. Наименьшие мощности ее характерны для некоторых участков Старооскольского района, а наибольшие — для Михайловского синклиория. Так, на Михайловском и Новоялтинском месторождениях мощность свиты, представленной в основном железистыми кварцитами, составляет 2000—2500 м. Выявленные Н. А. Плаксенко [166] особенности направленного изменения мощностей пород свиты в пространстве, а также отчетливо проявленная закономерная последовательность седиментации первичных железисто-кремнистых веществ, идентичность их аутигенно-минералогической зональности, текстурно-структурных, геохимических и других признаков свидетельствуют о том, что все железорудные толщи и вмещающие их породы коробковской свиты Курской магнитной аномалии формировались в едином морском бассейне.

Толща железистых кварцитов коробковской свиты уверенно расчленяется на серию литолого-стратиграфических горизонтов, которые хорошо увязываются как по простиранию, так и по падению. Они сложены вполне определенными генетическими типами кварцитов, располагаясь в следующей закономерной последовательности от периферии к центральному частям продуктивных толщ, от наиболее мелководных к более глубоководным фациям: безрудные и малорудные, карбонатно- и силикатно-магнетитовые, магнетитовые, железослюдко-магнетитовые, магнетит-железослюдковые и железослюдковые разности кварцитов. Не все типы железистых кварци-

тов в одинаковой степени развиты на различных участках. Некоторые из них образуют частые переслаивания. Очевидно, все зависело от глубины бассейна седиментации и направленности колебательных движений. Общая обстановка периода формирования пород была такова, что наиболее глубоководные участки наблюдались в юго-западной полосе, тогда как менее глубоководные — в северо-восточной. Поэтому в первом случае преимущественно развиты гематитсодержащие, а во втором — магнетитсодержащие разности железистых кварцитов. Для последних характерны переслаивания пелитоморфными горизонтами, представленными сланцами углестыми, биотит-кварцевыми, двуслюдистыми, гранат-биотитовыми, кварц-куммингтонитовыми. От железистых кварцитов в ненарушенных толщах они всегда отделены прослоями и горизонтами безрудных и малорудных кварцитов с магнетитом.

На некоторых участках верхняя часть свиты представлена песчанико-сланцевыми породами, постепенно сменяющими железорудную толщу. Такие взаимоотношения наблюдаются на Новоялтинском, Курбакинском, Жигаевском, Реутецком, Коробковском, Лебединском, Стойленском и других участках Курской магнитной аномалии. Мощность свиты непостоянна — от 0 до 200—300 м. Непосредственно с подстилающей железорудной толщей (на участках постепенного перехода) контактируют сланцы углесто-глинистые, кварц- и гранат-биотитовые, гранат- и кварц-куммингтонитовые. Вверх по разрезу в сланцах все более увеличивается количество карбонатов, иногда наблюдаются метапесчаники. На месторождениях Михайловском, Жидеевском, Лучкинском, Тимском и других сланцы полностью, а железистые кварциты частично размыты в результате посткурских денудационных процессов.

В описываемом разрезе интрузивные комплексы в общем встречаются редко. Отмечаются гранитоиды с пегматитовыми телами лискинского комплекса с повышенными концентрациями лития и других редких и редкометаллических элементов. Интрузии стойло-николаевского комплекса, сложенные породами ультраосновного и основного состава (серпентиниты, перидотиты, горнблендиты, габбро, габбро-нориты, диориты) с дайками диорит- и гранодиорит-порфириров, лампрофириров и других характеризуются повышенными содержаниями титана. Процессы гранитизации для пород курской серии не характерны.

В некоторых районах по данным бурения устанавливается донизнепротерозойская, или докурская кора выветривания. Поверхности выравнивания охватывали различные уровни архейского разреза и разнообразные по вещественному составу породы. Так, на Михайловском месторождении конгломераты курской серии перекрывают сланцеватые амфиболиты михайловской серии. Последние с глубиной постепенно переходят к неизменным разностям амфиболитов, изменяют окраску, вещественный состав и текстурно-структурные признаки [261]. Метаморфизованные коры выветривания аналогичного возраста, которые развивались по гнейсам, гранитондам и амфиболитам, установлены в Старооскольском и Новооскольском районах [41, 94, 111].

Детальные работы на Михайловско-Новоялтинском рудном поле позволили подтвердить не только угловое и стратиграфическое, но и установить структурное несогласие между разновозрастными породами архея и протерозоя [261]. Разница в простирации основных структур михайловской и курской серий там достигает 35—40°.

По различным породам курской серии определялся их радиологический возраст различными лабораториями и методами. Наиболее надежные результаты были получены А. И. Тугариновым и другими [228] свинцово-урановым методом. По их данным, возраст урансодержащего пирита из цемента базальных конгломератов свиты 2730 млн лет, что соответствует нижнему рубежу протерозоя. Хорошая сходимость результатов изотопного возраста установлена и для верхних горизонтов курской серии, отвечающих рубежу 2000 млн лет.

Оскольская серия завершает разрез раннего докембрия (мощность более 2,5 км) региона и тяготеет к протерозойским синклинорным зонам. Породы ее с небольшим угловым и стратиграфическим несогласием залегают на различных уровнях курской серии: на покрывающих песчанико-сланцевых толщах, железистых кварцитах, глубоко врезаются в железистые кварциты коробковской свиты и опускаются в терригенные образования стойленской свиты (Михайловское месторождение). Вполне возможны контакты с архейскими породами. Название серии предложил Н. И. Голивин в 1963 г. для Щигровско-Оскольской полосы Курской магнитной аномалии. В нее включались образования, которые с перерывом и несогласием залегают на железорудной свите курской серии. До этого большинство исследователей все породы, залегающие на продуктивной толще, отнесли в одних схемах к верхнекурсской, в других — к курбакинской и в третьих — к тимской свитам, входящим в состав курской серии.

Стратиграфическое несогласие между железистыми кварцитами и породами оскольской серии установил Н. А. Плаксенко [164].

Возникновение посткурсской поверхности выветривания теперь ни у кого не вызывает сомнений. Нами отмечалось [171], что перерыв в осадконакоплении наступил после отложения пород коробковской свиты и имел региональное распространение не только в районе Курской магнитной аномалии, но и на Украинском щите. Позднее аналогичные взаимоотношения были описаны в разрезах докембрия главнейших железорудных провинций мира [263]. Очевидно, потребовался длительный период времени, чтобы разрушить и переотложить многосотметровую толщу пород курской серии. Продукты ее разрушения четко фиксируются в базальных горизонтах оскольской серии и иногда удалены от основания серии более чем на 1500 м (Жидевский участок). При определении ее нижней границы нас не должно смущать, что в некоторых разрезах отсутствуют типичные конгломераты или седиментационные брекчии. В этот период могли существовать и благоприятные условия для образования более мелкозернистых фракций пород с типичными кластогенными структурами.

Анализ материалов буровых скважин по докембрию различных районов Курской магнитной аномалии приводит нас к убеждению, что породы оскольской серии следует отнести к среднему протерозою. На это мы обращали внимание в своих предшествующих работах [167, 170, 258]. Не случайно после формирования пород курской серии кардинально изменились условия осадконакопления. Они явились следствием изменения палеогеографической и палеотектонической обстановки, что предопределило весь дальнейший ход истории развития региона. Однако в стратиграфической шкале докембрия СССР, утвержденной МСК в 1978 г., средний протерозой исключен. Его разрезы переведены в верхи нижнего протерозоя.

Для всех разрезов оскольской серии характерна последовательная и неоднократно повторяющаяся смена от грубообломочных образований (конгломератов, седиментационных конгломерато-брекчий, гравелитов с типичными обломками железистых кварцитов) до метапесчаников и сланцев. Даже в разрезе одного месторождения (Михайловское) иногда отмечаются до 10—12 пачек конгломератов мощностью от первых сантиметров до 130—180 м. Среди более мелкозернистых разновидностей пород встречаются грубо- и тонкослоистые бедные и богатые по содержанию железа образования, часто с грубокристаллическим строением и плохой сортировкой, землистые и неслоистые обломочные руды. Нередко среди карбонат-слюдистых сланцев отмечаются горизонты доломитов, мраморизованных известняков, шунгитоподобных пород (Старооскольский район).

Среди разреза указанной серии в Михайловском и Старооскольском районах обнаружены вулканогенные толщи (не более 5 % объема серии): кварцевые порфиры и их туфы, туффиты, туфогенные сланцы и метапесчаники. Кроме того, в Тим-Ястребовском синклинории Н. И. Голивин и другие [53] в основании тимской свиты в отдельных скважинах встретили амфиболиты, амфиболовые сланцы, миндалекаменные и диабазовые порфири-

ты. Положение их в разрезе точно не установлено, и они напоминают разрез нижней части михайловской серии, к которой их, видимо, и следует относить. Гранитоиды среди разреза описываемых пород достоверно не установлены.

Анализ взаимоотношений разновозрастных пород показывает, что существовала дооскольская эпоха корообразования, которая фиксируется по метаморфизованным корам выветривания на породах средней и верхней частей разреза курской серии [41]. Радиологический возраст пород оскольской серии (цирконы из кислых эффузивов Михайловского месторождения), установленный термоэмиссионным методом в лаборатории ИГФМ АН УССР, составляет 2310 млн лет, по данным Л. Н. Овчинникова и других [158] — 1700—1850 млн лет.

БЕЛОРУССКО-ПРИБАЛТИЙСКИЙ РЕГИОН

Разработка стратиграфической схемы докембрийских образований кристаллического фундамента Белоруссии весьма сложна. Фрагментарное распространение метаморфических толщ, их гранитизация, отсутствие представительного кернового материала для получения перекрытых опорных разрезов, складчато-блоковая структура региона, широкое развитие явлений «омоложения» пород — все это сильно затрудняет как глубинное геологическое картирование, так и расшифровку последовательности формирования комплексов.

Кристаллический фундамент Белорусско-Прибалтийского региона — глубоко погруженная часть Восточно-Европейской платформы, ограниченная с запада тектонической линией Тейссера — Торнквиста, а на севере, востоке и юго-востоке — структурами Восточно-Европейской платформы.

В тектоническом строении региона, выраженном в магнитном и гравитационном полях, как и на всей территории Восточно-Европейской платформы, выделяются линейные системы положительных аномалий, группирующихся в полосовые области, и поля аномалий ослабленного отрицательного геофизического поля, мозаичного или реликтового полосового строения. Те и другие аномальные поля отражают наиболее общие закономерности глубинного строения территории фундамента, выражая сочетание складчатых поясов и древнейших тектонических поднятий и блоков (рис. 34).

В Белорусском регионе широкое развитие имеют архейские и протерозойские образования. Ранее утверждалось, что в основе структуры фундамента сочетаются древние архейские и более поздние протерозойские (архей-протерозойские, ниже-среднепротерозойские) складчатые системы. Считалось, что последние сформировались в зонах дробления и растяжения континентальной земной коры или в участках геосинклинальных поясов, разделявших древние массивы. Подобные представления разделяли Р. А. Гафаров, В. А. Дедеев, М. В. Муратов, Б. В. Бондаренко, М. И. Михненко и др. К. О. Кратц и другие [115] уже выделяют соответственно изометричные блоки земной коры, или «поля», и линейные облекающие их структуры — «межи».

В современном тектоническом плане массивы типа Минского, Полоцкого, Рогачевского и других представляют собой блоки мигматитов и биотитовых гранито-гнейсов нижней части щучинской серии. В границах Прибалтики к их аналогам относятся: Центрально-Литовский блок, Латгальский и Латвийско-Эстонский массивы в Латвии и Эстонии, Лужский в Новгородской области и др. Пространства между перечисленными массивами заняты реликтовыми толщами основных гранулитов, которые сохранились в областях линейных аномальных полей в Северо-Западной Белоруссии, юго-западных частях Литвы и Латвии и простираются в южную и северо-западную Эстонию.

Как в блоках, так и в межблоковых пространствах широко развиты интенсивно переработанные в процессе гранитизации породы — чарнокитоиды и гранитоиды, составляющие узкие и протяженные линзы, полосы и поля мигматизированных пород. Среди них встречаются реликты гранулитов

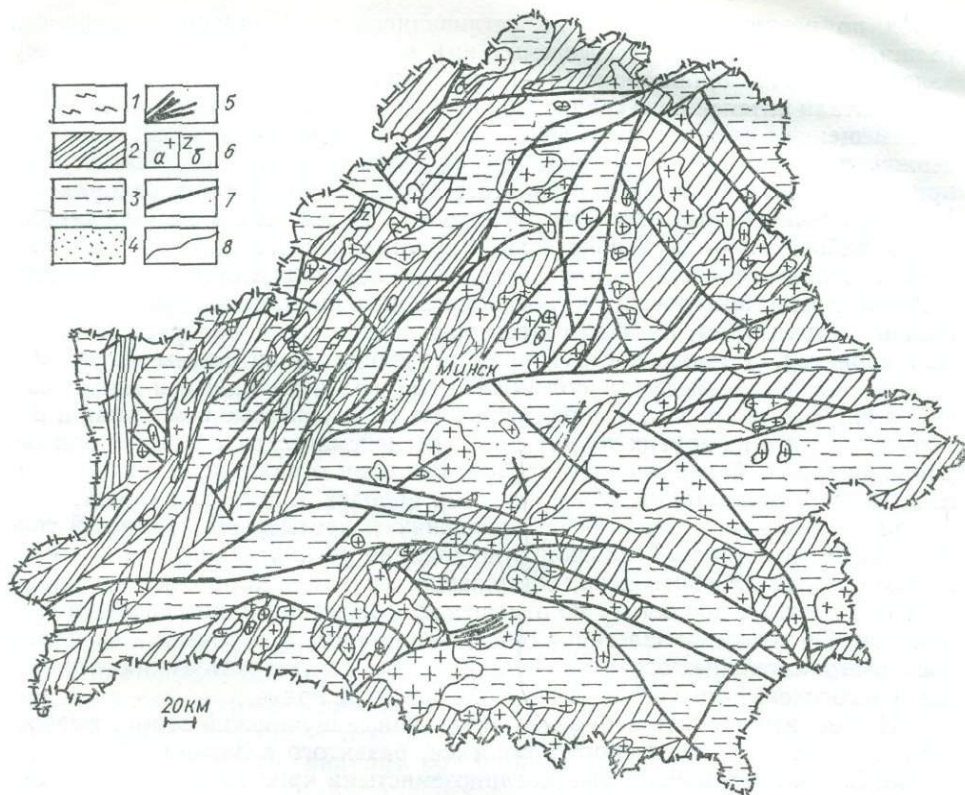


Рис. 34. Распространение стратиграфических единиц докембрия Белоруссии.

Щучинская серия (архей): 1 — дитвинская толща глиноземистых гнейсов (редкие реликты); 2 — заборская толща основных кристаллических сланцев и амфиболитов, заметно диафторированных и переходящих в гнейсы, аналогичные гнейсам острынской толщи; 3 — острынская толща интенсивно гранулитизированных плагиогнейсов, книзу переходящих в «гранитный слой»; 4 — околоская серия (протерозой) нерасчлененная; 5 — житковская серия (протерозой); 6 — породы интрузивного облика, по составу меняющиеся от лейкогранитов до эндербитов в областях максимальной гранулитизации и аллохтонные (а) до габбро и габбро-норитов (б) сложного генезиса; 7 — тектонические нарушения, имеющие значение геологических границ; 8 — геологические границы, обычно устанавливаемые по геофизическим данным

и биотит-амфиболовых плагиогнейсов, являющихся преимущественно диафторитами по основным гранулитам. В них сохранились реликты высокотемпературных минералов (киперстена, бурой роговой обманки, высокопироксенового граната, реже — кианита), а в некоторых минералах (биотите, роговой обманке, гранате) сохранились фазовые соответствия между химическими компонентами, характерные для минералов гранулитовой фации [159].

В строении земной коры в границах Белоруссии в составе кристаллического фундамента и его структурах выделяется архейская щучинская серия, составляющая его современную основу, и протерозойские околоская и житковичская серии, сохранившиеся на первой в виде фрагментов некогда мощных толщ. Кристаллические породы, слагающие эти серии, благодаря контрастности по вещественному составу и степени регионального метаморфизма относительно легко различаются и картируются.

Щучинская серия. Кристаллические породы серии развиты на всей территории фундамента Белоруссии и распространяются за ее пределы, где выделяются под другими названиями [159, 160]. Из-за контрастности пород по вещественному составу серия расчленяется на толщи, или свиты, залегающие снизу вверх в следующем порядке:

а) острынская — биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые плагиогнейсы с редкими прослоями пироксенсодержащих амфиболитов и амфиболовых плагиогнейсов, являющиеся реликтами в полях мигматитов и представляющих палеосому. Порядок напластования отдельных типов

пород по разрезам скважин не устанавливается. Примерная мощность толщи, судя по ширине вызываемых ими магнитных аномалий и крутому залеганию пластов, примерно 10—12 км. Характерно, что породы этой толщи испытали интенсивную гранитизацию и современный их облик определенся замещением фемических минералов (пироксенов, амфиболов), калийсодержащими (биотитом и калишпатом) и кварцем, отчего в целом породы приобрели кислый состав в результате переработки древних гранулитов. В утвержденной стратиграфической схеме [187] эта толща не выделяется;

б) заборская — двупироксеновые кристаллические сланцы, плагиогнейсы основного состава, пироксеновые и полевошпатовые амфиболиты. Породы толщи приурочены к предполагаемым синклинальным и межкупольным структурам, имеющим в северо-западной части Белоруссии линейный характер, а также к структурам неустановленной формы залегания, породы которых вызывают положительные гравитационные и магнитные аномалии. Это те породы, которые образуют «гранулитовые пояса» как в Белоруссии, так и на других территориях. На сейсмических разрезах они ограничиваются с боков и снизу крутопадающими отражающими площадками, как бы «повисают» на менее плотных породах остринской толщи;

в) дитвинская — верхняя по отношению к предыдущей заборской толще. Она выделяется на основании относительно редких находок биотитовых глиноземистых плагиогнейсов, содержащих гранат, силлиманит и кордиерит, контрастных по составу по отношению к подстилающим основным гранулитам. По условиям залегания они, по-видимому, приурочены к троговым частям отрицательных структур фундамента без стратиграфических перерывов и несогласий, что вообще характерно для толщ архея.

На территории Литвы породы, аналогичные щучинской серии, выделены под названием ашвашского комплекса, развитого в Западно-Литовском блоке. Серия представлена высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, пироксеновыми, амфиболовыми и высокоглиноземистыми гнейсами. Эти образования метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и сопоставимы с заборской и дитвинской толщами щучинской серии Белоруссии. Та часть толщи, которая подвергалась гранитизации и сохранилась в реликтах среди полей мигматитов, аналогично остринской толще БССР, в схеме докембрия Литвы не выделяется, хотя она несомненно существует. Литовские геологи среди гранулитов ашвашского комплекса выделяют высококальциевые пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы (метабазиты) и высокоглиноземистые гнейсы с гранатом, силлиманитом, монацитом (метапелиты). Аналогичные породы обнаружены и в Латвийско-Эстонском гранулитовом массиве. По основным породам, как и в Белоруссии, развиты чарнокиты, образованные в результате ультраметаморфизма, которые объединяются в шюпарский ультраметагенный комплекс.

В Латвии распространены гранито-гнейсовые комплексы и реликтовые толщи гранулитов, слагающие северную часть Западно-Литовского и южную часть Южно-Эстонского блоков, и гранито-гнейсы Латгальского массива, расположенного в восточной части республики [31]. Они образуют основу мигматитовых поднятий и блоков и в стратиграфическом отношении являются аналогами той же, что и в Белоруссии, остринской толщи. Между ними находятся метабазиты, особенно представительные для восточной части Латвии и юго-восточной Эстонии. Эта толща пород представлена биотит-амфибол-гиперстеновыми, силлиманит- и гранат-биотитовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, в которых можно выделить фрагменты — аналоги заборской и дитвинской толщи Белоруссии.

В Южной Эстонии в архейских массивах распространены биотит-амфибол-двупироксеновые, биотит-гиперстеновые и близкие к ним меланократовые гнейсы, иногда переслаивающиеся с гранито-гнейсами и глиноземистыми гранат-кордиерит-биотитовыми плагиогнейсами. Встречаются также ортоамфиболиты и особенно метагабброиды. По ним довольно широко развиты чарнокиты и мигматит-чарнокиты [184]. В Западной Эстонии распространены биотит-амфиболовые плагиогнейсы с прослоями амфиболитов и глиноземис-

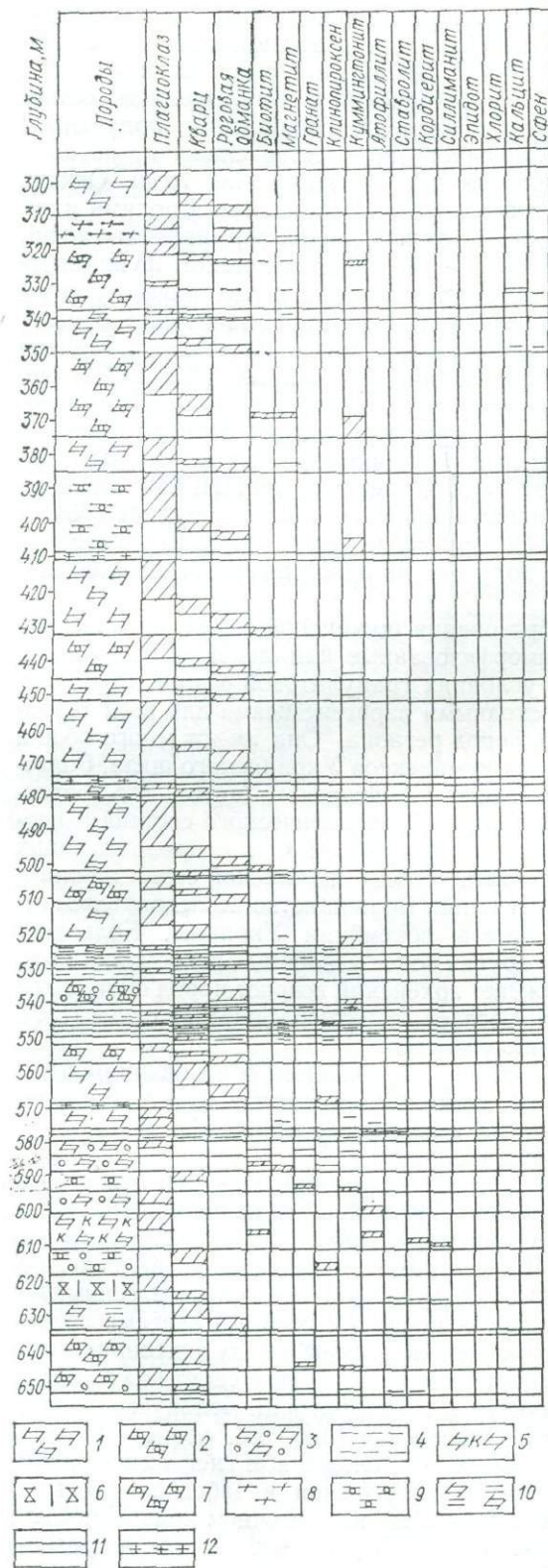
тых биотитовых плагиогнейсов с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, а также биотитовых гранито-гнейсов. Породы мигматизированы плагиоклазовыми и плагиоклаз-микроклиновыми гранитами и секутся их апофизами.

Фрагментарные материалы о распространении и вещественном составе кристаллических пород в архейском фундаменте Прибалтики, полученные по данным изучения кернов ограниченного количества скважин, не дают полного представления о стратиграфическом напластовании толщ. Однако по сходству аномальных полей и типов пород с аналогичными полями и типами пород Белоруссии устанавливается тот же порядок формирования толщ, что и для щучинской серии Белоруссии. В кристаллическом фундаменте Прибалтики, как и в Белоруссии, отмечается повторная тектоническая переработка древних структур и толщ, регионально метаморфизованных в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, что в значительной степени отразилось при определении геохронологических данных. Для БССР они обычно составляют 1300—1700 млн лет, изредка 2365 (по биотиту из эндробита), 3600 (по пироксену из основного кристаллического сланца, аналитик В. Д. Спрингсон, Институт геологии и геохронологии АН ССР), 2310 (по амфиболу из амфиболита, аналитик Ю. М. Гармашев, БелНИГРИ) и 2580 \pm \pm 70—80 млн лет [218]. Возраст пород Латвийской ССР составляет 2364 \pm \pm 60 — 2450 \pm 60 млн лет [31]. По кристаллическим породам Литовской ССР калий-аргоновым методом не получено ни одной цифры более 1360 млн лет [105].

Охарактеризованные выше образования щучинской серии, ашвашского комплекса Литвы, глубоко метаморфизованные комплексы Латвии и Эстонии претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой фации, отчего отличаются характерными для них сходными парагенезисами для всей территории распространения архейских пород региона. Они имеют много общих черт с парагенезисами гранулитовых комплексов Украинского щита, Волго-Уральской области, а также Алданского и Анабарского щитов. Это обстоятельство, а также идентичность литолого-петрографического состава и первичная осадочно-эффузивная природа гранулитовых и сопровождающих их ассоциаций пород позволяют считать породы щучинской серии аналогами архейских пород упомянутых регионов. Большинство исследователей относят породы этого типа, известные в докембрии Украины, Кольского п-ова, Волго-Уральской области и других более удаленных регионов, к нижнему архею, что косвенно подтверждает архейский возраст пород щучинской серии и ее аналогов в Прибалтике. Согласно стратиграфической схеме [187], эти образования относятся к нижнему архею.

В фундаменте Белоруссии к нижнепротерозойским образованиям относятся породы околоской серии, с которыми пространственно и генетически связаны железорудные образования, а также менее метаморфизованные отложения житковичской серии на юге БССР.

В Белорусско-Прибалтийском регионе отложения нижнего протерозоя околоской серии приурочены к отчетливо наложенным на архейский складчато-блоковый фундамент субгеосинклинальным (авлакогеноподобным) структурам, выполненным породами, смятыми в относительно пологие, реже крутые складки, как бы обтекающие архейские срединные массивы. Их эвгеосинклинальные зоны в основном совпадают с осевыми частями гранулитовых поясов, чаще приурочены к шовным зонам между тектоническими блоками раннеархейского заложения (Латвия, Эстония) и секут под разными углами архейские складчатые структуры. На территории Белоруссии к протерозойским структурам относится Околоская (рис. 35), сформированная на архейском реоморфизованном фундаменте, сложенном гнейсами и гранито-гнейсами с прослоями амфиболитов (острынская и заборская толщи), а также предположительно скидельская толща на восточном краю Озерской магнитной аномалии, протягивающаяся на север и северо-восток в пределы Литовской ССР. В фундаменте Литвы эти отложения, по-видимому, объединяются в бальнинкайский комплекс, представленный амфиболитами, плагиогнейсами, силлиманит-биотитовыми плагиогнейсами и кварцитами,



нетитом и прослойками кварцитов, 5 — антофиллитовые с кварцитом, 6 — кордиерит-антофиллитовые со ставролитом, 7 — биотит-гранатовые с куммингтонитом; 8 — амфиболиты, 9 — гранат-куммингтонитовая порода; 10 — амфиболитовые сланцы; 11 — прослойки разного состава, 12 — пегматоидные граниты

а также лептитоподобными гнейсами, метаморфизованными в условиях от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации. Продолжением этих толщ в Латвии являются отложения Инчукалнской зоны раннепротерозойского (?) возраста, объединенные в инчукалнский комплекс пород, представленный амфиболит-биотит-гиперстеновыми, биотит-амфиболовыми, биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовыми кристаллическими сланцами высоких ступеней метаморфизма амфиболитовой фации, заметно гранитизированными и подвергшимися диафорезу. С этим комплексом пород тесно связаны и железистые кварциты. Участки отложения инчукалнского комплекса перекрываются адажской толщей биотит-амфиболовых и двуслюдяных сланцев, амфиболитов и метандезитов, сопоставляемых с толщей пород житковичской серии южной части Белоруссии [161].

В Эстонии протерозойские структуры относятся к свекофеннской складчатости [150] и являются, по-видимому, продолжением к югу и юго-западу аналогичной области Балтийского щита. В северной части Эстонии развиты метаморфизованные и мигматизированные в условиях амфиболитовой фации метабиотиты (биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты), лептитовые (кварц-полевошпатовые) гнейсы и глиноземистые гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые гнейсы.

Рис. 35. Последовательность напластования и вещественный состав толщ плагиогнейсов околоской серии БССР по разрезу скважины Ст-92 (Околоское месторождение).

Плагиогнейсы: 1 — амфиболовые, 2 — куммингтонитовые, 3 — гранат-куммингтонитовые, 4 — амфиболовые с кордиеритом, 5 — амфиболиты, 6 — кордиерит-антофиллитовые со ставролитом, 7 — биотит-гранатовые с куммингтонитом; 8 — амфиболиты, 9 — гранат-куммингтонитовая порода; 10 — амфиболитовые сланцы; 11 — прослойки разного состава, 12 — пегматоидные граниты

К структурам, сложенным породами этого типа, относятся Таллинская и Алутагузская структурные зоны, разделенные Тапаской и Йыхвинской зонами поднятий гранитизированного фундамента с реликтами пород гранулитовой фации метаморфизма. В Таллинской зоне выделяются [184] пачки кварц-полевошпатовых (лептитовых) гнейсов, биотит-амфиболовых, амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов и амфиболитов и слои высокоглиноземистых плагиогнейсов, а также тела огнейсованных гранитов и гранодиоритов. В Алутагузской зоне преобладают чередующиеся глиноземистые гнейсы и мелкозернистые биотитовые гнейсы с графит- и пирротинсодержащими линзами гнейсов. В Тапской антиклинорной зоне и ее центральной части вскрываются аналогичные западной части Эстонии плагиомикроклиновые гранитные мигматиты с реликтами пород гранулитовой фации и чарнокитов, сходных с породами южной части Эстонии. Этот несомненно архейский комплекс пород зоны окаймляется полосовыми толщами, на западе представленными магнетит- и пирротинсодержащими породами ягальского комплекса, а на севере и востоке — алутагузского.

В Йыхвинской зоне, имеющей также антиклинорное строение, комплекс пород, аналогичных таковым в южной части Эстонии, сложен породами гранулитовой и амфиболитовой фаций. В разрезе находятся слои магнетитовых кварцитов, перемежающихся с пластами биотитовых, глиноземистых и двупироксеновых плагиогнейсов. Отмечаются признаки чарнокитизации.

О времени формирования нижнепротерозойских супракрустальных толщ на территории Белоруссии и Прибалтики можно судить по геологическим и радиологическим данным, а также по степени регионального метаморфизма. Околовская серия прорывается гранитоидными массивами — Жуховичским и Бобовнянским, а также дайками габбро-диабазов и диабазов песковского комплекса. Изотопный возраст этих тел, определенный по свинцу, составляет 1960—1810 млн лет, что синхронно осницким гранитам Украины и микашевичским юга Белоруссии. Возраст биотитов и роговых обманок из гранитоидов Жуховичского массива составляет 1478—2116 млн лет (по данным лаборатории ИГФМ АН УССР [162]). Возраст даек диабазов, секущих толщу пород околовской серии, определенный по амфиболу, 1850—1950 млн лет. Эти данные позволяют сделать вывод, что породы околовской серии древнее 2000 млн лет.

Житковичская серия в настоящее время разделяется на две свиты. Нижняя (люденевичская) сложена бластопсаммитовыми и бластопелитовыми серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами и кварцитами, верхняя (кожановичская) включает в себя порфиронды и порфиритоиды андезитового, дацитового и риолитового составов, кварцевые риолиты, трахириолиты, редко — прослои кварц-серицитовых с полевым шлатом сланцев. Породы этой серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, местами — эпидот-амфиболитовой фаций. Мощность серии около 500 м. Серия отнесена к протерозою на основании прорыва ее гранитами Житковичского массива, имеющими изотопный возраст, определенный по свинцу, 1710 млн лет [159]. Железородные образования, связанные с породами житковичской серии, не обнаружены.

Железородные образования, развитые в кристаллическом фундаменте Белорусско-Прибалтийского региона, частично располагаются в верхней части разреза архейской толщи, большая часть их приурочена к поясу протерозойских отложений, протягивающемуся в меридиональном направлении, начиная, по-видимому, от Одесско-Белоцерковской полосы Украины, через западную часть Белоруссии в Литву, Латвию и Эстонию. Вероятно, эту полосу можно продолжить в Карелию и на Кольский п-ов.

КАРЕЛО-КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Положение лопийских супракрустальных образований, содержащих железисто-кремнистые формации, в общей стратиграфической шкале докембрия Карельского региона неоднократно являлось предметом обсуждения и на разных этапах решалось различно [47, 114, 134, 237, 239 и др.].

Таблица 11. Корреляция стратиграфических разрезов

Группа	Отдел	Возраст, млн лет	Комплекс	Региональная	
				Надгоризонт	
				Карелия	Кольский п-ов
Протерозой (PR)	Нижний (PR ₁)	1650±50	Карельский	Вепсийский	
		1950±50		Ливвийский	
		2100±50		Людиковский	
				Ятулийский	
				Сариолийский	
				Сумийский	
		2600±100		Кейвский	
Архей (AR)	Верхний (AR ₂)	2830±30		Тундровский	
		3200	Лопийский		
	Нижний (AR ₁)	3500±100 (?)			

Всесоюзное совещание по вопросам расчленения докембрия СССР (г. Уфа, 1977 г.) [106] на основании рекомендаций Межведомственной конференции по стратиграфии и абсолютной геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита предложило выделить в докембрии два крупнейших подразделения — архей и протерозой с границей 2600 ± 100 млн лет, определяемой завершением ребольской складчатости и внедрением гранитов. Верхняя возрастная граница раннего протерозоя (Карелия) определена 1,65—1,7 млрд лет, что согласуется с завершением свекофеннокарельских процессов и внедрением гранитов рапакиви.

Дальнейшее расчленение и детализация стратиграфических подразделений докембрия Карело-Кольского региона было проведено на Межведомственном региональном стратиграфическом совещании, проходившем в г. Петрозаводске, которое определило выделение в архее двух комплексов — самского и лопийского, а в нижнем протерозое — карельского, каждый из которых в свою очередь расчленяется на подгоризонты и горизонты, объединяющие разновозрастные серии и свиты [118, 223] (табл. 11).

На основании геофизических исследований глубинного строения земной коры и верхней мантии Карельского региона [55, 69, 116, 163 и др.] была разработана схема блокового строения земной коры Карелии, основанная на представлении о ведущей роли разломно-блоковой тектоники в структуре

схема		Стратиграфия и опорные стратоны			
Горизонт		Карелия		Кольский п-ов	
Карелия	Кольский п-ов	Серия	Свита	Серия	Свита
		Ладожская		Пильгуярвин- ская	
		Онежская	Суйсарская Заонежская Туломозерская	Колосийковская	
		Сегозерская		Куэтсьярвин- ская	
				Ахмалахтин- ская	Луостари
		Тунгудскона- двоицкая			Телевинская
	Выхчуртский Червуртский			Кейвская	Выхчуртская Червуртская
Гимольский	Лебяжинский	Гимольская	Сурлампин- ская Костомукш- ская Межозерская Суккозерская	Тундровская	Вороньетунд- ровская
	Патчерв-тунд- ровский	Контокская	Рувинваарская Шурловаар- ская Ниемиярвин- ская		Полмостунд- ровская
	Понойский	Нюкозерская			Лявозерская
		Беломорская (?)		Лапландско- кандалакш- ская (гра- нулитовая)	

земной коры. Наиболее крупными структурно-тектоническими элементами в Карельском регионе, охватывающими земную кору на всю ее мощность и характеризующимися специфическими чертами внутреннего строения, являются Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки. Железисто-кремнистые формации развиты исключительно в Карельском геоблоке (см. рис. 9).

В Беломорском и Ладожском — железные руды, связанные с железисто-кремнистыми формациями, не обнаружены.

В Карельском геоблоке выделяются структурно-формационные зоны — Западно-, Северо- и Восточно-Карельская, каждая из которых отличается от соседних зон своеобразием седиментации, структурного плана, магматизма, обусловленного специфическим для данной зоны в период ее формирования тектоническим режимом, а также физико-географическими факторами [42, 114, 239].

Площади распространения железисто-кремнистых формаций Карельского региона в Карельском геоблоке ограничены площадью Западно- и Северо-Карельской структурно-формационных зон (см. рис. 9). Причем лишь в Западно-Карельской зоне находятся все железорудные районы Карелии — Костомукшский, Хедозеро-Большезерский, Тумбаречинский, Воломский, Гимольский, Совдозерский, район озера Мотко, к которым приурочены же-

лезорудные месторождения — Костомукшское, Корпангское и более мелкие — Таловейс, Межозерское, Гимольское, Южно-Костомукшское и др.

Вопрос о положении лопийских образований в стратиграфической шкале докембрия Карелии, рассматривавшийся ранее в работах М. Л. Гиляровой [46, 47], К. О. Кратца [114], В. М. Чернова [237], В. М. Чернова, М. М. Стенаря [240], В. М. Чернова и других [239], Л. Я. Харитоновой [234], В. И. Робонена, В. И. Коросова [189], Ю. И. Лазарева [134], В. Н. Кожевникова [108] и т. д., на разных этапах изучения решался различно и до сих пор остается дискуссионным.

В результате работ, проведенных в 1971—1985 гг., получен фактический материал, который с учетом ранее выполненных исследований позволяет по-новому подойти к стратиграфическому расчленению пород лопийского комплекса и установлению взаимоотношений с другими докембрийскими комплексами, определению первичной природы образований, геологическому строению железорудных районов, узлов и месторождений и дать соответственно более обоснованную стратиграфическую шкалу для лопийских образований в соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса СССР [222].

Стратиграфическое положение лопийских вулканогенно-осадочных супракрустальных толщ Карельского региона определяется тем, что они находятся стратиграфически выше образований саамского комплекса и с угловым несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями карельского комплекса [118, 223 и др.].

В качестве комплекса долопийского фундамента, имеющего существенного тоналитовый состав, рассматривается саамский (беломорский) комплекс гнейсов, гранито-гнейсов, мигматитов и гнейсо-гранитов [114, 221, 223, 234 и др.].

Образования саамского комплекса Карельского региона развиты в Карельском и Беломорском геоблоках. В последнем породы, относимые к беломорской серии, представлены амфиболитами, слюдястыми гнейсами и гнейсами с высокоглиноземистыми минералами амфиболитовой и более низкотемпературных фаций регионального метаморфизма, в которых отмечаются реликты кристаллических сланцев гранулитовой фации метаморфизма. Беломорская серия расчленяется на серию свит и подсвит, в которых отмечается закономерная смена различных петрографических групп пород [223]. Исследователи [191, 223] на основании нового фактического материала высказывают мнение о гетерогенном характере беломорид, в которых наряду с древнейшими тоналито-гнейсами наблюдаются лопийские супракрустальные толщ, мигматизированные и гранитизированные совместно с фундаментом.

В Карельском геоблоке образования саамского комплекса в современном эрозионном срезе встречаются в виде блок-антиклиналей различного порядка, окаймленных сложной системой лопийских супракрустальных толщ («зеленокаменными поясами»). Наиболее крупными блоками саамия Карельского геоблока являются Вокнаволоцкий, Тулосский, Ондозерский, Водлозерский, в которых отмечается комплекс диафторированных гранулитов [195, 196, 264].

Согласно исследованиям [135], в Вокнаволоцком блоке породы саамского комплекса четко стратифицированы, что дало основание [223] сопоставить часть разреза его с лопийскими супракрустальными образованиями. Причем четкие контакты между саамскими и лопийскими комплексами нигде не отмечались. Чаще контакты между породами комплексов «тонут» в полях мигматитов и гранитоидов. Примером такого соотношения может послужить «контакт» между породами саамского комплекса, развитого в Вокнаволоцком блоке, и лопийскими железорудными толщами Костомукшской структуры.

Нижний возрастной предел лопийских образований Карельского региона, содержащих железисто-кремнистые формации, недостаточно ясен, так как к настоящему времени нет определений абсолютного возраста аутигенных минералов из пород нюкозерской серии.

Возраст кислых вулканитов шурловаарской свиты, располагающихся в средней части разреза контоксской серии, определенный ксеноновым нейтронно-активационным методом по цирконам, составляет не менее 3200 млн лет [102, 103]. Позднеархейский возраст [3030 млн лет] вулканогенной части разреза лопия подтверждается изотопным возрастом (U—Pb метод), определенный по галенитам из кислых вулканитов серии луома района Кухмо-Суомуссалми (Северная Финляндия) [270]. Изотопный возраст основания гимольской серии Костомукшского района, полученный прямым термозмиссионным методом по аутигенным цирконам железорудно-сланцевых толщ, определен в радиогеохронологическом отделе ИГФМ АН УССР, составляет не менее 2820 ± 30 млн лет [246]. Возраст метаморфизма пород гимольской серии, определенный по цирконам, составил 2700 млн лет [246].

Верхний возрастной предел лопийских гранитов, определенный в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского (Pb—U и Pb—Pb методами) по акцессорным цирконам из прорывающих лопийские образования гранитов плагиоклазового, плагио-микроклинового и микроклинового составов, не менее 2700 млн лет [27].

Для разработанной стратиграфической схемы лопийских образований Карельского региона, включающих железисто-кремнистые формации [42, 66, 118, 223], внесены следующие изменения в стратиграфическую схему В. М. Чернова и других исследователей [108, 134, 237, 239 и др.]:

1) лопийские образования Карельского региона, вмещающие железисто-кремнистые породы, имеют трехчленное строение и разделяются на нюокзерскую, контоксскую и гимольскую серии; 2) нижняя часть разреза лопия представлена преимущественно гнейсами, метапесчаниками и гранито-гнейсами, которые ранее В. М. Чернов [237], В. И. Робонен и В. И. Коросов [189] относили к основанию гимольской серии, но в дальнейшем [134, 239] исключили из ее состава; 3) верхняя часть разреза лопия разделена на две контрастные по генетической природе серии — нижнюю, контоксскую, включающую вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования — базальты, коматиты, риодациты, и верхнюю, гимольскую серию, сложенную породами преимущественно осадочного генезиса — терригенными флишевыми осадками и магнетитовыми кварцитами; незначительно развиты в локальных структурах осадочно-вулканогенные толщи риодацитового и андезит-дацитового состава; серии разделены площадной корой химического выветривания [63, 64], а также базальными для гимольской серии полимиктовыми конгломератами [66]; 4) в состав контоксской серии включены: вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи основного состава, ранее относимые [134, 237, 239] к породам сумийского отдела большезерской серии; кислые вулканиты в ассоциации с железисто-кремнистыми породами, ранее сопоставляемые [239] с железорудными толщами гимольской серии Костомукшского месторождения, а также ультраосновные вулканиты — коматиты, относимые к интрузивным образованиям; 5) из состава подрудной толщи исключены полимиктовые конгломераты (туфобрекчии, по В. М. Чернову) и отнесены к низам гимольской серии; 6) из разреза гимольской серии исключены кислые магматические образования (геллефлинты, плагиопорфиры, лептитовые гнейсы), являющиеся межпластовым силлом [63], а также тальк-хлоритовые, тремолитовые, актинолитовые, биотит-карбонатные сланцы, представляющие собой пластово-секущие тела метаморфизованных ультраосновных пород; 7) в состав гимольской серии, состоящей из суккозерской, межозерской, костомукшской и сурлампинской свит, включены преимущественно осадочные толщи, характеризующиеся специфическими фациально-литологическими условиями их образования и представленные метаморфизованными терригенными флишевыми песчано-глинистыми толщами, ассоциирующими с железисто-кремнистыми осадками.

В составе геологических образований лопия Карелии выделяются стратиграфические подразделения (см. табл. 11), а общая последовательность формирования отдельных групп горных пород может быть представлена в следующем виде (снизу вверх):

Плагийско-граниты, гнейсо-гранодиориты, тоналито-гнейсы основания и мигматиты по этим породам.

Лопийские образования, имеющие трехчленное строение, разделяются на нюкозерскую, контокскую и гимольскую серии: в нюкозерской серии выделяются биотитовые, гранат-биотитовые, мусковитовые, двуслодные гнейсы и гранито-гнейсы, реже амфиболовые гнейсы и прослой кварцитов и мигматиты по этим породам; предполагаемая мощность серии — первые сотни — тысячи метров; в контокской серии, сложной вулканогенно-осадочными и вулканогенными метаморфизованными образованиями, объединяются: нижняя, ниемиярвинская, свита, сложенная основными вулканитами — амфиболовыми сланцами и амфиболитами и небольшими по мощности линзами магнетитовых сланцев и кварцитов; мощность пород свиты до 1300 м; средняя, щурловаарская, свита, представленная существенно пирокластическими вулканогенными и осадочными образованиями, сложенными порфироидами (агломератовыми, слоистыми туфами и туффитами, кремнистыми и карбонатсодержащими туфами), магнетитовыми сланцами и кварцитами, углеродсодержащими сланцами; мощность пород свиты 0—600 м; верхняя, рувинваарская, свита, включающая амфиболовые сланцы и амфиболиты по метабазальтам, коматииты и редкие маломощные прослойки углеродсодержащих сланцев и силикатных кварцитов. Максимальная мощность свиты 1100 м.

Мощность контокской серии от 100 до 3000 м.

Среди основных вулканитов контокской серии встречаются жильная, дайковая фация основных и ультраосновных вулканитов, представленная габбро-амфиболитами и серпентинитами.

Гимольская серия, в строении которой принимают участие преимущественно осадочные породы, делится на четыре свиты: суккозерскую, межозерскую, костомукшскую и сурлампинскую.

Суккозерская свита. Является базальной для пород гимольской серии, располагается на площадной догимольской коре химического выветривания [63, 64], выявленной в районах западной (Костомукша, Суккозеро) и центральной (Койкозерская структура) частях Карелии. Она сложена существенно грубыми терригенными образованиями — полимиктовыми конгломератами, граувакками с прослоями метапесчаников, состав обломочного материала которых определяется составом подстилающих толщ [66, 239]. Мощность пород суккозерской свиты достигает 450 м.

Межозерская свита. Локально развита на уровне гимольской серии в Гимольском железорудном районе [239], сложена осадочно-вулканогенными образованиями андезит-дацитового и риодацитового состава. Породы свиты подразделяются на нижне- и верхнемежозерскую подсвиты: нижнемежозерская представлена слюдисто-кварц-полевошпатовыми сланцами, которые по текстурным особенностям и химическому составу можно отнести к андезит-дацитовым метавулканитам; мощность подсвиты — сотни метров; верхнемежозерская сложена кварц-серицит-полевошпатовыми сланцами, слоистая и брекчиевая текстура которых и химический состав указывают на их принадлежность к метавулканитам (туфам, туффитам) риодацитового состава. С этими метатуфами ассоциируют маломощные (2—5 м) пласты железистых кварцитов и углеродсодержащих сланцев. Мощность подсвиты составляет сотни метров.

Костомукшская свита. Она подразделяется на две подсвиты — нижне- и верхнекостомукшскую. Нижнекостомукшская, существенно железорудная, представлена рибекит-, актинолит-, биотит- и грюнерит-магнетитовыми, магнетит-грюнерит-, магнетит-роговообманко-, грюнерит- и грюнерит-роговообманко-биотитовыми и т. д. кварцитами, прослоями углеродсодержащих и ритмичнослоистых слюдистых сланцев; верхнекостомукшская, представленная так называемой толщей переслаивания, состоит примерно на 50 % из рудных пластов — биотит-, грюнерит- и роговообманко-магнетитовых, магнетит-роговообманко-грюнеритовых, грюнерит-роговообманко-биотитовых и т. д. кварцитов и на 50 % из сланцевых прослоев,

включающих ритмично-слоистые слюдястые сланцы флишевого типа с высокоглиноземистыми минералами (гранатом, ставролитом) и углеродсодержащие сланцы. Мощность подсветы 50—720 м.

Мощность костомукшской свиты 80—1140 м.

С у р л а м п и н с к а я с в и т а. Имеет существенно сланцевый состав, сложена ритмично-слоистыми кварц-биотитовыми и биотит-кварцевыми сланцами с высокоглиноземистыми минералами (гранатом, ставролитом, андалузитом) и крайне редкими прослоями до 100 см мощности кварцитов, содержащих магнетит; мощность 100—1200 м.

Суммарная мощность гимольской серии 180—2340 м.

Среди магматических и ультраметаморфических комплексов верхнего архея в районе выделяются: амфиболиты и габбро-амфиболиты, являющиеся дайковой фацией основных эффузивных образований лопия; метаморфизованные пластово-секущие тела ультраосновных пород, серпентиниты, тальк-хлоритовые, тальк-карбонатные, тремолитовые, актинолитовые сланцы; геллефлинты, плагиопорфиры и их метаморфические аналоги, лептитовые гнейсы; плагиоклазовые, плагио-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты и пегматиты; амфиболитизированные габбро; микроклинитовые граниты и пегматиты.

Образования нижнего протерозоя, выделенные в карельский комплекс и расчлененные на сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковский, ливвийский и вепсийский надгоризонты, отвечают протоорогенному и протоплатформенному этапам развития территории [118, 223]. Отложения вулканогенно-осадочного карельского комплекса резко несогласно перекрывают разновозрастные комплексы пород архея и неравномерно развиты в Карельском регионе.

Породы сумийско-сариолийского комплекса значительно фациально изменяются по латерали, что позволило в составе этого комплекса выделить несколько типов разрезов с различным для разных районов внутренним строением [223, 235]. Непосредственные взаимоотношения пород сумия-сариолия с более древними комплексами и, в частности, с лопийскими железорудно-сланцевыми толщами отмечены в Хедозеро-Большерерском и Гимольском железорудных районах [183, 221 и др.], а также в районах р. Лужмы, на горе Эннингваара, Святнаволоку и т. д., где на эродированной поверхности лопия располагаются элювиально-делювиальные брекчии и конгломераты с обломками лопийских пород и гранитов плагио-микроклинового и микроклинитового состава.

Верхняя граница сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса характеризуется повсеместным развитием ятулийских площадных кор химического выветривания, сильного размыва, структурного и углового несогласия с вышележащими ятулийскими отложениями [43].

В составе вулканогенно-осадочных образований ятулийского надгоризонта, спорадически развитого в Карельском регионе, есть существенные латеральные изменения состава пород и их фациальных особенностей, что сделало необходимым выделение среди ятулийского комплекса Карелии нескольких типов разрезов, характеризующих «геотектонические и седиментационные области» [223]. Среди ятулийских образований выделена площадная кора химического выветривания, являющаяся корреляционным репером и приуроченная к угловому структурному несогласию ятулийских и подстилающих образований (архейских и сумий-сариолийских), кварциты и кварцито-песчаники с кварцевыми конгломератами и гравелитами, толщи доломитовых пород светло-серых и пестроцветных, частично со строматолитами [148] и прослоями гематитсодержащих песчаников и доломитов, толщи шунгитсодержащих пород и разновозрастных вулканитов и др.

Характер стратиграфической последовательности напластования вышеперечисленных ятулийских образований отражает цикличную трансгрессивно-регрессивную направленность геологических процессов в ятулии, что выражается в симметричном трехчленном строении этих разрезов: в нижней части развиты осадочные толщи, в верхней — вулканогенные толщи

базальтового состава. Исходя из таких особенностей строения в составе ятулийских образований были выделены стратотипы в ранге горизонтов: маймярвинский и янгозерский в нижнем ятулии, медвежьегорский в среднем и туломозерский в верхнем ятулии [118, 183, 223]. Причем в ятулии отмечается многократное повторение площадных кор химического выветривания, находящихся в кровле вулканогенных подцвет и проходящих по подошве осадочных образований вышележащего горизонта [223].

Гематитовые руды ятулия в Туломозерской, Суоярвской и Онежской структурах, приуроченные к прослоям песчаников и кварцито-песчаников, а также непосредственно к доломитам, слагают среднюю часть разреза среднего ятулия [219, 223].

В стратиграфических разрезах ятулия комплексы фитолитов характеризуются строго определенным составом и прослеживаются на значительных площадях, что позволяет выделить самостоятельные биостратиграфические подразделения — стратотипические разрезы с фитолитами [148, 223].

Решением Межведомственного стратиграфического совещания, проходившего в 1982 г. в г. Петрозаводске, в составе нижнепротерозойского карельского комплекса Карельского региона были также выделены стратотипы в ранге надгоризонтов — людиковский, ливвийский и вепсийский, с характерным для каждого из стратотипов литолого-стратиграфическим разрезом, разделенным на горизонты, которые объединяют по латерали одновозрастные серии, свиты и подцветы [118, 223].

В Кольском регионе железисто-кремнистые образования приурочены к центральной и северо-западной частям Кольского блока, область распространения которых ограничена с северо-востока гранитоидами Мурманского, с юго-запада — лапландскими гранулитами Беломорского блока, а с юго-востока — разломной зоной Хибин — Контозеро, маркируемой щелочными гранитами [67].

В Кольском регионе железисто-кремнистые образования различными исследователями относятся к разным возрастным уровням. Одна группа [68] выделяет один уровень железисто-кремнистых формаций, образовавшихся в различных палеотектонических обстановках, относя железистые кварциты и ассоциирующие с ними породы к оленегорской серии нижнего протерозоя; другая — два уровня в составе верхних частей как саамского так и лопийского комплексов [118].

Согласно представлениям Загороднего В. Г. и Радченко А. Т. [88] железисто-кремнистые формации региона в составе единого кольско-беломорского комплекса отнесены к верхнему архею, стратиграфическим аналогом которых являются лопийские железорудно-сланцевые толщи Карелии.

Разрезы кольско-беломорского комплекса в Кольском регионе, включающие железисто-кремнистые формации, четко фиксируются по смене однородных гранодиоритов — плагиогранитов — тоналитов, относимых к фундаменту [6, 22], вулканогенно-осадочными стратифицированными образованиями.

Толщи тоналитов древнейшего фундамента в регионе отмечаются в виде разновеликих блок-антиклинальных глыб, окруженных супракрустальными образованиями, или образуют обширные площади в Мурманском блоке.

Согласно решению Межрегионального стратиграфического совещания (г. Петрозаводск, 1982 г.) в составе кольско-беломорского (лопийского) комплекса Кольского региона были выделены стратотипы региональной шкалы в ранге надгоризонтов: тундровский и кейвский, каждый из которых включает в себя стратотипы в ранге горизонтов (см. табл. 9), объединяющих по латерали одновозрастные серии и свиты [118].

Л я в о з е р с к а я с в и т а. Представляет нижнюю часть разреза кольско-беломорского (лопийского) комплекса Кольского региона тундровской серии. Образует линзовидные тела мощностью 100—800 м. Относится к базальным толщам лопия Кольского п-ова. В разрезе свиты преобладают разнообразные гнейсы, представляющие собой метаморфизованные грубые терригенные осадки — конгломераты, гравелиты, граувакки, песчаники со

слоями глинистых и карбонатных пород, являющиеся переотложенными продуктами выветривания гранодиоритов [180]. Между тоналитами фундамента и кольско-беломорским (лопийским) комплексом отмечается несогласие.

Полмостундровская свита. Вверх по разрезу сменяет гнейсы лязозерской свиты существенно вулканогенными андезит-базальтового состава образованиями. Широко распространены среди пород комплекса. Свита представлена массивными, полосчатыми и сланцеватыми амфиболитами, а также амфиболовыми сланцами и гнейсами, гранатовыми амфиболитами. Среди андезит-базальтовых отложений полмостундровской свиты встречаются железисто-кремнистые образования, представленные железистыми кварцитами и реже — карбонатными породами. В верхней части разреза свиты преобладают вулканы андезитового состава. Мощность от сотен до 2000—2500 м.

Вороньетундровская свита. С угловым и стратиграфическим несогласием залегает на основных вулканитах полмостундровской свиты. В основании свиты широко развиты базальные полимиктовые конгломераты, фиксирующие значительный перерыв между свитами [45]. Обломочный материал конгломератов в основании свиты содержит материал всех подстилающих пород.

В разрезах свиты преимущественно развиты вулканогенно-осадочные образования андезит-дацитового и риодацитового состава, а также ритмично-слоистые флишевые толщи с прослоями грубообломочных пород. Причем осадочно-вулканогенные и терригенные образования локализованы в разных участках региона. Верхняя часть разрезов свиты представлена метатерригенными частично высокодифференцированными породами — слюдястыми гнейсами и сланцами с высокоглиноземистыми минералами, метапесчаниками. Супракрустальные толщи вороньетундровской свиты развиты в регионе довольно неравномерно, мощность их иногда достигает 1000—1500 м, местами они выклиниваются.

Разрез кольско-беломорского (лопийского) комплекса Кольского региона завершают высокоглиноземистые кристаллические сланцы и кварциты кейвской серии (кейвский надгоризонт). В составе серии широко развиты ставролит-мусковит-кварцевые, андалузит-кианит- и гранат-ставролит-биотитовые гнейсы и сланцы, представляющие собой метаморфизованные глинистые каолиновые осадки, а также кварциты, псаммиты и кварцевые гравелиты. Образования кейвской серии субсогласно (с локальным несогласием) залегают на кристаллических сланцах предшествующей части разреза. Ее мощность достигает 600—650 м [21].

Суммарная мощность кольско-беломорского (лопийского) комплекса региона составляет 4000—7000 м.

Осадочно-вулканогенные образования протерозоя Кольского региона с угловым стратиграфическим несогласием залегают на супракрустальном кольско-беломорском (лопийском) комплексе и гранитоидах архея. Нижняя граница карелия соответствует эпиархейской пенепленизации.

Опорные разрезы карельского комплекса отличаются сложностью строения, большими мощностями, что затрудняет корреляцию стратиграфических подразделений [118].

В основании разреза карельского комплекса Кольского региона находится ахмалахтинская серия Печенгской структуры, включающая свиты — телевинскую и луостари. Разрез серии, сопоставляемой с сариолием Карельского региона [118], начинается с элювиально-делювиальных брекчий в основании прерывистого горизонта базальных конгломератов мощностью 150—250 м, метапесчаниками и туфогенными образованиями, которые выше сменяются вулканогенной андезит-базальтовой толщей мощностью 1200—1500 м.

Куэтсьярвинская серия с размытами и корой химического выветривания залегает на вулканитах ахмалахтинской серии с локальным несогласием; выше по разрезу наблюдаются колосийокская и пильгуярвинская серии, стратиграфическая последовательность ассоциаций пород в которых отражает трансгрессивно-регрессивную циклическую направленность геоло-

гических процессов. В основании этих серий развиты существенно терригенные образования — конгломераты, песчаники, доломиты, в верхней части — вулканиты пикрит-базальт-андезит-дацитового состава [118, 182].

Таким образом, стратиграфическая позиция лопийских образований в общей стратиграфической шкале докембрия, а также внутренняя стратиграфическая последовательность лопийских супракрустальных толщ Карелии и Кольского п-ова не вызывает существенных разногласий.

Стратиграфический аналог нюкозерской серии Карелии — базальная для лопия Кольского региона лязозерская свита, представленная грубыми метатерригенными образованиями, включающая в себя пласты конгломератов [45].

Осадочно-вулканогенные образования контоксской серии Карелии хорошо коррелируются с полмостундровской свитой тундровской серии Кольского п-ова, а существенно терригенные железорудные толщи гимольской серии — с вороньютундровской вулканогенно-осадочной свитой.

Альтернативно можно предположить, что эта сопоставимая стратиграфическая последовательность пород свидетельствует не о синхронной седиментации, а отражает единый эволюционный ряд геологических формаций на ранних этапах развития земной коры.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МАРКИРУЮЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Вулканогенные породы в нижнем докембрии Восточно-Европейской платформы широко распространены и установлены по всему разрезу, начиная с реликтов metabазальтов среди древнейших образований аульской и обоянской серий и кончая образованиями нижнего протерозоя (вулканиды пугачевской, глазуновской, житковичской серий и вепсия). Это отмечено в обширной литературе [56, 59, 61, 124, 156, 204 и др.].

Анализ геологических материалов показывает, что во всех рассматриваемых регионах развиты два вулканических комплекса, с весьма специфическими формациями, не имеющих аналогов на других стратиграфических уровнях и вследствие этого являющихся маркирующими, что определяет их значение для межрегиональной корреляции. Это вулканический комплекс архейских зеленокаменных поясов с характерной ассоциацией ультрамафитовых, мафитовых и натровых кислых вулканидов и эффузивы пикрит-базальтовой формации, завершающие разрезы криворожской, оскольской, онежской и колосйокской серий. Эти стратиграфические подразделения представляют особый интерес, так как с вулканидами зеленокаменных поясов в некоторых районах Карелии и Украинского щита ассоциируют промышленные железорудные месторождения, а в гданцевской свите в Кременчугском районе известно несколько мощных горизонтов железистых кварцитов.

ВУЛКАНИТЫ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Карельский регион

Все месторождения и проявления железных руд Карелии находятся в Западно-Карельской структурно-формационной зоне Карельского геоблока и приурочены к верхнеархейскому — лопийскому комплексу. В опорном стратотипическом разрезе лопия в районе Костомукшского железорудного месторождения выделяются три серии.

Вулканогенные образования контоксской серии, располагающиеся на крыльях синклиналичных структур, налегают на гнейсы и гранито-гнейсы базальной для лопия Карелии нюкозерской серии или тоналито-гнейсы, являющиеся фундаментом его [114, 234], и перекрываются существенно хомогенно-терригенными железорудно-сланцевыми образованиями гимольской серии.

Породы контоксской серии делятся на три свиты. Нижняя, ниemiaрвинская, представлена преимущественно metabазальтами, средняя, шурловаарская, — кислыми вулканидами риодацитового состава, верхняя, рувинваарская, — metabазальтами и коматититами.

Среди отложений гимольской серии локально встречаются осадочно-вулканогенные образования риодацитового и андезит-дацитового состава, выделенные в межозерскую свиту [64, 239 и др.].

Характер парагенетических ассоциаций пород и особенностей строения разрезов рассматриваемых супракрупных толщ позволяет выделить последовательный ряд формаций: нижнюю терригенную (аркозовую), коматиит-базальтовую, дацит-риолитовую железисто-кремнистую и терригенную (флишевую) железисто-кремнистую.

В составе этих формаций, за исключением нижней терригенной (аркозовой), находятся железисто-кремнистые осадки, преобразованные метаморфическими процессами в магнетитовые кварциты или магнетитовые сланцы. Степень рудоносности этих формаций неодинакова. Среди отложений коматиит-базальтовой формации железистые кварциты по объему составляют не более 0,3—0,5 % и образуют единичные маломощные (1—3 м) прослои, выклинивающиеся на протяжении первых сотен метров. Для них характерна непосредственная парагенетическая ассоциация с метавулканитами основного состава.

Для отложений дацит-риолитовой железисто-кремнистой формации характерна парагенетическая ассоциация кислых вулканитов риодацитового и риолитового состава с пластами магнетитовых сланцев и кварцитов мощностью до 50—70 м. Объем железисто-кремнистых осадков составляет около 15 % этой формации.

Образования коматиит-базальтовой формации в Карельском регионе распространены повсеместно, в нижней части разреза лопия и по объему соответствуют ниemiaрвинской и рувинваарской свитам контоксской серии в Костомукшском районе или нерасчлененной контоксской серии других железорудных районов Карелии.

В составе формации наиболее распространены основные вулканиты — метабазалты (90—95 % объема формации) и ультраосновные вулканиты — коматиты (до 10 % объема). С метабазалтами ассоциируют маломощные и быстро выклинивающиеся пласты железисто-кремнистых пород и углеродсодержащих сланцев, составляющие в общем разрезе осадочно-вулканогенных комплексов не более 0,2—0,5 %.

Строение толщ основных вулканитов характеризуется чередованием потоков, наиболее отчетливо устанавливаемым при переслаивании подушечных и массивных лав.

Среди основных вулканитов по текстурным особенностям и минеральному составу выделяются: а) полевошпат- и эпидот-полевошпат-роговообманковые сланцы с реликтами текстур шаровых (подушечных) лав, б) полевошпат-роговообманковые сланцы монотонные, в) полевошпат-роговообманковые сланцы с текстурой лавовых и шаровых брекчий, г) мандельштейны.

Полевошпат-роговообманковые сланцы с реликтами текстур шаровых лав встречаются повсеместно среди образований контоксской серии Карельского региона. Контуры шаров подчеркиваются темной, почти черной каймой (зоной закалки). В большинстве случаев форма шаров (подушек) линзовидная, сплюснутая, реже каравая- и бисквитообразная, изредка округлая. Обычно подушки деформированы в процессе складчатости, разобщены по сланцеватости иногда настолько, что текстура напоминает линзовидную слоистость. Размеры подушек изменяются от $0,1 \times 0,05$ до 3×1 , наиболее обычны 0,2—0,5 м длиной. Породообразующими минералами являются обыкновенная роговая обманка (50—85 % объема породы), плагиоклаз ряда олигоклаз-андезина, иногда эпидот (около 5 %). Зоны закалки имеют преимущественно роговообманковый состав (85—99 %).

Монотонные полевошпат-роговообманковые сланцы представляют собой метаморфизованные лавы и образуют пласты мощностью от 2—3 до десятков метров среди полевошпат-роговообманковых сланцев с подушечной текстурой, а также слагают низы лавовых потоков. По минеральному составу и структуре они сходны с подушечными лавами.

Метамандельштейны по минеральному составу аналогичны внутренним частям подушечных лав и монотонным полевошпат-роговообманковым сланцам, отличаясь от них лишь миндалекаменной структурой, обусловлен-

ной наличием миндалинов до 3—4 мм в поперечнике, выполненных плагиоклазом (олигоклаз-андезином).

Полевошпат-роговообманковые сланцы с текстурой лавовых брекчий встречаются в виде горизонтов мощностью до 1,5 м. Брекчевидная текстура пород обусловлена хорошо заметными на выветрелой поверхности и почти не различимыми на свежем сколе породами линзовидных и ромбовидных обломков, длинные оси которых размером от 1×5 до 2×10 см ориентированы по сланцеватости. Обломки тесно примыкают друг к другу и разделяются только тонкими (мощностью 2—3 мм) каемками существенно роговообманкового состава.

Полевошпат-роговообманковые сланцы с текстурой шаровых брекчий встречаются в единичных обнажениях. В них среди полевошпат-роговообманковой массы, составляющей около 20—50 % объема породы, наблюдаются линзовидные, овальные, каплевидные и неправильной формы тела размером 0,2—0,4, редко до 1 м длиной и 0,1—0,2 м в поперечнике, обычно имеющие зону закалки.

Комагматами описанных метабазальтов являются габбро-амфиболиты, слагающие секущие или пластово-секущие субвулканические тела мощностью до первых десятков метров.

Из химического состава пород видно, что все они производные толеитовой магмы (табл. 12, анализ 3), претерпевшей слабую дифференциацию от преобладающих оливиновых до кварцевых толеитов.

Ультраосновные магматические породы в Западно-Карельской зоне располагаются в верхнем архее на двух уровнях: нижний представлен стратифицированными толщами коматитов и приурочен к верхам контоксской существенно метабазальтовой серии Костомукшского, Совдозерского, Маньга-Киндасовского районов; второй сложен пластово-секущими телами, прорывающими лопийские железорудно-сланцевые толщи гимольской серии, но сами они в свою очередь секутся и мигматизируются гранитами возрастом 2700 млн лет [66, 239].

Детальное изучение ультрамафитов Костомукшского и Совдозерского железорудных районов [64] дало убедительные доказательства об эффузивной природе ультраосновных пород, ассоциирующих с метабазальтами. Породы интенсивно изменены, в них практически нет первичных минералов, однако сохраняются отчетливые специфические реликты структур и текстуры эффузивных пород — подушечных лав, автобрекчий, слоистых туфов и туфобрекчий, спинифекс и порфириновых структур. Это позволяет выделить среди них разновидности, относящиеся к различным фаціальным типам ультраосновных вулканитов.

Породообразующими минералами в них являются серпентин, актинолит или тремолит, хлорит, иногда тальк и карбонат. В редких случаях сохраняются реликты зерен оливина. Из рудных минералов постоянно наблюдается тонкая вкрапленность магнетита (обычно 1—5 %).

Автобрекчий коматитов широко распространены среди эффузивов ультраосновного состава и наиболее часто встречаются в Костомукшском железорудном районе. Текстура автобрекчий обусловлена округлыми, овальными, реже удлинёнными обособлениями 1—3,5 м в поперечнике, в промежутках между которыми находятся более мелкие (до 0,2 м). Контурные крупных и мелких обособлений подчеркиваются каймой шириной 0,5—1,5 см (зоной закалки). Иногда в автобрекчиях между обособлениями наблюдаются полосы со структурой спинифекс шириной 0,2—1 и длиной 1—3 м.

Шаровые лавы ультраосновного состава представлены хлорит-актинолитовыми и актинолитовыми сланцами с реликтами шаровой текстуры. Они встречаются значительно реже по сравнению с автобрекчиями. Шаровые обособления тесно примыкают друг к другу, имеют овальную форму, вытянуты по сланцеватости, размеры их от 0,03—0,15 до 0,7—0,8 м. Зоны закалки имеют более тонкозернистое сложение.

Хлорит- и карбонат-хлорит-тремолитовые сланцы с текстурой брекчий представляют собой мелкозернистые сланцеватые породы, в которых отчет-

Таблица 12. Средний химический состав

Оксид	Западная Карелия				Курская	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,23	47,59	50,29	70,83	44,45	49,88
TiO ₂	0,38	0,49	1,07	0,29	0,33	0,36
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,44	0,24
Al ₂ O ₃	7,30	9,54	15,58	15,34	3,83	10,67
Fe ₂ O ₃	2,77	1,39	2,18	0,64	6,71	0,62
FeO	8,07	11,09	9,84	1,79	5,72	9,78
MnO	0,22	0,23	0,22	0,03	0,12	0,14
MgO	31,22	18,73	7,22	0,98	33,69	16,94
CaO	4,63	10,33	10,79	2,65	4,58	9,61
Na ₂ O	0,11	0,47	2,35	4,45	0,08	1,53
K ₂ O	0,02	0,07	0,32	3,00	0,01	0,18
P ₂ O ₅	0,05	0,07	0,14	—	0,04	0,05

Количество проб 31 9 16 9 50 19

Примечание. 1, 5, 11 — перidotитовые коматиты; 2, 6, 12 — пироксенитовые коматиты; к 100 %.

ливо различаются многочисленными тесно примыкающими друг к другу удлиненными обломками, ориентированными по сланцеватости. Размер обломков 0,3—1 в поперечнике и длиной 0,5—2, реже 5 в поперечнике и 12 см длиной. При небольшом (до 15 % объема породы) количестве обломков во включающемся их хлорит-тремолитом или тремолит-хлоритовом сланцеватом цементе хорошо выражена слоистость, обусловленная чередованием прослоек с различным соотношением породообразующих минералов мощностью до 0,5 см. Их следует рассматривать как метаморфические аналоги лапиллиевых туфов ультраосновного состава.

Хлоритовые, хлорит-тремолитовые, серпентин-талык-хлоритовые, хлорит-актинолитовые сланцы представляют собой интенсивно рассланцованные, обычно смятые в мелкие складки породы серовато-зеленого цвета. Для них характерна грубая слоистость, образованная чередованием существенно хлоритовых и хлорит-тремолит-актинолитовых прослоев мощностью до 1 м. Иногда встречается ритмичная слоистость. В ритмах по направлению к кровле возрастает количество амфибола. Мощность нижних, существенно хлоритовых, частей ритмов составляет 13—25, верхних — не превышает 5 см. Общая мощность ритмов 15—30 см. Рассматриваемые сланцы образовались при метаморфизме пепловых туфов ультраосновного состава.

Субвулканическая фация представлена редкими телами коматитов, имеющими секущие контакты с вмещающими их ультраосновными вулканидами.

Изучение разрезов пачек ультраосновных вулканидов западной Карелии показывает, что в них преобладают метаморфизованные лавы, слагающие потоки различной мощности, иногда разделенные маломощными горизонтами метатуфов.

Нижние части потоков очень часто сложены автобрекчиями, реже массивными коматитами. В центральных частях потоков располагаются массивные коматиты, со слабоизвилистыми трещинами, выполненными тальком и карбонатом. Такая текстура, вероятно, представляет собой реликты первичной трещиноватости, возникшей при остывании лавового потока. В верхних частях потоков залегают автобрекчии, в которых между крупными глыбами наблюдаются полосы с реликтами структуры спинифекс. Непосредственно в кровле потоков находятся автобрекчии часто с реликтами структуры микроспинифекс.

В верхних частях разреза залегают хлоритовые и хлорит-тремолитовые сланцы, слоистые и с текстурой брекчий (лапиллиевые и пепловые метатуфы) мощностью не менее 25 м. В разрезах отмечается большая мощность лавовых потоков, широкое распространение автобрекчий, значительное количество (до 10 %) пирокластических продуктов.

эффузивных пород зеленокаменных поясов

магнитная аномалия				Среднее Приднепровье		
7	8	9	10	11	12	13
50,63	50,86	47,74	70,07	47,11	49,52	50,71
0,60	0,93	1,10	0,38	0,34	0,41	0,62
0,10	0,08	0,06	—	—	—	—
13,45	14,49	15,69	15,76	5,68	9,48	12,64
1,61	2,32	3,42	0,50	—	—	—
10,30	10,94	11,22	2,45	12,28	11,43	11,49
0,45	0,18	0,12	0,03	0,22	0,20	0,20
10,52	7,81	6,98	1,38	28,86	19,62	11,78
10,05	9,49	10,43	2,28	5,19	8,27	10,20
2,22	2,49	2,43	5,11	0,25	0,75	2,06
0,26	0,33	0,61	1,78	0,07	0,32	0,30
0,11	0,08	0,20	0,26	—	—	—

6 21 5 8 13 28 17

7, 13 — коматиитовые базальты; 3, 8, 9 — толентовые базальты; 4, 10 — риодациты. Все анализы приведены

Непосредственная пространственная ассоциация основных и ультраосновных вулканитов устанавливается западнее Костомукшского железорудного месторождения. Здесь потоки шаровых лав metabазальтов чередуются с пироксенитовыми коматиитами. Мощность потоков metabазальтов — 3—10 м. При видимой мощности ультраосновных лав 22 м мощность связанных с ними туфов составляет 10 м. Отличия фациальных особенностей и химизма этой пачки ультраосновных пород и перидотитовых коматиитов охарактеризованного выше разреза, вероятно, свидетельствуют о наличии различных вулканических построек.

Приведенные данные позволяют констатировать, что архейские коматииты Карелии приурочены в основном к нижней и средней частям разреза лопийских толщ. Они образуют с толентовыми базальтами единую коматиит-базальтовую ассоциацию.

По химическому составу (см. табл. 12, анализы 2, 3) рассматриваемые ультраосновные эффузивы западной Карелии относятся к перидотитовым и пироксенитовым коматиитам [125]. Они отличаются от коматиитов центральной и южной Карелии более высоким содержанием MgO [42]. При сравнении особенностей химизма ультраосновных эффузивов Западной Карелии с коматиитами зеленокаменных поясов Финляндии видно, что в последних больше содержится K_2O (до 0,18—0,28 %).

Образования дацит-риолитовой железисто-кремнистой формации развиты в Костомукшском районе и по объему соответствуют шурловаарской свите мощностью 600 м. В составе формации объединены кислые вулканиты и ассоциирующие с ними железисто-кремнистые образования и углеродсодержащие сланцы.

Изучение текстурных, минералого-структурных и петрохимических особенностей пород позволило выявить их генетическую природу и восстановить особенности строения ее литолого-стратиграфических разрезов [61, 66, 186]. В нижней части разреза свиты преобладают метаморфизованные агломератовые и лапиллиевые туфы кислого (риодацитового) состава, мощность пластов которых составляет от 10—20 до 40 м. Внутри этих пластов наблюдается грубая слоистость, образованная чередованием слоев с различной крупностью обломочного материала мощностью от 0,5—5 до 10 м.

С агломератовыми туфами в нижней части разреза тесно ассоциируют слоистые и неотчетливо слоистые туфы и туффиты, превращенные процессами метаморфизма в биотит(мусковит)-кварц-полевошпатовые сланцы, а также кристаллокластические туфы, преобразованные в порфириовидные лептиты.

В верхней части разреза свиты устанавливается тесная парагенетическая связь метаморфизованных кислых туфов и туффитов с железисто-кремнистыми и углеродсодержащими породами.

Среди кислых вулканитов по минеральному составу и наличию в них реликтов первичных структур и текстур выделяются несколько литолого-петрографических разновидностей, представляющих собой ряд фациальных типов вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород: порфириовидные лептиты и лептитовые гнейсы, слюдяно-кварц-полевошпатовые слоистые сланцы и сланцы с текстурой брекчий, карбонат-полевошпатовые породы [61, 66, 186].

Порфириовидные лептиты — это кислые вулканиты, в которых среди тонкозернистой (0,03—0,1 мм) основной массы кварц-полевошпатового состава находятся зерна плагиоклаза и кварца в поперечнике от 1—1,5 до 2—3 мм.

Порфириовидные лептиты чередуются со слоистыми слюдяно-кварц-полевошпатовыми слоистыми сланцами и сланцами с текстурой брекчий, а также с магнетитовыми сланцами и кварцитами, образуя прослои от 3 до 30 м. Контакты между порфириовидными лептитам и слюдяно-кварц-полевошпатовыми сланцами без заметных признаков воздействия пород друг на друга. Порфириовидные лептиты представляют собой метаморфизованные кристаллокластические туфы, реже лавы кислого состава.

Лептитовые гнейсы не содержат реликтов первичных структур и состоят преимущественно из изометричных зерен плагиоклаза, кварца и небольшого количества биотита, иногда эпидота, микроклина. Лептитовые гнейсы — это высокометаморфизованные туфы и лавы кислого состава. Определить детально их фациальную принадлежность нельзя из-за полного отсутствия даже реликтов первичных текстурных и структурных особенностей.

Мусковит-кварц- и биотит(мусковит)-кварц-полевошпатовые, а также мусковит-полевошпат-кварцевые слоистые, неотчетливо слоистые сланцы чередуются с порфириовидными лептитам, слюдяно-кварц-полевошпатовыми сланцами с текстурой брекчий, с магнетитовыми сланцами и кварцитами, образуя прослои мощностью 1—70 м. Для них характерно наличие сульфидов. Слоистость обусловлена чередованием прослоев с различным содержанием слюдяных минералов и кварца мощностью 0,5—2 см. Исходными для этих пород были пепловые туфы и туффиты с примесью глинистого и кремнистого материала.

Биотит-мусковит-кварц-полевошпатовые сланцы с текстурой брекчий преобладают среди метаморфизованных кислых вулканитов. Они чередуются с охарактеризованными выше слоистыми сланцами, порфириовидными лептитам, образуя полосы мощностью 5—50 м. Макроскопически это породы, в которых среди биотит-мусковит(серицит)-кварц-полевошпатового рассланцованного цемента хорошо заметны более светлые обломки овальной формы размером от 0,5 × 1 до 10 × 30 см, ориентированные по сланцеватости. При этом полосы мощностью 10—20 м чередуются с различной крупностью материала. Обломки представлены порфириовидными лептитам, цементом служат слюдяно-кварц-полевошпатовые сланцы, по составу и структуре сходные с неотчетливо слоистыми биотит-мусковит-кварц-полевошпатовыми сланцами. Петрографические особенности и размеры обломочного материала, минеральный и химический состав, текстура и структура свидетельствуют, что эти породы образовались в результате метаморфизма лапиллиевых и агломератовых туфов, чередующихся с прослоями пепловых туфов и туффитов, содержащих примесь кремнистого и глинистого материала.

Карбонат-полевошпатовые породы встречаются в юго-западном и северном окончании полосы развития кислых вулканитов. Они образуют прослои мощностью 0,5—5 м и чередуются с охарактеризованными выше метаморфизованными кислыми эффузивами. Породообразующими минералами в них являются плагиоклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз (60—70 %) кальцит (10—25 %), кварц (15—20 %). В незначительном количестве (до 1 %) содержится биотит. Минеральный состав, структурные и текстурные особенности карбонат-полевошпатовых пород свидетельствуют, что эти породы являются измененными известковистыми туффитам.

Слоистые и ритмично-слоистые слюдяно-полевошпат-кварцевые гнейсо-

сланцы (иногда андалузитсодержащие) встречены в северном окончании полосы развития кислых вулканитов, где они переслаиваются с порфиroidными лептитовыми гнейсами и грюнерит-биотитовыми кварцитами, образуя пачки мощностью 10—50 м.

Минеральный состав, слоистая и ритмично-слоистая текстура сланцев, тесная их ассоциация с порфиroidными лептитами и слюдястыми гранат-биотитовыми сланцами свидетельствуют о том, что материалом для образования слюдяно-кварц-полевошпатовых сланцев служили кислые вулканиты с примесью хемогенного кварца и глинистого терригенного материала.

По химическому составу порфиroidные лептиты и лептитовые гнейсы отвечают риолитам и риодацитам (см. табл. 12, анализ 4).

Детальное изучение пространственных взаимоотношений выделенных фациальных разновидностей кислых эффузивов в Костомукшском районе показало, что в юго-западной и центральной частях развития кислых вулканитов преобладают агломератовые и лапиллиевые туфы с прослоями пепловых туфов и туффитов, а в северной — слоистые и ритмично-слоистые туффиты, чередующиеся с кремнистыми туффитами и линзами терригенных пород. Такое распределение различных фациальных типов кислых эффузивов позволяет предполагать, что вулканические центры, поставившие грубый пирокластический материал, располагались главным образом в центральной части, тогда как на более удаленном участке фациального профиля отлагался перемытый тонкий вулканический пепел с примесью глинистого, кремнистого и известковистого материала. Отметим, что в верхней части разреза кислых эффузивов с горизонтами кристаллокластических туфов и слоистых туффитов ассоциируют магнетитовые сланцы и кварциты с мощностью прослоев 20—35 м. В направлении к удаленной по отношению к центрам вулканизма части фациального профиля мощность и степень рудоносности железисто-кремнистых отложений уменьшаются, что, вероятно, свидетельствует о непосредственной связи источника железа с вулканизмом.

Район Курской магнитной аномалии

Верхнеархейские зеленокаменные пояса широко развиты в западной части региона [121, 123]. Их распределение в целом контролируется Алексинско-Криворожской и Михайловско-Белгородской зонами глубинных разломов.

Самый крупный Михайловско-Белгородский пояс, меняя простирание с субмеридионального на юго-восточное, прослеживается более чем на 400 км при ширине 5—25 км. Находящийся западнее Сторожевско-Борисовский пояс шириной 5—12 км протягивается почти на 200 км. Он имеет дугообразную форму и на севере и юго-востоке сочленяется с Михайловско-Белгородским поясом, образуя с ним единую систему. Суджанский пояс, приуроченный к зоне Алексинско-Криворожского глубинного разлома, состоит из серии вытянутых в субмеридиональном направлении изолированных синклинальных структур общей протяженностью около 120 км. Через субширотную Суджанско-Будицинскую зону он сочленяется со Сторожевско-Борисовским поясом. В целом зеленокаменные пояса характеризуются извилистой конфигурацией, дискордантны к куполовидным структурам нижнего архея и срезают последние. На некоторых участках выполняющие зеленокаменные пояса вулканиты эродированы и на поверхность фундамента выходят подстилающие плагиогнейсы обоянской серии и плагиомигматиты нижнего архея, что обуславливает дискретность поясов.

В общем зеленокаменные пояса представляют собой резко удлиненные, но довольно простые синклинальные структуры с относительно пологим залеганием пород. Углы падения сланцеватости и слоистости обычно не превышают 40°. Наложение последующих разновозрастных деформаций на отдельных участках привело к их интенсивной деформации с образованием вблизи разломов крутопадающих складок и ассоциирующей сланцеватости, срезанию и последующей эрозии крыльев структур и т. д.

К этому же типу структур условно относится и система изолированных узких (0,5—3 км) вытянутых на 5—50 км синклинальных структур, довольно широко развитых на востоке Курской магнитной аномалии в Старооскольском и Новооскольском районах (Петровско-Волотовская зона). Они характеризуются четкой приуроченностью к разломам и отличным от зеленокаменных поясов западной части региона составом выполняющей их вулканогенной толщи.

Зеленокаменные пояса представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями михайловской серии и коматитичными интрузиями гипербазитовой и габбро-диабазовой формаций (жидеевский и тарасовский комплексы соответственно). Подчеркнем, что с зеленокаменными поясами постоянно тесно ассоциируют крупные интрузивы гранодиорит-плагиогранитной формации [120, 156].

Судя по конфигурации зеленокаменных поясов и установленному резкому различию структурных планов этих поясов и нижнеархейского фундамента, породы михайловской серии залегают на плагиомигматит-плагиогнейсовом основании с четким структурным несогласием. Однако непосредственный контакт между ними ни в одном случае не установлен.

На основании детального изучения закономерностей строения и развития вулканогенной толщи, петрографических и петрогеохимических особенностей пород в михайловской серии выделяются две свиты: александровская и дичнянская [120, 124, 156]. Слагающие их вулканогенные образования относятся к коматитовой, толеитовой и базальт-риодацитовой формациям.

Эффузивы коматитовой формации установлены в Михайловско-Белгородском поясе, где они слагают нижние части разреза на всех детально изученных участках (Михайловский и Белгородский районы, Косиновский участок), образуя в целом довольно мощную ультрамафитовую толщу. Учитывая ее повсеместное развитие, целесообразно выделить эту толщу в качестве самостоятельной косиновской свиты.

Впервые эффузивы коматитовой формации были установлены на Косиновском участке, расположенном в зоне сочленения Михайловско-Белгородского и Сторожевско-Борисовского поясов [121]. Здесь в основании разреза залегают пачка (мощностью 30—50 м) меланократовых актинолит-роговообманковых микроамфиболитов, по составу отвечающих коматитовым базальтам. На них залегают толща мощностью около 400 м, сложенная переслаиванием потоков перидотитовых коматитов. Мощность отдельных потоков составляет 1,9—24,4 м. Потоки сложены в основном пятнистыми кумулятивными коматитами. Мощность этих зон в потоках составляет 3,3—9 м. Из-за возрастания количества зерен оливина пятнистые коматиты постепенно переходят в массивные однородные тонко-мелкозернистые породы, локализующиеся в нижних частях потоков в виде зон мощностью 0,5—5 м. В наиболее мощных потоках самые нижние части сложены пятнистыми коматитами с неяснополосчатой текстурой. В этих же потоках, особенно в залегающих в основании разреза толща, верхние зоны сложены коматитами со спинифекс-структурой.

Разрез завершается пачкой коматитовых базальтов, сложенной потоками мощностью 5—30 м. Суммарная мощность пачки превышает 50 м.

Вся коматитовая толща сечется силлоподобными телами габбро-амфиболитов тарасовского комплекса и дайками аплит-пегматоидных гранитов.

В Михайловском районе в настоящее время вскрыта только верхняя часть разреза ультрамафитовой толщи. Она сложена переслаиванием потоков перидотитовых (мощностью 0,8—5,5 м) и пироксенитовых (мощностью 0,5—10 м) коматитов. Среди них отмечаются единичные маломощные (2,8—3,4 м) потоки коматитовых базальтов. Все эти образования секутся субвулканическими телами плагиопорфиритов, аналогичных кислым эффузивам дичнянской свиты.

В Белгородском районе в строении нижней части разреза косиновской свиты в основном развиты перидотитовые коматиты, а в верхней — пироксе-

нитовые коматииты и коматиитовые базальты. Наряду с типичными эффузивными образованиями на Олимпийском участке установлены брекчиевидные и стекловатые перидотитовые коматииты, слагающие изометричную в плане постройку (некк?).

Общая мощность эффузивов коматиитовой формации в Михайловско-Белгородском районе составляет 500—700 м.

Перидотитовые коматииты представлены в основном кумулятивными разностями, различающимися по количеству зерен оливина и характеру их распределения. Изометричные зерна оливина размером 1—3 мм относительно равномерно рассеяны в основной массе или чаще образуют гломероскопления изометричной или слабо удлиненной формы размером до 10—12 мм, в результате чего породы имеют пятнистый облик. Гломероскопления составляют 30—50 % объема породы, возрастая вниз по разрезам потоков до 50—70 %.

Массивные однородные мелко-тонкозернистые кумулятивные коматииты состоят на 75—80 % из зерен оливина. Макроскопически они сходны с обычными серпентинизированными перидотитами. Структура пород реликтовая бластопорфировая.

Коматииты со спинифекс структурой состоят из длинных (1—5, обычно 2—3 см) узких (1—3 мм) пластинчатых кристаллов оливина, сцементированных тонкозернистой основной массой. Вниз по разрезу они постепенно переходят в коматииты, в которых наряду с пластинчатыми кристаллами широко развиты мелкие удлиненные кристаллы линзовидной и чевицеобразной формы. Размеры их вниз по разрезу уменьшаются. Отметим, что оливин полностью замещен тонкозернистым агрегатом лизардита и антигорита.

Цементирующая основная масса всех перидотитовых коматиитов сложена тонкозернистым агрегатом игольчатых, реже пластинчатых кристаллов тремолита ($n_d = 1,626—1,632$; $n_p = 1,603—1,610$) и магнезиального актинолита, редких чешуек хлорита (иногда до 5 %) и рудных минералов. Структура основной массы микролепидонематобластовая. В коматиитах со спинифекс структурой в основной массе довольно часто отмечаются различно ориентированные агрегаты тремолита и актинолита, которые, судя по форме агрегатов и близко-одновременному угасанию, псевдоморфно замещают узкие (0,5 мм) длинные (3—4 мм) кристаллы пироксена.

Для всех перидотитовых коматиитов характерно постоянное наличие тонкой (доли миллиметра) рассеянной вкрапленности хромита, магнетита, пирротина, пентландита и очень редко халькопирита. Крайне показательно, что первичные хромшпинелиды близки по составу к ферриалюмохромиту с очень высоким содержанием ZnO (2,19—3,27 %) и MnO (3—3,96 %), что характерно для промышленно никеленосных перидотитовых коматиитов, например, Западной Австралии.

При серпентинизации развивается вторичный магнетит, обычно образующий оторочки по границам замещенных зерен оливина, что еще более подчеркивает первичную структуру пород.

На основании химических анализов пород по методу П. Ниггли рассчитан нормативный состав перидотитовых коматиитов: оливин $Fa_{7,5-11}$ (41—67,2; среднее 55,3 %), пироксен ($En = 80,5$, $Hu = 8,2$, $Wo = 11,3$; 22,7—40,3, среднее 32,5 %), плагиоклаз № 84—100 (6,3—12,3; среднее 8,3 %), титаномagnetит (3—4,6 %), хромит (0,5—0,6 %) и апатит (0,2—0,3 %). Наиболее высоким содержанием оливина и его магнезиальным составом характеризуются кумулятивные коматииты.

Подчеркнем, что в интенсивно измененных участках первичные структуры пород не сохраняются и они нередко, особенно вблизи зон разломов, превращены в различные серпентин- и тальк-тремолитовые, а также карбонатно-тальковые сланцы.

Пироксенитовые коматииты представляют собой светло-серые с зеленоватым или голубоватым оттенком массивные или сланцеватые породы. Состав их изменяется от почти мономинеральных актинолититов через актинолит-тремолитовые породы до почти мономинеральных тремолититов,

встречающихся редко. В подчиненном количестве в существенно актинолитовых породах отмечаются хлорит (5—6, участками до 10—15 %), плагиоклаз (3—4 %) и сфен, в существенно тремолитовых — хлорит и магнетит. Обычно для пород характерна несовершенная кристаллизационно-сланцеватая текстура, обусловленная ориентированным расположением амфиболов. Структура пород фибро- и микронематобластовая.

Коматиитовые базальты представлены плотными тонко-мелкозернистыми микроамфиболитами зеленовато-серого и зеленого до темно-зеленого цвета. Текстура их массивная, линейно-параллельная, в зонах разломов — сланцеватая. Они состоят из амфиболов (70—80 %) и плагиоклаза. В небольшом количестве отмечаются хлорит, магнетит, апатит и сфен. По составу амфиболов выделяются актинолитовые и актинолит-роговообманковые разновидности.

Актинолитовые микроамфиболиты представляют собой наименее метаморфизованные породы. Структура их микрогранонематобластовая, иногда с реликтовой апоинтерсертальной и апопилотакситовой.

Породы коматиитовой формации в настоящем виде сформированы в условиях зеленосланцевой фации при повышенных температурах и пониженных давлениях. В более глубоких и прибортовых частях зеленокаменных поясов несколько возрастает степень метаморфизма. Вместе с тем процессами региональной плагиомигматизации коматииты не затронуты (см. табл. 12, анализы 5, 6, 7).

Комагматиты эффузивов коматиитовой формации — это интрузии гипербазитов жидеевского комплекса, причем пироксениты являются интрузивным эквивалентом пироксенитовых коматиитов, а перидотиты — продуктом кристаллизации магмы, резко обогащенной кумулятивным оливином в результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации в промежуточных магматических очагах.

Анализ данных [122] показывает, что все разновидности пород коматиитовой и гипербазитовой формаций — продукты дифференциации самостоятельной ультраосновной магмы, сформировавшейся в результате высокой степени плавления первичного мантийного вещества. Эта магма претерпела достаточно интенсивную дифференциацию по известково-щелочной схеме в промежуточных магматических очагах. Образование пород управлялось изменением содержания магния в едином расплаве, т. е. фракционированием оливина. Только для коматиитовых базальтов в качестве ликвидусной фазы наряду с оливином содержится клинопироксен.

Перидотитовые коматииты со спинифекс структурой являются продуктами кристаллизации (при температуре 1600 °С) первичного расплава, комагматичные интрузивные перидотиты — кумулатами, а пироксениты, пироксенитовые коматииты и коматиитовые базальты — продуктами кристаллизации остаточных расплавов.

Геодинамическая и палеовулканическая обстановка формирования коматиитов соответствовала рифтовой зоне с линейным и центральным типами излияний.

Залегающие выше эффузивы толеитовой формации (александровская свита) слагают основную часть разреза михайловской серии в зеленокаменных поясах западной части КМА и полностью слагают ее в Петровско-Волотовской зоне. Эта толща сложена чередованием потоков толеитовых метабазальтов. Мощность отдельных потоков 3—40 м. Общая мощность толщи метатолеитов в поясах западной части составляет 1000—2000 м, а на востоке не превышает первых сотен метров.

Метабазальты представлены плотными зеленовато-серыми и зелеными тонко-мелкозернистыми микроамфиболитами с массивной или сланцеватой текстурой. Они состоят из обыкновенной роговой обманки (от 50—60 до 75—80 %), плагиоклаза (15—50 %), кварца (1—4 %), актинолита, хлорита, эпидота, магнетита, ильменита и аксессуарных пирита, редко халькопирита. Зеленая с синеватым оттенком или сине-зеленая роговая обманка слагает удлиненно-шестоватые и пластинчатые кристаллы длиной от 0,2—1 до 3,5 мм.

Состав ее значительно изменяется и несколько различен в породах зеленокаменных поясов западной части КМА и Петровско-Волотовской зоны. По сравнению с роговыми обманками из микроамфиболитов Михайловско-Белгородского пояса ($n_g = 1,668-1,686$; $n_p = 1,648-1,664$) роговые обманки из амфиболитов Петровско-Волотовской зоны отличаются более высокой железистостью ($n_g = 1,670-1,702$; $n_p = 1,649-1,675$). Структура пород микрограно- и микрогранонематобластовая.

В наименее измененных породах Михайловско-Белгородского пояса в значительном количестве (до 30—40 %) наряду с роговой обманкой встречается актинолит ($n_g = 1,658-1,697$; $n_p = 1,638-1,680$, $2V = -75-80^\circ$). Амфиболы слагают очень тонкозернистый спутанно-волоконистый агрегат. В этих случаях в породах отмечаются реликты апоинтерсертальной и апопилотакситовой структур основной массы. Степень метаморфизма пород соответствует зеленосланцевой, иногда эпидот-амфиболитовой фации.

В Петровско-Волотовской зоне толеитовая формация представлена только однородными роговообманковыми амфиболитами, образовавшимися в результате регионального метаморфизма базальтов в амфиболитовой фации. Породы нередко среднезернистые. Роговая обманка часто имеет пойкилобластическую структуру. Кроме того, для некоторых участков характерна мигматизация пород, выразившаяся в замещении роговой обманки биотитом и эпидотом, развитии кислого плагиоклаза (№ 5—9) и кварца до 10 %.

Отличительными чертами пород толеитовой формации по сравнению с коматитовыми базальтами являются более высокое содержание плагиоклаза и постоянное наличие кварца.

В петрохимическом отношении (см. табл. 12, анализ 8) описываемые микроамфиболиты слагают четко обособленную слабо дифференцированную группу, крайними членами которой являются оливинные толеиты и полевошпатовые разности. По всем параметрам они однозначно относятся к континентальной толеит-базальтовой формации. От коматитовых базальтов эти породы четко отличаются высоким содержанием титана, алюминия, железа и калия, низким — хрома, магния и кальция.

Отметим, что среди метабазальтов нередко отмечаются силлообразные тела комагатитных габбро-амфиболитов тарасовского комплекса, по химическому составу являющихся аналогом эффузивов [156]. Эффузивы контрастной базальт-риодацитов фации являются составной частью дичнянской свиты, слагая потоки и субвулканические тела. Дичнянская свита установлена только в зеленокаменных поясах западной части КМА, где она слагает вулканические постройки центрального типа и выполняет небольшие (на современном срезе изолированные) мульдообразные впадины площадью несколько квадратных километров.

Наиболее детально строение свиты изучено в Михайловско-Белгородском поясе. В целом разрез сложен толщей пирокластических, туфогенно-терригенных и терригенных пород, среди которых отмечаются потоки и субвулканические тела плагиопорфиров (метадациты и метариодациты) и в основном в верхней части разреза потоки толеитовых метабазальтов.

В строении дичнянской свиты установлены два типа разрезов, сложенных образованиями околожерловой (проксимальный тип) или удаленной (дистальный тип) фаций, в целом образующих единый ряд. В проксимальном типе разрезов на эффузивные породы приходится около 60 % мощности, а в дистальном типе количество их уменьшается до 20 % при возрастании туфогенных и осадочных пород (табл. 13). Характер последних также изменяется от туфогенно-осадочных до типичных терригенных.

Таблица 13. Содержание основных типов пород в разрезах различных фаций, % по мощности

Породы	Околожерловая фация	Удаленная фация
Дациты и риодациты	33,2	9,9
Их туфы	17,7	23,5
Толеитовые базальты	26,0	9,8
Их туфы	7,5	17,6
Осадочные	15,6	39,2

Примером проксимального типа является разрез, вскрытый на Дичнянском участке (скв. 3145). Нижняя часть разреза сложена переслаиванием горизонтов туфов дацитов и терригенно-туфогенных пород (серицитовых, серицит-биотитовых, хлорит-серицитовых и т. п. сланцев) с потоками риодацитов (кварц-плагиоклазовые порфириды) и редкими маломощными амфиболитами. В верхней части разреза широко развиты толентовые базальты и их туфы (микроамфиболиты, актинолитовые и хлоритовые сланцы) при подчиненной роли плагиопорфиритов, их туфов и терригенно-туфогенных пород. При этом порфириды (риодациты) слагают как потоки, так и субвулканические тела.

Разрез дистального типа наиболее полно изучен на Реутецком участке (скв. 3538). В нижней части разреза преобладают туфы дацитов (биотитовые сланцы с кристаллокластами плагиоклаза), среди которых отмечаются маломощные потоки плагиопорфиритов, прослой туфогенно-терригенных пород (биотит-серицитовые, серицит-биотитовые, биотитовые, иногда актинолит-биотитовые сланцы) и ближе к средней части разреза — маломощные потоки толентовых базальтов (микроамфиболиты и амфиболовые сланцы). Верхняя часть разреза сложена существенно терригенной пачкой с небольшим количеством прослоев пирокластических пород кислого состава и маломощными потоками дацитов и толентовых базальтов. Показательно, что амфиболиты обычно залегают непосредственно на метапесчаниках. Терригенные образования представлены в основном биотит-серицит-полевошпат-кварцевыми сланцами (существенно песчаные образования), среди которых отмечаются маломощные прослой серицит-биотитовых и биотит-серицитовых сланцев с высоким содержанием глинозема (в среднем 19,36 %) [124, 156]. В целом для разрезов характерны изменения состава туфогенно-терригенных и терригенных пород, обусловленные существенным влиянием местных источников. Метаморфизм пород в общем отвечает зеленосланцевой фации. Мощность дичнянской свиты достигает 400—500 м.

Кислые эффузивы представлены светло-серыми тонко-мелкозернистыми массивными, реже сланцеватыми кварц-плагиоклазовыми порфиридами, среди которых выделяются метадациты и метариодациты, отличающиеся в основном по содержанию кварца и биотита.

Порфиновые выделения представлены плагиоклазом (25—40 % объема породы) и кварцем (до 10 %). Основная масса тонкозернистая, сложена кислым плагиоклазом, кварцем, серицитом и биотитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и сульфидами. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая и микрогранобластовая. Для пород характерно полное отсутствие калиевых полевых шпатов.

Из петрохимических данных (см. табл. 12, анализ 10) видно, что состав плагиопорфиритов изменяется от дацитов до риодацитов. Все они характеризуются резко выраженным натровым характером. По химизму они очень близки к нижнеархейским плагиогранитоидам салтыковского комплекса [156].

В составе формации широко распространены туфы кислых эффузивов, представленные светло-серыми тонко-мелкообломочными кварц-серицит-биотитовыми и кварц-биотитовыми сланцами. Структура микрогранобластовая. На этом фоне в количестве от нескольких до 20—30 % наблюдаются довольно крупные (до 2 мм) кристаллокласты плагиоклаза № 10—15 с остроугольными и коррозионными границами.

Третий компонент формации — актинолит-роговообманковые микроамфиболиты. Это зеленовато-серые и зеленые тонко-мелкозернистые массивные и неясносланцеватые породы. Они состоят из роговой обманки и актинолита (30—40 %), плагиоклаза (50—60 %) с постоянной примесью кварца (1—5 %).

В целом микроамфиболиты по химизму отвечают толентовым базальтам (см. табл. 12, анализ 9). При этом они отличаются от одноименных пород нижележащей александровской свиты более низким содержанием кремнезема и повышенным алюминия, железа, кальция, калия и фосфора. Туфы ба-

зальтов представлены мелкозернистыми биотит-амфиболовыми и амфиболовыми сланцами с содержанием темноцветных до 40—45 %.

Железорудные образования в михайловской серии развиты незначительно и не занимают определенного стратиграфического положения [52, 124]. Оруденение приурочено непосредственно к зонам разломов и накладывается на различные породы с повышенной железистостью. Так, на Береговском (скв. 340) и Жидеевском (скв. 2951, 2952) участках Михайловско-Белгородского пояса и в Старооскольском районе (скв. 2951, 5305 и др.) Петровско-Волоотовской зоны магнетитсодержащие породы локализуются среди metabазальтов и хлоритовых сланцев по ним, на Косиновском участке (скв. 3721 и др.) — среди хлоритовых и карбонат-талк-тремолитовых сланцев (по перидотитовым коматиитам), на Дичнянском участке (Тарасовские аномалии, скв. 3147 и др.) — среди интенсивно измененных габбро-амфиболитов тарасовского комплекса и metabазальтов. Вмещающие породы претерпевают интенсивные гидротермальные изменения, в основном окварцевание и хлоритизацию.

Оруденение, как правило, представлено маломощными (0,2—3; в единичных случаях до 17—18 м) невыдержанными телами малорудных магнетитсодержащих пород. Текстура пород массивная и неясно полосчатая. Переходы во вмещающие породы постепенные вследствие уменьшения количества вторичных минералов и вкрапленности магнетита. Довольно часто отмечаются реликты вмещающих пород.

Главными минералами являются силикаты (хлорит, реже актинолит, куммингтонит, биотит), магнетит, кварц и карбонаты. Текстура руды вкрапленная и линзовидно-полосчатая. Содержание магнетита обычно составляет 1—15, в отдельных интервалах наиболее богатых тел достигает 30—50 %. Промышленной ценности это магнетитовое оруденение не представляет.

Отметим, что на всех описанных выше эффузивных и интрузивных породах михайловской серии зеленокаменных поясов развита древняя (докурская) метаморфизованная кора выветривания [120, 124, 156], а в базальных горизонтах курской серии постоянно содержатся продукты их разрушения.

Среднеприднепровский район Украинского щита

Наиболее отчетливо связь железисто-кремнистых формаций щита с вулканическими комплексами проявляется в Среднеприднепровском геоблоке, который относится к гранитно-зеленокаменным областям. Зеленокаменные структуры образуют два пояса — Базавлукский, состоящий из Чертомлыкского, Софиевского и Верховцевского синклинориев, и Конкско-Белозерского, сложенного одноименными синклиноориями [199, 203]. Продолжением этих поясов на северном склоне щита являются соответственно Кобеляцкий и Дерезоватский синклинории. Несколько обособленно между названными поясами располагается Сурский синклинорий. Зеленокаменные структуры сложены вулканогенными комплексами, зонально метаморфизованными от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций в режиме умеренных давлений. Такой характер метаморфизма позволяет вполне уверенно устанавливать по комплексу петрографических и петрохимических признаков не только первичную природу пород, но и их фаціальную принадлежность. На стратиграфических схемах Украинского щита зеленокаменный комплекс Среднего Приднепровья выделяется в качестве конкской свиты конкско-верховцевской серии. По формационным признакам сюда следует, по-видимому, отнести и новокриворожскую свиту, которую пока что традиционно относят к криворожской серии.

Анализ породных ассоциаций вулканогенного комплекса в последние годы позволил выделить в его составе формации, закономерное положение которых в разрезе дает представление о формационных рядах каждой конкретной зеленокаменной структуры (рис. 36). Сопоставление этих рядов, несмотря на различие полноты разрезов и их латеральную

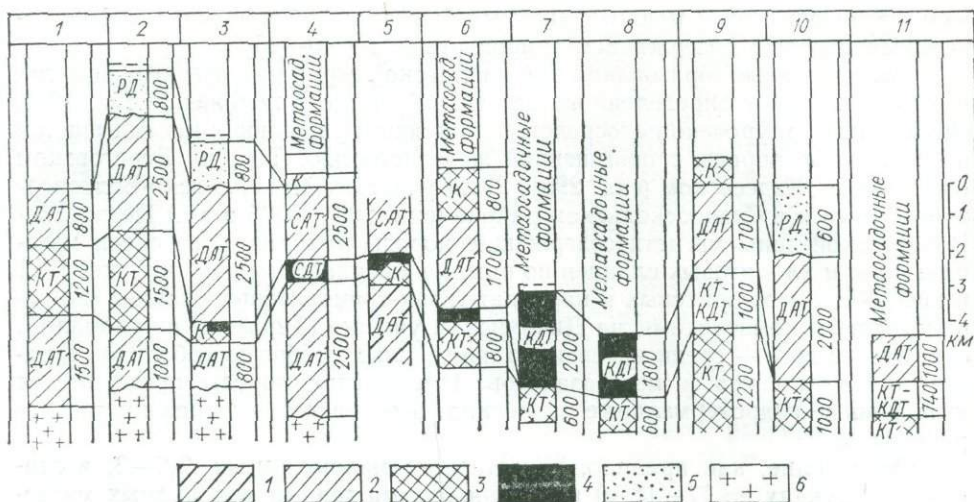


Рис. 36. Корреляция формационных рядов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья.

Формационный тип: 1 — метадацит-андезит-толеитовый, 2 — метакоматит-толеитовый, 3 — джеспилит-метатолеитовый, 4 — метариолит-дацитовый, 5 — метасадочный комплекс, 6 — гранито-гнейсовый фундамент; конкретная формация: ДАТ₁ — нижняя дацит-андезит-толеитовая, ДАТ₂ — верхняя метадацит-андезит-толеитовая, КТ — метакоматит-толеитовая, К — коматитовая; ДТ — джеспилит-толеитовая; КДТ — метакоматит-джеспилит-толеитовая; САТ — сланцево-андезит-толеитовая, РД — метариолит-дацитовая; пространственное положение формационных рядов: 1 — Софиевская структура, 2 — северное крыло Чертомлыкского синклиория, 3 — то же, южное крыло, 4 — Веселянский участок Конкской структуры, 5 — северная часть Конкской структуры, 6 — Алферовский, 7 — Грановский, 8 — Самотканский, 9 — северная часть Сурской структуры, 10 — то же, южная часть, 11 — Белозерская структура

изменчивость, показывает вполне удовлетворительную их коррелируемость и принадлежность к единому геологическому комплексу [200, 204].

Зеленокаменные структуры Среднего Приднепровья по формационной принадлежности нижних частей разреза делятся на две группы (см. рис. 36). Формационные ряды Чертомлыкского, Конкского и Софиевского синклиориев начинаются дацит-андезит-толеитовой формацией (первая группа), а Верховцевской, Сурской и Белозерской структур — коматит-толеитовой формацией (вторая группа).

Наиболее детально нижняя дацит-андезит-толеитовая формация мощностью более 2,5 км изучена в южной части Конкского синклиория по Веселянскому структурному профилю. Главные члены формации — дациты, преобразованные в процессе метаморфизма в биотитовые и двуслюдяные гнейсы, метаандезиты и метаандезито-базальты (роговообманко- и биотит-роговообманко-плагиоклазовые кристаллосланцы) и метатоленты (амфиболиты). Несмотря на высокую степень метаморфизма, в породах надежно устанавливаются структурные признаки эффузивных образований [202]. В разрезе формации метадациты составляют 35 %, метаандезиты и метаандезито-базальты — 25, а метатоленты — 40 %. Структура формации ритмично-зональная, обусловленная наличием двух подформаций, которые, дважды повторяясь в разрезе, образуют два ритма I порядка. Нижняя часть этих крупных ритмов представлена трехкомпонентными подформациями, состоящими из ритмично чередующихся в разрезе в гомодромной последовательности метатолентов, метаандезитов и метадацитов.

Верхние части ритмов первого порядка представлены двухкомпонентными (толеит-андезитовыми) подформациями. На фоне ритмичного строения формации проявляются тенденции направленного изменения разреза. Это особенно отчетливо фиксируется в нижней трехкомпонентной подформации возрастом от нижних к верхним трехкомпонентным ритмам второго порядка метавулканитов основного и среднего состава и уменьшением кислых пород. Такие антидромные тенденции присущи всей формации в целом. Таким образом, для структуры метадацит-андезит-толеитовой формации характерны две главные тенденции (формы связи структурных элементов):

1) гомодромная последовательность пород в конкретных ритмах (от основных и средних к кислым); 2) антидромная последовательность ритмов всех порядков, выраженная возрастанием основных и средних пород и уменьшением — кислых [200, 204].

Метадацит-андезит-толеитовая формация Чертомлыкского синклинория слагает борта этой структуры, но более полный разрез с видимой мощностью свыше 1000 м вскрыт скважинами глубинного геологического картирования в северном борту. Вскрытая часть разреза представлена трехкомпонентной ритмично построенной толщей с многократным повторением однотипных элементарных парагенезисов метатолит + метаандезит + метадацит с гомодромной направленностью смены пород. Метадацит-андезит-толеитовая формация мощностью более 2,5 км развита в северной части Софиевской структуры. Почти все метавулканиты описанной формации представлены лавовыми фациями, чем она уверенно отличается от верхней однотипной формации.

Метакоматиит-толеитовая формация [199, 204] наиболее устойчива в формационных рядах всех без исключения зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (см. рис. 36). В Конкской, Чертомлыкской и Софиевской структурах она сменяет по разрезу метадацит-андезит-толеитовую формацию, а в Верховцевской, Сурской и Белозерской структурах — начинает разрез зеленокаменного комплекса [203]. Мощность метакоматиит-толеитовой формации изменяется от 2—2,5 км до полного выклинивания.

Наиболее полный разрез формации мощностью более 1,5 км вскрыт скважинами в юго-западном борту Сурской структуры [200]. Главные члены формации представлены ритмично чередующимися в разрезе покровами метатолентов и метакоматиитов. Структура разреза асимметрично-зональная, обусловленная наличием четырех частей разреза (подформаций), отличающихся составом и соотношением главных членов. Первая (нижняя), метакоматиит-толеитовая, подформация сложена многократно повторяющимися в разрезе элементарными парагенезисами метатолит + метакоматиит в антидромной последовательности. Мощные (более 30—50 м) покровы подушечных и массивных метатолентов чередуются в разрезе с маломощными (3—5 м) потоками пироксенитовых метакоматиитов (актинолитовых сланцев). Вторая, метакоматиитовая, подформация представляет собой устойчивый парагенезис коматиитовых метабазальтов, пироксенитовых и перидотитовых метакоматиитов, с которыми тесно ассоциируют комагматичные пластовые интрузии ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации. Коматиитовые метабазальты и пироксенитовые метакоматииты в количественном отношении подчинены перидотитовым коматиитам и интрузивным перидотитам. Разделение последних осложняется тем, что они близки по химизму и диагностируются по реликтовым структурно-текстурным признакам (наличие миндалин, реликты порфировых и спинифекс структур), которые далеко не всегда сохраняются. Третья, метакоматиит-толеитовая, подформация мощностью свыше 800 м сложена метатуфами основного состава (альбит-хлоритовыми, альбит-амфиболовыми сланцами) в тесной ассоциации с амфиболитами, по химизму соответствующими коматиитовым метабазальтам. Завершающая разрез четвертая, метакоматиитовая, подформация почти исключительно состоит из пироксенитовых коматиитов мощностью около 1 км.

Метакоматиит-толеитовая формация Чертомлыкского синклинория относится к симметрично-зональной разновидности одноименного формационного типа. Ей свойственны как вертикальный, так и горизонтальный типы зональности. Первый проявляется сменой (снизу вверх) метакоматиит-толеитовой подформации метакоматиитовой, а затем опять метакоматиит-толеитовой подформациями. Латеральная зональность проявляется в замещении (с юго-запада на северо-восток) существенно метатолеитовых подформаций метакоматиитовыми. Наиболее полный разрез формации мощностью более 1,5 км вскрыт скважинами в южном борту Чертомлыкского синклинория.

В Верховцевском синклиории полный разрез формации мощностью 800 м вскрыт Алферовским структурным профилем. Формация характеризуется сравнительно устойчивым соотношением метатолентов и метакоматиитов на всем протяжении разреза [204], поэтому рассматривается в качестве однородной разновидности метакоматиит-толеитового формационного типа. Главные члены формации представлены метатолентами и метакоматиитами; среди последних *абсолютно преобладают пироксенитовые разности*. Структура формации однородно-ритмичная. Каждый ритм начинается метатолентами, которые выше по разрезу сменяются пачками переслаивания метатолентов и метакоматиитов, а заканчивается — покровами пироксенитовых метакоматиитов (нефритоподобные актинолититы и хлорит-актинолитовые сланцы). Второстепенными членами формации являются железистые кварциты, *залгающие двумя мало мощными пластами в основании формации*.

Выше по разрезу зеленокаменного комплекса находятся формации джеспилит-метатолентового типа, встречающиеся в формационных рядах всех зеленокаменных структур, за исключением Софиевской. Они представлены тремя разновидностями: собственно джеспилит-метатолентовой (Чертомлыкский, Сурский и Верховцевский синклиории), метакоматиит-джеспилит-толеитовой (Сурский, Белозерский и Верховцевский синклиории) и сланцево-джеспилит-метатолентовой (Веселянский участок Конкского синклиория). Первые две формации связаны латеральными взаимопереходами: в одной и той же структуре могут наблюдаться обе разновидности. Мощность джеспилит-метатолентового типа составляет первые сотни метров и обычно не превышает 500 м.

Собственно джеспилит-метатолентовая формация представлена чередующимися в разрезе потоками подушечных и массивных метатолентов мощностью 20—80 м в ассоциации с пластами и горизонтами силикатно (амфибол + хлорит)-магнетитовых кварцитов и сланцев мощностью 1—10, редко 100 м (северная часть Сурского синклиория).

Метакоматиит-джеспилит-толеитовая формация имеет, как правило, ритмичное строение, особенно отчетливое в Верховцевской структуре (Алферовский участок). Нижние части ритмов представлены метатолентами как в лавовых (амфиболиты), так в туфогенных (плагноклаз-роговообманковые сланцы) фациях. Средние части ритмов сложены или метакоматиитами, или пачками переслаивания их с метатолентами. Мощность метатолентовых потоков 5—10 м. Метакоматииты состоят из пироксенитовых и перидотитовых разностей [204].

Сланцево-джеспилит-метатолентовая формация выделяется только в Конкском синклиории по материалам Веселянского структурного профиля [204]. Наряду с метатолентами и железистыми кварцитами в качестве главного члена здесь находятся серицит-биотит-кварцевые, иногда с плагноклазом сланцы осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения.

Более высокий стратиграфический уровень занимают верхние метадацит-андезит-толеитовые формации, встречающиеся во всех зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья (см. рис. 36). Они достаточно резко сменяют подстилающие формации, характеризуются полициклическим строением и относятся к зональным разновидностям формационного типа.

Метадацит-андезит-толеитовый формационный тип представлен тремя разновидностями — собственно метадацит-андезит-толеитовой (Верховцевский, Сурский и Белозерский синклиории), метаандезит-толеитовой, развитой в Чертомлыкском, Софиевском синклиориях, и сланцево-метаандезит-толеитовой (Конкский синклиорий).

Довольно полный разрез метадацит-андезит-толеитовой формации мощностью около 1,7 км вскрыт скважинами Алферовского структурного профиля. Структура формации сложная, зонально-циклическая, что обусловлено двукратным повторением в разрезе двух полициклических подформаций: метаандезит- и метадацит-толеитовой, причем разрез формации начинается с первой. Элементарные породные парагенезисы в первой подформации сложены метаандезитами и метатолентами, а второй — метадацитами и мета-

толенитами. Метавулканы основного и среднего состава более чем на 50 % состоят из пирокластических фаций, а кислые вулканы — в основном из лав (порфиридов). Второстепенные члены формации сложены кластогенными кварцитами.

В южной части Сурской структуры мощность метадацит-андезит-толеитовой формации превышает 2 км. Здесь выделяются две подформации (снизу вверх): метаандезит- и метадацит-толеитовая. Резко преобладающие метатолиты первой подформации развиты в лавовых и субвулканических фациях, а средние метавулканы — в пирокластических. В метадацит-толеитовой подформации основные породы представлены пирокластическими фациями (метатупами агломератовыми, кристаллокластическими алевропсаммитовыми), а кислые — порфиридами риодацитового состава. Аллофильные члены сложены очень редкими и маломощными прослоями железистых кварцитов.

Залегающие выше по разрезу метакоматиитовые формации находятся в Верховцевской, Конкской и Сурской зеленокаменных структурах. Мощность метакоматиитовой формации в Верховцевской (Алферовский участок) структуре свыше 800 м, в Конкской структуре разрез ее неполный и видимая мощность составляет около 100 м. Наиболее хорошо эта формация изучена в Верховцевской структуре, где и выделяется ее стратотипический разрез. Она имеет полициклическое строение, обусловленное пятикратным повторением двухкомпонентных ритмов, нижние части которых сложены метатолитами (кварц-актинолитовыми сланцами с порфиробластами карбоната или амфибола), а верхние — пироксенитовыми коматиитами (нефритоподобными хлорит-актинолитовыми и актинолитовыми сланцами, иногда с реликтовыми спинифекс структурами [156]). Мощность каждого из трех нижних ритмов составляет около 200 м, постепенно уменьшаясь вверх по разрезу (мощность последнего ритма 80 м). Метатолиты количественно имеют резко подчиненное значение и образуют потоки мощностью 10—15 м. Второстепенные члены состоят из маломощных прослоев железистых кварцитов.

В Конкской структуре метакоматиитовая формация вскрыта всего несколькими скважинами и сложена перидотитовыми и пироксенитовыми метакоматиитами (актинолититами, карбонат- и серпентин-хлорит-карбонатальковыми сланцами).

Разрез зеленокаменного комплекса завершает метариолит-дацитовая формация, известная в Чертомлыкском и Сурском синклиналиях. Мощность ее 600—800 м. Она состоит из метаморфизованных лав дацитового и риодацитового состава с многочисленными субвулканическими и гипабиссальными телами кварцевых порфиров, плагиогранит-порфиров и порфировидных плагиогранитов тоналит-плагиогранитовой формации, образующих вместе с вулканитами единую вулcano-плутоническую ассоциацию [30].

Химические составы пород коматиитовой серии (см. в табл. 12 анализы 11—13).

Вулканические комплексы зеленокаменных поясов Восточно-Европейской платформы характеризуются определенной спецификой. Так, если в большинстве поясов в нижних частях разрезов развиты коматииты и толеитовые базальты, в некоторых структурах Карелии (Хаутоваарской и др.) и Среднего Приднепровья (Чертомлыкской, Конкской, Софиевской структурах) разрезы начинаются с андезит-дацитовых формаций. Для зеленокаменных поясов Украинского щита весьма типична ассоциация железорудных образований с толеитовыми базальтами, а в Карелии и Курской магнитной аномалии эта ассоциация не распространена. В то же время в Западной Карелии с дацит-риолитовой формацией связаны промышленные месторождения железистых кварцитов, не установленные в Курской магнитной аномалии и Среднем Приднепровье.

При сравнении химических составов однотипных пород (см. табл. 12) для отдельных регионов устанавливается определенная специфика. Так, перидотитовые коматииты Курской магнитной аномалии характеризуются максимальным содержанием магния, Западной Карелии — алюминия и

титана при минимальном количестве железа, а Среднего Приднепровья — минимальной магнезиальностью при максимальном содержании кремнезема. Пироксенитовые коматиниты этого региона, наоборот, наиболее магнезиальны, но содержат меньше всего кальция. Для однотипных пород Западной Карелии характерно максимальное содержание кальция, железа и титана при минимальном кремния, а Курской магнитной аномалии — максимальные концентрации алюминия и натрия при наименьшей магнезиальности и железистости. Отметим, что если для Курской магнитной аномалии и Среднего Приднепровья в процессе дифференциации коматинитовой магмы характерно четкое уменьшение концентрации железа, то в Западной Карелии она, наоборот, резко возрастает. Коматинитовые базальты зеленокаменных поясов Курской магнитной аномалии и Среднеприднепровского района практически одинаковы.

В целом описанные породы коматинитового ряда в общих чертах весьма сходны с породами зеленокаменных поясов Западной Австралии, Южной Африки и Канады.

Риодациты всех описываемых регионов очень близки. Все средние и кислые вулканиты зеленокаменных поясов всех регионов принадлежат к натровому типу (отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ больше 1,5).

Таким образом, необходимо еще раз подчеркнуть, что несмотря на отмеченную специфику, по главнейшим параметрам вулканические комплексы зеленокаменных поясов однотипны, что и позволяет использовать их в качестве маркирующих (опорных) стратиграфических уровней при межрегиональной корреляции.

ВУЛКАНИТЫ ПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Вулканиты пикрит-базальтовой формации нижнего протерозоя включают вулканогенные образования суйсарской, екатериновской и гданцевской свит, завершающих разрезы соответственно онежской серии Карелии, оскольской серии Курской магнитной аномалии и криворожской серии Украинского щита.

Карельский регион

Вулканогенные образования суйсарского комплекса слагают обширные лавовые поля в Онежской и Куоляярвинской депрессиях и в структуре кряжа Ветреный пояс.

По составу среди метаэффузивов выделяются толеитовые и пикритовые базальты [56]. В группе толеитовых базальтов по вкрапленникам выделяются плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые разновидности. Пикритовые базальты, как правило, являются оливин-пироксеновыми порфиоровыми породами. Текстура пород миндалекаменная, брекчированная, массивная, шарово-подушечная, пахоэхоз и вариолитовая. В большинстве случаев базальты имеют порфиоровую или микропорфиоровую структуры. Структура основной массы преимущественно апоинтерсертальная, пилотакситовая, реже апогиалопилитовая.

Минералами-вкрапленниками в базальтах являются плагиоклаз и пироксен. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) образует преимущественно таблитчатые кристаллы размером до 1 см со скелетными или резко оплавленными формами. Микролиты плагиоклаза имеют состав альбит-олигоклаза. Моноклинный пироксен (авгит, титанистый авгит) слагает крупные (до 0,4 см) кристаллы, нередко образующие двойники. Количество вкрапленников колеблется от 5 до 70 % (в среднем 25 %). Они часто образуютglomerоскопления из трех-четырех зерен. Основная масса толеитовых базальтов состоит из хлоритизированного стекла с микролитами пироксена, плагиоклаза, редкими зернами оливина, замещенного тальк-хлоритовым агрегатом, и рудных минералов (магнетита, сульфидов).

Таблица 14. Средний химический состав основных эффузивов онежской и оскольской серий, %

Оксид	Онежская депрессия (Карелия)			Тим-Ястребовская структура (Курская магнитная аномалия)		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47,18	49,80	53,71	45,47	44,39	49,83
TiO ₂	1,48	2,00	1,54	1,44	3,10	1,62
Cr ₂ O ₃	0,19	0,07	0,03	0,19	0,22	0,02
Al ₂ O ₃	9,58	12,99	15,15	5,64	8,49	13,77
Fe ₂ O ₃	1,94	2,13	3,17	4,95	1,54	2,71
FeO	10,50	9,69	7,21	10,40	17,29	12,42
MnO	0,20	0,18	0,12	0,18	0,23	0,23
MgO	18,22	10,88	8,47	22,89	13,96	6,38
CaO	9,56	8,35	6,22	8,14	9,64	9,73
Na ₂ O	0,61	2,96	3,47	0,37	0,26	2,84
K ₂ O	0,35	0,72	0,85	0,14	0,43	0,32
P ₂ O ₅	0,19	0,23	0,06	0,19	0,45	0,15
Количество проб	72	53	16	7	4	12

Примечание. 1, 4 — пикриты; базальты: 2 — пироксеновые порфиновые, 3 — плагиоклазовые порфиновые, 5 — пикритовые, 6 — толеитовые.

Пикритовые базальты в качестве вкрапленников содержат оливин, пироксен и реже плагиоклаз. Оливин слагает до 50 % всех вкрапленников и полностью псевдоморфно замещается хлорит (пеннин)-иддингситовым агрегатом с гематитом и халцедоновидным кварцем. Пироксен (авгит) нередко встречается в виде зональных свежих кристаллов, иногда с отчетливыми признаками оплавления. С краев он обычно замещается актинолит-хлоритовым агрегатом. Плагиоклаз образует небольшие таблитчатые вкрапленники, нередко с интенсивным замещением хлоритом. В качестве аксессуарных минералов отмечаются магнетит, апатит, циркон и сульфиды.

С базальтами тесно ассоциируют пирокластические образования, среди которых преобладают пепловые и агломератовые туфы, реже их агглютинаты, а также хемогенные кремнистые отложения (яшмы, яшмовидные силициты). По петрографическому составу пирокласты аналогичны описанным выше базальтам.

Субвулканическая фация представлена дайками пироксеновых, реже пикритовых базальтов. Дайки обычно (Онежская мульда) образуют локальные поля в околожерловых зонах вулканических построек или трассируют зоны разломов, контролирующего размещение эруптивных центров.

Интрузивная фация сложена немногочисленными гипабиссальными телами габбро-диабазов и плагиоперидотитов (верлит-лерцолитовая ассоциация), реже отмечаются интрузии оливиновых пироксенитов, полностью отсутствуют гарцбургитовые разновидности. Наиболее типичные породы формации (табл. 14) характеризуются специфическими петрохимическими признаками (в частности, высокой магнезиальностью), которые использовались для корреляции пород экватории Онежского озера, кряжа Ветреный пояс, центральной части Куоляярвинской структуры Карелии и Печенгской структуры Кольского п-ова [56].

Район Курской магнитной аномалии

Вулканиды пикрит-базальтовой формации в этом районе распространены ограниченно. Они развиты только в центральной части Тим-Ястребовской структуры и крайне незначительно — в Михайловском железорудном районе. В стратиграфическом отношении они соответствуют екатериновской свите, завершающей разрез оскольской серии [120, 124, 156].

Наиболее детально образования пикрит-базальтовой формации изучены в Тим-Ястребовской структуре [126]. Там они представлены в основном раз-

личными зелеными сланцами, образовавшимися из эффузивов и туфогенных пород. Иногда среди них в нижней части разреза отмечаются прослои углеродистых сланцев мощностью до первых метров, а в верхней — единичные маломощные прослои актинолит-биотит-кварц-полевошпатовых сланцев.

Мощность свиты превышает 500 м.

По вещественному составу среди лав выделяются пикриты, пикритовые и толеитовые базальты. Пикриты и пикритовые базальты слагают маломощные (первые метры), не выдержанные по простиранью потоки. Они развиты в основном в нижней части лавовой толщи, где переслаиваются с горизонтами углеродистых сланцев, метатуфов и реже оливиновых толеитов. Их распределение контролируется магмоподводящим Лебединско-Погоженским разломом, проходящим вдоль осевой части Тим-Ястребовской структуры. Основная часть разреза лавовой толщи сложена чередованием потоков толеитовых метабазальтов мощностью до первых десятков метров. Судя по распределению фаций, излияния лав имели трещинный характер.

Метапикриты представлены актинолитовыми амфиболитами, серпентин-талковыми и тремолитовыми породами, часто превращенными в хлорит-актинолитовые и серпентин-талк-карбонатные сланцы.

Существенно актинолитовые сланцы сложены агрегатами столбчатых и игольчатых зерен магнезиального актинолита (70—90 %) размером 0,1—1 мм, в интерстициях между которыми располагаются мелкочешуйчатый хлорит (5—30 %) и микрогранобластовый агрегат плагиоклаза (0—15 %). Характерно высокое (до 10 %) содержание тонковкрапленного титаномагнетита и ильменита. Структура пород гранолепидонематобластовая.

Серпентин-тремолит-талк-карбонатные сланцы состоят из шестоватых кристаллов тремолита длиной 0,1—0,5 мм, в интерстициях между ними находится тонковолокнистый серпентин. Эти агрегаты замещаются тонкочешуйчатым тальком и ксеноморфными зернами карбоната размером 0,1—0,4 мм. Структура фибронемато- и гранобластовая.

Метабазальты представлены темно-серо-зелеными тонкозернистыми микроамфиболитами и амфиболовыми сланцами. Они сложены амфиболом (50—70 %), плагиоклазом № 30—45 (25—40 %), кварцем (1—2, иногда до 10 %), рудными (титаномагнетит, ильменит — 1—3 %) и аксессуарными сфеном, лейкоксеном и апатитом. Структура пород микрогранонематобластовая.

Обычно эти породы изменены и превращены в различные плагиоклазохлорит- и кварц-хлорит-актинолитовые, клиноцоизит-актинолит-хлоритовые и другие зеленые сланцы — тонко-мелкозернистые породы с отчетливой сланцеватой текстурой и микрогранолепидобластовой структурой.

По химическому составу (см. табл. 14) метаэффузивы отвечают пикритам, пикритовым и толеитовым базальтам, образовавшимся в результате дифференциации базальтоидной магмы по схеме, близкой к толеитовой. Обращает на себя внимание высокое содержание железа, что, возможно, связано с ассимиляцией его из подстилающих железистых кварцитов курской серии. Коммагматами рассматриваемых вулканитов являются интрузии метагабброидов и метапироксенитов волтовского комплекса [126, 156].

Кременчугский район Украинского щита

Вулканогенные образования пикрит-базальтовой формации входят в состав трех верхних подсвит гданцевской свиты, причем в четвертой и пятой подсвитах они довольно широко развиты [206, 210]. В целом породы свиты протягиваются вдоль всего западного контакта Кременчугской железорудной полосы. Суммарная мощность свиты 2,5 км.

Метаэффузивы слагают быстро выклинивающиеся по простиранью потоки и покровы, количество и мощность которых возрастают к верхней части свиты. Интересно, что в этом же направлении увеличивается и количество железистых кварцитов вплоть до образования промышленных концентратов.

Вещественный состав метаэффузивов изучен слабо. Отмечается [206], что среди них находятся метавулканиды основного состава (амфиболиты, амфиболовые сланцы) и метапикриты, представленные актинолититами, биотит-актинолитовыми, тремолитовыми и тальковыми сланцами. Тем не менее столь специфическая ассоциация основных и ультраосновных эффузивов позволяет достаточно уверенно параллелизовать их с описанными выше вулканитами суйсария Карелии и екатериновской свиты Курской магнитной аномалии.

Отметим, что возрастными и формационными аналогами рассмотренных метаэффузивов Карелии, Курской магнитной аномалии и Украинского щита являются вулканиты печенгского комплекса и томингской свиты района Имандра-Варзуга Кольского п-ова.

Учитывая отмеченную аналогию состава, близость возраста и геологоструктурного положения пикритов Балтийского щита, Курской магнитной аномалии и Украинского щита, можно достаточно уверенно считать, что раннепротерозойская тектоно-магматическая активизация, сопровождавшаяся пикрит-базальтовым магматизмом, охватила всю территорию Восточно-Европейской платформы.

Для расчленения и идентификации высокомагнезиальных эффузивов архея и нижнего протерозоя безусловный интерес представляет сравнение состава пикритов и пикритовых базальтов с близкими по магнезиальности пироксенитовыми коматиитами (см. табл. 12 и 14). Наиболее четкие, выдержанные для всех регионов отличительные черты пикритоидов — резко повышенное содержание калия, фосфора и особенно титана.

Смена архейского ультрамафитового магматизма раннепротерозойским пикрит-базальтовым указывает на устойчивую дифференциацию протовещества в процессе эволюции Земли, а также различную глубину заложения магматических очагов, обусловленную увеличением мощности и жесткости земной коры, что приводит к возрастанию роли глубинных разломов для процессов рудообразования.

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Возрастная корреляция докембрийских толщ, содержащих железисто-кремнистые формации, в таких крупных участках земной коры, как докембрийские платформы, чрезвычайно сложная. Трудности связаны во многих случаях с неясностью в отдельных регионах геологических взаимоотношений стратиграфических подразделений и их соподчиненности, а также с отсутствием надежных определений изотопного возраста, фиксирующих нижние и верхние возрастные границы толщ и время их накопления. Кроме того, изученность различных регионов докембрийских платформ крайне неравномерна. Это в полной мере относится и к Восточно-Европейской платформе. Тем не менее сопоставление метаморфических толщ по вещественному составу позволяет достаточно уверенно их коррелировать, судить о латеральной и возрастной изменчивости однотипных структурно-вещественных комплексов и устанавливать общие закономерности эволюции вещественного состава стратиграфических подразделений.

В раннем докембрии на Восточно-Европейской платформе были преимущественно развиты железисто-кремнистые формации. Месторождения железа сосредоточены в верхнеархейских зеленокаменных поясах и нижнепротерозойских подвижных зонах. Пространственное размещение зон и поясов, как правило, подчинено тектоническому контролю, что определяет их латеральное и вертикальное развитие.

На Украинском, в восточной части Балтийского щитов и Воронежского кристаллического массива выделяются несколько крупных тектонических блоков. Каждый из них характеризуется специфическими геоструктурными условиями накопления железисто-кремнистых формаций того или иного стратиграфического уровня. Провести стратиграфическую корреляцию железисто-кремнистых формаций, развитых во всех крупных тектонических блоках, невозможно из-за неравномерной изученности площадей распространения раннедокембрийских железисто-кремнистых формаций. Поэтому для стратиграфического сопоставления взяты разрезы докембрийских толщ, вмещающих железисто-кремнистые породы лишь отдельных блоков Украинского, Балтийского щитов и Воронежского кристаллического массива, в настоящее время наиболее полно и комплексно изученных. Это Среднеприднепровский, Курский и Карельский блоки.

В основу варианта возрастной корреляции на Восточно-Европейской платформе докембрийских толщ железорудных районов (рис. 37) положены принципы стратиграфического расчленения докембрийских толщ, изложенные в начале книги и подтвержденные по возможности фактическим материалом. Кроме того, для регионов, где очень мало реперных изотопных датировок, определяющую роль играл состав толщ.

Наиболее изученным районом на Восточно-Европейской платформе является Украинский щит, где более или менее установлены взаимоотношения возрастных границ крупных стратиграфических подразделений — серий,

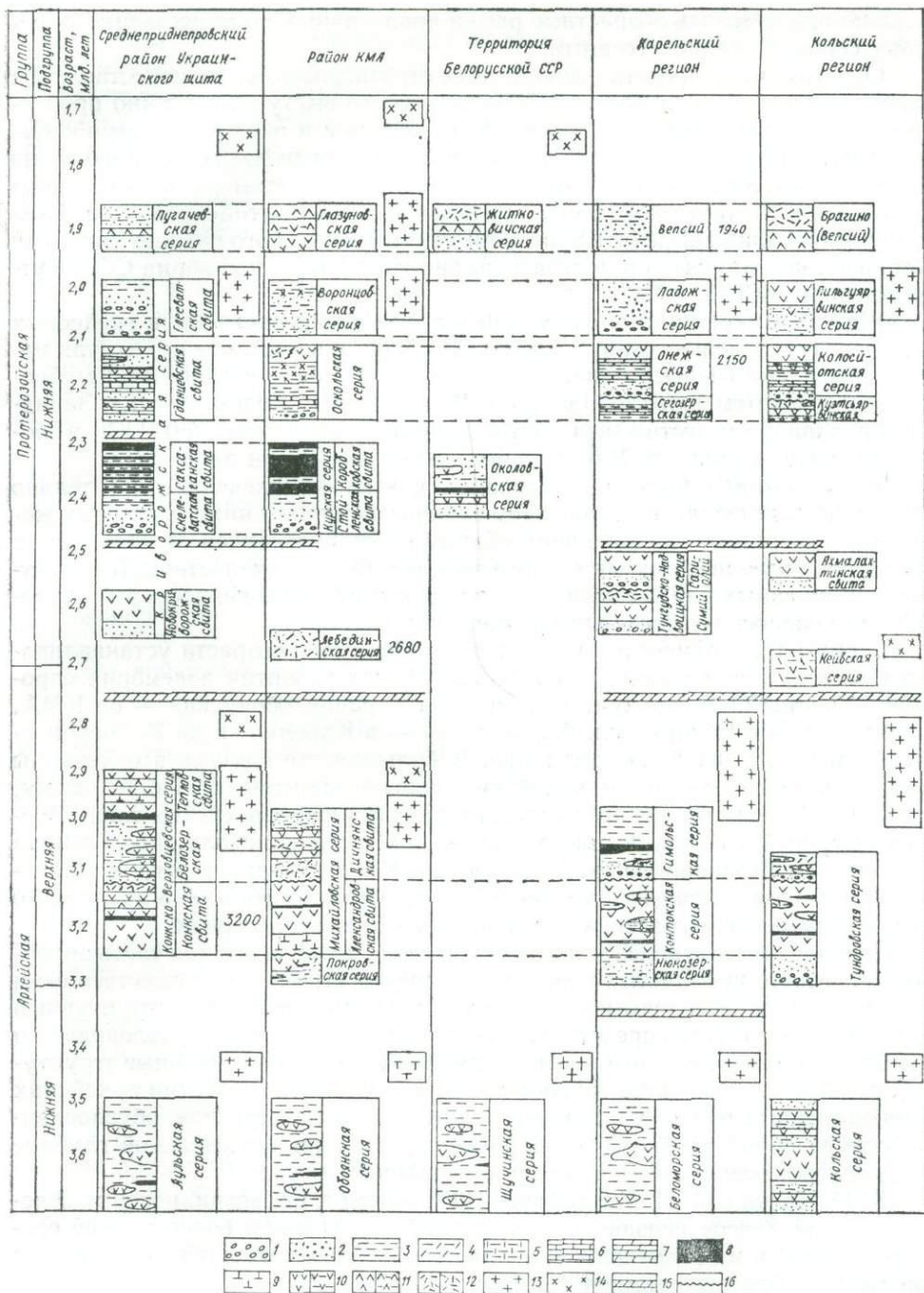


Рис. 37. Корреляционная стратиграфическая схема докембрия железуродных районов Восточно-Европейской платформы (составили Н. П. Щербак, В. Я. Горьковец, М. Н. Коржнев, Е. М. Крестин).

Метасадочные породы: 1 — метаконгломераты, 2 — метапесчаники, 3 — сланцы и гнейсы, 4 — высокоуглеродистые сланцы, 5 — высокоглиноземистые сланцы, 6 — мраморы, 7 — доломиты, 8 — железисто-кремнистые породы; метавулканыты и их туфы: 9 — ультраосновного состава (без туфов), 10 — основного, 11 — среднего, 12 — кислого; 13 — граниты синорогенные; 14 — граниты посторогенные; 15 — коры выветривания; 16 — угловые несогласия.
(Цифры на схеме обозначают время седиментации или палеовулканизма, определенное радиоизотопными методами, млрд лет)

содержащих железисто-кремнистые формации, хотя и существуют различия, касающиеся стратиграфического положения более мелких единиц — свит и горизонтов. Поэтому для крупных стратиграфических подразделений других регионов, для которых нет четко установленных возрастных рубежей.

условно принимались возрастные рамки аналогичных по вещественному составу серий Украинского щита.

Отметим, что в представленной схеме стратиграфического сопоставления наиболее слабо изучен докембрий Белорусского выступа, особенно проблематична стратиграфическая позиция щукинской и околловской серий. Существенны неопределенности, касающиеся стратиграфического положения и возрастных соотношений многочисленных серий метаморфических пород Кольского и Беломорского блоков восточной части Балтийского щита. Поэтому неоправданно выделять в качестве стратотипического разреза кольский комплекс, как это сделано в стратиграфической схеме докембрия СССР, утвержденной МСК в 1978 г.

Железисто-кремнистые формации в архее распространены в гнейсовых комплексах и зеленокаменных поясах. Гнейсовые комплексы архея (так называемые серые гнейсы) — наиболее древние на Земле геологические образования возрастом более 3600 млн лет. В гнейсовом комплексе Исуа в Западной Гренландии известны железистые кварциты возрастом 3760 [117], в нововавловском комплексе Украинского щита — 3640 млн лет и др.

Железисто-кремнистые образования в этих комплексах относительно редки и не определяют их облик. Тем не менее наличие в них полосчатых железистых кварцитов, по внешнему облику не отличающихся от железистых кварцитов более поздних эпох, примечателен. Он свидетельствует о существовании на самых ранних этапах развития земной коры гидросферы и условий для переноса и осаждения кремнезема и железа.

Серии метаморфических пород нижнеархейского возраста устанавливаются во всех представленных на схеме районах развития докембрия европейской части СССР. Это аульская серия на Украине, обоянская — на КМА, щучинская — в Белоруссии, беломорская — в Карелии и на Кольском п-ове, кольская — на Кольском п-ове. В большинстве случаев это останцы гнейсов и амфиболитов в архейских плагиигранитоидах. По-видимому, как и для докембрия других континентов, для нижнеархейских толщ Восточно-Европейской платформы, в раннем архее существовала определенная латеральная неоднородность. Железорудные образования в этих комплексах редки. Они отмечаются только среди древнейших гнейсов Украинского щита и Воронежского массива — в аульской и обоянской сериях.

Зеленокаменные пояса, с которыми связана преобладающая часть архейских железисто-кремнистых формаций, являются структурно-вещественными комплексами, определяющими совместно с гранито-гнейсами структурный план архея, чаще всего представленный гранито-гнейсовыми куполовидными поднятиями, между которыми зажаты амебообразные синклиновые структуры, сложенные зеленокаменными толщами. Области развития архейских зеленокаменных поясов часто имеют сетчато-ячеистое строение, обусловленное определенной глубиной эрозионного среза. При значительной глубине среза зеленокаменные пояса сохраняются фрагментарно.

К. О. Кратц и Ф. П. Митрофанов [117] считают, что возникновение зеленокаменных поясов связано с деструкцией (дроблением более ранней гранитной коры) и их размещением вдоль ослабленных таким образом шовных зон между образовавшимися глыбами коры.

На Восточно-Европейской платформе одним из районов развития архейских поясов, в состав толщ которых входят железисто-кремнистые формации, является Среднеприднепровский блок Украинского щита. Его ширина составляет около 200 км, длина (учитывая продолжение в фундаменте платформы на юг и север) достигает 600 км. Эти размеры близки к размерам вулкано- и осадочно-плутонических поясов, выделенных К. Конди [109] в докембрии других платформ. Среднеприднепровский блок выделяется прежде всего по развитию в его пределах наряду с архейскими плагиигранитами зеленокаменных толщ, не характерных для других блоков Украинского щита, где также широко представлены архейские породы. Вероятно, в архее Среднеприднепровский блок занимал также обособленное положение. По-видимому, это была область дробления более ранней архейской коры, в которой

формировались зеленокаменные пояса. Это способствовало наращиванию мощности коры, что в дальнейшем предопределило ее сохранность при более поздних тектонических перестройках.

Нижние части метаморфических серий верхнеархейского структурного этажа на Восточно-Европейской платформе, слагающих зеленокаменные пояса, существенно вулканогенные с изменением химического состава пород от ультраосновных и основных до кислых, верхние сложены вулканогенно-терригенными толщами. Зеленокаменные пояса Среднего Приднепровья представлены конкско-верховцевской серией. Нижним вулканогенным частям зеленокаменных поясов соответствует конкская свита. Отмечающиеся в ней железисто-кремнистые породы залегают непосредственно среди вулканогенных образований. По возрастному положению, составу и строению с конкской свитой в других регионах хорошо сопоставляются александровская свита михайловской серии КМА, контокская серия Карелии и тундровская серия Кольского п-ова. Выше по разрезу в зеленокаменных поясах Среднего Приднепровья залегает белозерская свита. Она имеет сложное строение. Нижняя ее часть преимущественно вулканогенная, контрастная по составу, верхняя — терригенная. В верхней части разреза белозерской свиты залегают железисто-кремнистые породы, по внешнему облику похожие на более молодые железисто-кремнистые образования криворожской серии. Белозерской свите по стратиграфическому положению в разрезах зеленокаменных поясов в других регионах соответствуют дичнянская свита михайловской серии Курской магнитной аномалии и гимольская серия Карелии.

Разрез конкско-верховцевской серии завершает вулканогенная толща тепловской свиты, не содержащая железисто-кремнистых пород. Возраст ее проблематичен. Эта свита обнаружена лишь в двух из шести зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья — в Верховцевском и Белозерском. Надежные изотопные данные по тепловской свите отсутствуют. Не ясны соотношения метавулканитов тепловской свиты с гранитоидами сурско-токовского комплекса.

На Курской магнитной аномалии в верхней части разреза зеленокаменных толщ встречаются микроклин-кварцевые порфиры лебединской серии, залегающие на метаморфизованной коре выветривания. Возраст этих калиевых вулканитов, определенный изохронным уран-свинцовым методом, 2680 ± 100 млн лет и близок к официально установленному рубежу архея и протерозоя. Учитывая, что гранитообразование, завершающее на Восточно-Европейской платформе архейский этап развития земной коры, значительно древнее (2,8—2,9 млрд лет), породы лебединской свиты можно считать нижепротерозойскими.

При сопоставлении строения зеленокаменных поясов можно заметить, что они характеризуются различной полнотой разрезов. Так, на Кольском п-ове они представлены в основном нижней вулканогенной частью, в Карелии и на Курской магнитной аномалии — вулканогенной и вулканогенно-терригенной, на Украинском щите — вулканитами тепловской свиты, не имеющими стратиграфических аналогов в других регионах платформы.

Наиболее дискуссионно взаимоотношение пород зеленокаменных поясов с породами гранито-гнейсовой рамы. Чаще всего они затушеваны ремобилизацией гранитоидов или более поздними тектоническими подвижками, нередко сопровождавшимися внедрением аплитов-пегматоидных гранитов. Тем не менее в ряде районов первичные взаимоотношения установлены. Например, на Канадском щите вблизи Индиан-Маунтин конгломераты в основании зеленокаменной толщи пород серии Йеллоунайф несогласно залегают на метаморфизованных и деформированных гранитоидах, вскрывающихся в ядре антиклинальной складки [269]. Трансгрессивное залегание толщ зеленокаменных поясов местами через базальные конгломераты устанавливается и для некоторых других районов Канадского щита. Даже некоторые из наиболее древних известных зеленокаменных толщ (например, толща пород Себаквианского зеленокаменного пояса, прорывающаяся гранитами

возрастом 3500 млн лет) залегают на еще более древнем гранито-гнейсовом основании.

Аналогичное дискордантное положение зеленокаменных поясов и срезы ими структур раннего архея достаточно уверенно устанавливается на КМА при анализе физических полей и внутренней структуры поясов. Кроме того, гнейсовые толщи обоянской серии повсеместно интенсивно переработаны процессами раннеархейской региональной плагииогранитизации, в то время как вулканы зеленокаменных поясов этими процессами не затронуты.

На Украинском щите по гнейсам нижнего архея образуются тоналит-эндербиты возрастом 3400 млн лет. Кластогенный циркон этого возраста установлен в метатерригенных образованиях конкской свиты конкско-верховцевской серии. Время палеовулканизма конкской свиты около 3200 млн лет. Таким образом, граница между ранним и поздним археем здесь составляет 3400—3200 млн лет.

Большинство советских и зарубежных исследователей считают, что границей между археем и протерозоем является рубеж 2600 ± 100 млн лет. Этот рубеж также рекомендован стратиграфическим кодексом СССР. В пяти блоках Украинского щита он проявлен крупным перерывом или значительным по времени этапом кратонизации продолжительностью 150—400 млн лет.

Консолидация Среднеприднепровского блока связана с этапом гранитообразования, завершающим формирование гранитоидов сурско-токовского комплекса: токовские, мокромосковские, щербаковские граниты возрастом 2850 млн лет. Развитие Курской гранит-зеленокаменной области завершается внедрением крупных гранодиорит-плагииогранитных интрузий салтыковского и даек аплит-пегматоидных гранитов веретенинского комплексов возрастом 2950 ± 40 млн лет.

Коры выветривания на породах верхнеархейского структурного этажа сохранились не повсеместно. По-видимому, это связано со структурной перестройкой областей развития архейских комплексов на границе архея и протерозоя, приведшей к денудации значительных их объемов. В частности, о существовании кор выветривания на верхнеархейских породах свидетельствует мощная толща высокоглиноземистых пород, слагающих кейвскую серию Кольского п-ова. На Украинском щите таких мощных толщ высокоглиноземистых пород в основании нижнепротерозойских серий нет. Довольно мощная кора выветривания установлена под породами новокриворожской свиты криворожской серии на плагииогранитах днепропетровского комплекса.

В районе Курской магнитной аномалии широко распространена метаморфизованная кора выветривания, сформировавшаяся на архейских образованиях и фиксирующая длительный перерыв между археем и протерозоем. Она представлена метадресвяниками, сланцеватыми кварц-хлоритовыми, гранат-биотитовыми и кварц-серицитовыми породами с угловатыми обломками кварца, плагииоклаза и подстилающих пород, кварц-серицитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами со ставролитом, корундом, гранатом. Интенсивное развитие докурской коры выветривания подтверждается также наличием в стойленской свите горизонтов высокоглиноземистых сланцев.

На супракрустальных лопийских толщах, а также на гранитоидах позднего архея возрастом 2700—2750 млн лет в Карельском регионе установлено развитие коры выветривания физического типа.

Нижние части нижнепротерозойских толщ на Восточно-Европейской платформе сложены преимущественно вулканогенными образованиями. Это новокриворожская свита криворожской серии на Украинском щите, тунгудско-надвоицкая серия в Карелии, относимая к сумий-сариолию, ахмалахтинская серия на Кольском п-ове. Строение этих толщ относительно простое. Они начинаются с горизонтов терригенных пород, сменяющихся вверх по разрезу метавулканидами от основного — среднего до кислого состава. В гальках конгломератов тунгудско-надвоицкой серии Карелии встречаются граниты, прорывающие верхнеархейские толщи лопия. Кейвская серия налегает на граниты возрастом 2750 ± 100 млн лет [152]. Палеовулка-

низ сумий-сериолийских толщ датирован 2550 млн лет. Время накопления новокриворожской свиты более спорно из-за отсутствия прямых изотопных определений и неясных ее взаимоотношений с образованиями конкско-верховцевской серии.

В настоящее время доказан возраст лебединской серии. Кислые вулканы этой серии образовались 2680 млн лет тому назад. Она несогласно с мощной корой выветривания залегает на дичнянской свите михайловской серии. Образования дичнянской свиты рассекаются гранитами с изотопным возрастом 2850 млн лет, тогда как среди образований лебединской серии гранитоиды не обнаружены.

По-видимому, новокриворожская свита на Украинском щите, осадочно-вулканогенные толщи сумия-сариолия на Балтийском щите и лебединская серия в районе Курской магнитной аномалии фиксируют начальный этап заложения подвижных поясов, которые в раннем протерозое контролировали осадконакопление и магматизм на Восточно-Европейской платформе. Вулканогенный характер этих толщ объясняется накоплением их в деструктивный этап — в период взламывания платформы, испытавшей кратонизацию в период гранитообразования, завершающего накопление верхнеархейских зеленокаменных поясов. Различный состав вулканитов этих толщ, вероятно, отражает отличия во времени и характере этой деструкции.

Перерыв между формированием этих вулканитов и накоплением преимущественно осадочных нижнепротерозойских толщ выразился в интенсивном корообразовании. Кора глубокого химического выветривания отмечается на метавулканитах новокриворожской свиты, сариолийских образованиях и калиевых риолитах лебединской серии Курской магнитной аномалии.

Разрез нижнего протерозоя на юге Восточно-Европейской платформы представлен терригенно-хемогенными толщами (скелеватская и саксаганская свиты криворожской серии Украинского щита и курская серия Курской магнитной аномалии), в общем характеризующими единый трансгрессивный цикл от груботерригенных пород в нижней части через песчаники и сланцы — в средней до железисто-кремнистых пород — в верхней. Подобных толщ и их возрастных аналогов нет на севере платформы в Карелии и на Кольском п-ове. Это свидетельствует о том, что в период их накопления на юге Восточно-Европейской платформы ее северные части служили областями денудации.

Галька метаконгломератов и грубозернистых песчаников нижней части криворожской серии представлена плагиогранитами, кварц-полевошпатовыми породами с буланжеритом и галенитом, архейский возраст которых доказывается изотопными определениями. В метапесчаниках скелеватской свиты криворожской серии установлены кластогенные монациты и цирконы, принадлежность которых по минералого-геохимическим особенностям и изотопному возрасту к сурско-токовскому комплексу гранитов архея не вызывает сомнения [252]. Обломочный материал конгломератов и грубозернистых метапесчаников, залегающих в основании курской серии, представлен гальками плагиогранитов салтыковского комплекса, микроамфиболитов михайловской серии, иногда порфиоров лебединской серии, гнейсов обоянской серии и кварцем [52]. Однако это только указывает на нижний возрастной предел седиментации железорудных толщ. Данные Е. В. Бибиковой, А. И. Тугаринова и С. И. Зыкова [29] о времени седиментации криворожской и курской серий на протяжении 2600—2300 млн лет подвергаются сомнению из-за наличия в датированном материале не только сингенетических, но и кластогенных минералов. Нам представляется, эти цифры вполне могли бы соответствовать именно начальному этапу седиментации криворожской и курской серий. Об этом свидетельствует возраст (2800 млн лет) самого молодого кластогенного циркона в отложениях скелеватской свиты.

В верхней части нижнего протерозоя на севере и юге Восточно-Европейской платформы залегают (вулканогенно)-карбонатно-терригенные толщи с прослойками высокоуглеродистых сланцев. Это гданцевская свита криворожской серии на Украинском щите, оскольская серия на КМА, ятулий Карелии (сегозерская и онежская серии) и Кольского п-ова (куэтсьярвинская

и колосйокская серии). Они характеризуют первое в истории земли бурное развитие органической жизни и появление свободного кислорода в атмосфере. Этот рубеж хорошо фиксируется и по резкому утяжелению изотопного состава серы сульфидов, которая активно участвовала в биологических процессах [17]. Многочисленные находки органических остатков докембрия встречаются именно в этих породах. Появление свободного кислорода в атмосфере привело к интенсивному химическому выветриванию более древних пород. Например, в конгломератах и брекчиях гданцевской свиты криворожской серии встречаются обломки богатых железных руд, вероятно, образовавшихся при выветривании железисто-кремнистых пород нижележащей саксаганской свиты.

Подчеркнем, что этот стратиграфический уровень благодаря развитию специфических осадочных и вулканогенных образований является реперным для корреляции. Только на этом уровне повсеместно широко развиты карбонатные породы и вулканиты пикрит-базальтовой формации. Последние слагают верхнюю часть разреза колосйокской серии Кольского п-ова, суйсарий Карелии [56], екатериновскую свиту оскольской серии КМА [52] и установлены в верхней части гданцевской свиты Кременчугского района [206]. В этом же районе широко распространены железисто-кремнистые породы, отсутствующие в других регионах платформы.

Далее вверх по разрезу докембрийских комплексов (вулканогенно/-карбонатно-терригенные толщи сменяются терригенными молассовыми и флишевыми толщами (глеватская свита криворожской серии, воронцовская серия КМА, ладожская серия Карелии и пильгуярвинская серия Кольского п-ова). На Кольском п-ове в составе этих толщ появляются вулканиты.

Разрез нижнего протерозоя на Восточно-Европейской платформе завершается вулканогенно-терригенными толщами велсия Балтийского щита. В Белоруссии к этому стратиграфическому уровню можно отнести, по-видимому, сходную по составу осадочно-вулканогенную толщу житковичской серии, на КМА — глазуновскую серию, а на Украинском щите — пугачевскую, завершающую разрез нижнего протерозоя и прорванную гранитами Коростенского плутона с изотопным возрастом 1750 млн лет.

Гранитообразование, завершающее накопление нижнепротерозойских толщ на Восточно-Европейской платформе, проявилось довольно широко. На Украинском щите и Воронежском кристаллическом массиве эта эпоха превосходит по масштабам гранитообразование на границе архея и протерозоя, а в восточной части Балтийского щита, наоборот, уступает ему, сосредоточиваясь только в отдельных небольших блоках (граниты рапакиви Северного Приладожья Карелии).

Таким образом, для докембрийских толщ Восточно-Европейской платформы, содержащих железисто-кремнистые формации, наблюдаются следующие основные закономерности:

1. В накоплении толщ нижнего докембрия наблюдается определенная цикличность, отвечающая нижнеархейскому, раннеархейскому и раннепротерозойскому циклам развития земной коры. Нижнеархейский цикл не реконструируется из-за плохой сохранности толщ. Верхнеархейский и нижнепротерозойский циклы начинаются с формирования вулканогенных толщ, отвечающего деструкции ранее консолидированных участков земной коры, продолжаются накоплением преимущественно осадочных толщ и завершаются эпохами гранитообразования. Циклы характеризуются общей гомодромной направленностью вулканизма и увеличением зрелости и разнообразия осадочных толщ вверх по разрезу. Продолжительность раннепротерозойского цикла составляет примерно 1050 млн лет, если исходить из времени завершения гранитообразования в конце позднего архея и в конце раннего протерозоя (соответственно 2800 и 1750 млн лет).

2. Для Восточно-Европейской платформы граница между нижним и верхним археем составляет 3400 (время гранитизации нижнеархейских гнейсовых комплексов) — 3200 млн лет (время палеовулканизма нижних частей зеленокаменных поясов) и примерно соответствует 3300 млн лет, а граница

между археем и протерозоем — 2800 (время внедрения гранитов, завершающих консолидацию верхнеархейских комплексов) — 2680 млн лет (время палеовулканизма нижней части нижнепротерозойских толщ) и примерно отвечает 2700 млн лет.

3. В нижнем протерозое на современном этапе его изученности возможно выделение нескольких стратиграфических уровней. Толщи каждого из этих уровней обычно широко развиты и отделены от ниже- и вышележащих перерывами в осадконакоплении, иногда складчатостью и корами выветривания. Самый нижний уровень отвечает накоплению тунгудско-надвоицкой серии Карелии, второй — курской серии и проявляется только на юге платформы, третий — ятулию Карелии (сегозерская и онежская серии), четвертый — калевию Карелии (ладожская серия), пятый — вепсию Карелии и Кольского п-ова. Эти стратиграфические уровни нижнего протерозоя Восточно-Европейской платформы отвечают эрам накопления толщ, приблизительно соответствующим эрам фанерозоя геохронологической шкалы (палеозою, мезозою и кайнозою) или группам общей (планетарной) стратиграфической шкалы. Они характеризуются специфическими особенностями тектонического режима, осадконакопления и вулканизма.

4. Полнота разрезов докембрия увеличивается с севера на юг. В частности, в этом направлении наращивается разрез верхнеархейских толщ. В результате этого на севере платформы значительнее перерывы в накоплении толщ. Поэтому объяснение феномена массового накопления железа в нижнем протерозое только на юге Восточно-Европейской платформы, возможно, нужно искать не только в эволюционном развитии атмосферы и гидросферы, но и в различии тектонических условий, приведших к эрозии обширных северных областей платформы после эпохи интенсивного химического выветривания и одновременному накоплению продуктов этой эрозии в ее южных частях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акименко Н. М., Белевцев Я. Н., Горошников Б. И. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна.— М. Госгеолтехиздат, 1957.— 280 с.
2. Андреева Е. Д., Богатилов О. А., Бородаевская М. Б. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981.— 160 с.
3. Артеменко Г. В., Жуков Г. В., Клец В. А. Изотопный возраст гранодиоритов района с. Осипенко (Западное Приазовье) // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1985.— № 3.— С. 6—7.
4. Архангельский А. Д., Корбуш И. И. Общие результаты разведочных работ в области Щигровского максимума Курской магнитной аномалии // Тр. ОККМА.— 1926.— Вып. 7.— С. 3—108.
5. Бабков Ю. Б., Булаевский Д. С., Зайцев А. А., Киктенко В. Ф. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита // Геол. журн.— 1970.— 30, вып. 4.— С. 139—148.
6. Батиев И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова.— Л., 1968.— С. 5—144.
7. Батиевский Б. А. Распределение малых элементов в амфиболитах как критерий расчленения росинско-тихичской серии // Геохимия и рудообразование.— 1983.— Вып. 11.— С. 56—59.
8. Батиевский Б. А. Геохимия амфиболитов центральной части Украинского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1985.— 17 с.
9. Батиевский Б. А., Луговая И. П. О природе материнской породы амфиболитов центральной части УЩ по данным изотопно-кислородного анализа // Геол. журн.— 1978.— 38, вып. 3.— С. 94—101.
10. Батиевский Б. А., Скаржинская Т. А., Шунько В. И. Об амфиболизированных диабазовых порфиридах из кристаллических образований бассейна р. Рось // Там же.— 1972.— 32, вып. 4.— С. 21—31.
11. Белевцев Я. Н. Стратиграфия и тектоника Криворожского бассейна // Сов. геология.— 1946.— № 11.— С. 3—24.
12. Белевцев Я. Н. Криворожский железорудный бассейн. Геологическое строение.— М.: Госгеолиздат, 1951.— Т. 1.
13. Белевцев Я. Н. Стратиграфические подразделения и стратиграфическая номенклатура докембрия Кривого Рога // Геол. журн.— 1955.— 15, вып. 4.— С. 30—40.
14. Белевцев Я. Н. К стратиграфии Украинского щита // Там же.— 1981.— 41, вып. 4.— С. 1—5.
15. Белевцев Я. Н., Белевцев Р. Я. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна.— Киев: Наук. думка, 1981.— 48 с.
16. Белевцев Я. Н., Жуков Ф. И., Скобелев В. М. и др. Особенности формирования докембрийских пород Криворожского железорудного бассейна по данным изотопного состава серы в сульфидах // Там же.— 1978.— 38, вып. 1.— С. 1—19.
17. Белевцев Я. Н., Коптюх Ю. М. Особенности формирования железисто-кремнистых пород в докембрии по данным изучения изотопного состава серы в сульфидах // Там же.— 1974.— 34, вып. 3.— С. 41—48.
18. Белевцев Я. Н., Скаржинская Т. А. О новом этапе промышленного железнанакопления в Кременчугском железорудном районе // Докл. АН СССР.— 1985.— 285, № 1.— С. 174—176.
19. Белевцев Я. Н., Фоменко В. Ю., Нотаров В. Д. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений: В 2 т.— Киев: Изд-во АН УССР, 1962.— Т. 1—2.
20. Белокрис Л. С., Мордовец Л. Я. Растительные остатки из криворожского докембрия // Докл. АН СССР.— 1968.— 183, № 1.— С. 196—199.
21. Бельков И. В. Киаитовые сланцы свиты Кейв.— М.; Л.: Наука, 1963.— 320 с.
22. Бельков И. В. Происхождение и геологическая роль древнейших гранитоидов на ранних этапах эволюции земной коры // Геохимия. Минералогия. Петрология: 25-й Междунар. геол. конгр. Доклады.— М., 1976.— С. 392—398.

23. Берзенин Б. З., Былинская Я. П., Брянский В. П. и др. К уточнению корреляционной стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита // Геол. журн.— 1982.— 42, вып. 6.— С. 43—53.
24. Берзенин Б. З., Ганоцкий В. И., Есипчук К. Е. и др. Конкско-верховцевская серия // Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.— Киев, 1985.— С. 31—45.
25. Беседин В. В. Первые палеоботанические находки в породах криворожской серии / Бюл. НТИ НИГРИ.— 1958.— № 4.— С. 93—97.
26. Беседин В. В. Проблематические остатки организмов в породах криворожской серии // Тр. Криворож. горноруд. ин-та.— 1959.— Вып. 2.— С. 66—70.
27. Бибикина Е. В., Бергман И. А., Грачева Т. В., Макарова В. А. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геохронология и проблемы рудообразования.— М., 1977.— С. 25—32.
28. Бибикина Е. В., Лесная И. М. Изотопный возраст эндербитов Побужья // Докл. АН СССР.— 1982.— 263, № 1.— С. 159—162.
29. Бибикина Е. В., Тугаринов А. И., Зыков С. И. О возрасте седиментации криворожской толщи // Тр. XI сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций.— М., 1963.— С. 163—172.
30. Бобров А. Б. Тоналиты Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (геологическое положение, формационная принадлежность, петрогенезис) : Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук.— Львов, 1986.— 21 с.
31. Богатиков О. А., Биркис А. П. Магматизм докембрия Западной Латвии.— М.: Наука, 1973.— 138 с.
32. Богатырев В. Ф., Быстревская С. С., Ионис Г. И. и др. К вопросу образования карбонатно-магнетитовых руд в юго-западной части Украинского щита в связи с развитием зон тектоно-магматической активизации // Геол. журн.— 1977.— 37, вып. 6.— С. 18—27.
33. Бордунов И. Н. Геология Кременчугского железорудного района.— Киев : Наук. думка, 1964.— 220 с.
34. Бордунов И. Н. Сурский район // Железисто-кремнистые формации Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1978.— Т. 1.— С. 98—114.
35. Борисов С. Ф., Извеков Э. П. Новые данные по конгломератам докембрия Коробковского месторождения КМА // Бюл. НТО комбината КМА-руда и фил. ИГД АН СССР.— 1961.— № 1.— С. 33—39.
36. Борисов С. Ф., Извеков Э. П. О конгломератах Коробковского месторождения Курской магнитной аномалии // Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей.— Воронеж, 1964.— С. 107—111.
37. Бутин Р. В. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии // Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии.— Петрозаводск, 1966.— С. 34—63.
38. Варенская железорудная площадь на юге Литвы // Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых БССР.— Минск, 1976.— С. 27—35.
39. Володин А. Г., Кордэ К. Б. Несколько видов древних Cyanophyta и их ценозы // Докл. АН СССР.— 1965.— 164, № 2.— С. 429—432.
40. Володин А. Г., Стрыгин А. И. Открытие остатков организмов в верхней свите криворожской серии докембрия Украины // Там же.— 1969.— 188, № 2.— С. 446—449.
41. Воскресенская М. Н. О соотношениях пород архея и протерозоя на Курской магнитной аномалии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1965.— № 6.— С. 109—116.
42. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии.— Л.: Наука, 1981.— 152 с.
43. Галдобина Л. П., Соколов В. А., Хейсканен К. И. Об угловом несогласии между ятулийскими и сариоллийскими отложениями Центральной Карелии // Докл. АН СССР.— 1971.— 199, № 2.— С. 411—413.
44. Ганоцкий В. И., Струева О. М. Тепловская свита — неотъемлемая составная часть конкско-верховцевской серии Украинского щита // Геол. журн.— 1986.— 46, вып. 2.— С. 73—90.
45. Гарифуллин Л. Л. Конгломераты серии колмозеро-воронья // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита.— Л., 1971.— С. 42—52.
46. Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение.— Петрозаводск : Карел. фил. АН СССР, 1948.— С. 19—40.
47. Гилярова М. А. Стратиграфия, структура и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита.— Л.: Недра, 1974.— 222 с.
48. Гладкий В. Н. Геологическое строение и тектоника Большого Кривого Рога // Петрография докембрия Русской платформы.— Киев, 1970.— С. 45—54.
49. Глевасский Е. Б., Босая Н. И., Полуновский Р. М. Гуляйпольская и осипенковская свиты // Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.— Киев, 1985.— С. 136—150.
50. Голикин Н. И. Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи КМА // Тр. III совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы.— Воронеж, 1966.— С. 37—42.
51. Голикин Н. И. Стратиграфия докембрия Староскольского и Новооскольского железорудных районов КМА // Геология и полезные ископаемые Курской магнитной аномалии.— М., 1967.— С. 60—75.
52. Голикин Н. И., Леоненко И. Н., Епифанов Б. П. и др. Железорудные формации

- докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды.— М. : Недра, 1982.— 228 с.
53. *Голивкин Н. И., Романцак А. К.* Новые данные по геологии докембрия Старооскольского и Новооскольского железорудных районов КМА Русской платформы // *Материалы по геологии и полез. ископаемым центр. р-нов европ. части СССР.*— 1970.— Вып. 6.— С. 47—55.
 54. *Голивкин Н. И., Щеголев И. Н.* Путеводитель по месторождениям Курской магнитной аномалии (для участников II петрографического совещ. по европейской части СССР).— Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1972.— 20 с.
 55. *Голод М. И., Гришин А. С., Кищенко Н. Т. и др.* Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным.— Л. : Наука, 1983.— 180 с.
 56. *Голубев А. И., Светов А. П.* Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии.— Петрозаводск : Карелия, 1983.— 192 с.
 57. *Гончар А. А.* Некоторые особенности геологии докембрия Среднего Приднпровья в связи с прогнозированием рудных месторождений // *Геол. журн.*— 1979.— 39, вып. 4.— С. 49—59.
 58. *Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Чернышов Н. М.* Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива // *Сов. геология.*— 1969.— № 10.— С. 8—25.
 59. *Горьковец В. Я.* Некоторые особенности распределения элементов в докембрийских вулканогенных железисто-кремнистых формациях Карелии // *Литология и полезные ископаемые.*— 1969.— № 1.— С. 65—77.
 60. *Горьковец В. Я.* О терригенной флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии // *Литология и геохимия терригенных пород раннего докембрия и связь с ними полезных ископаемых : (Тез. докл.)*.— Апатиты, 1977.— С. 14—15.
 61. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* Тектурные особенности основных и кислых вулканитов костомукшского метаморфического комплекса // *Информационные материалы за 1974 г.*— Петрозаводск, 1975.— С. 56—63.
 62. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* О флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии // *Литология и геохимия раннего докембрия.*— Апатиты, 1977.— С. 5—13.
 63. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* О взаимоотношении геллефлинт и железорудных толщ Костомукшского месторождения // *Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии : Оперативно-информ. материалы за 1982 г.*— Петрозаводск, 1983.— С. 32—36.
 64. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* Железные руды Карелии (железисто-кремнистые формации).— Петрозаводск : Карел. фил. АН СССР, 1986.— 55 с.
 65. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* Архейская кора выветривания в районах железорудных месторождений Западной Карелии // *Геология рудных месторождений.*— 1986.— 28, № 2.— С. 101—109.
 66. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения.— Петрозаводск : Карелия, 1981.— 143 с.
 67. *Горяинов П. М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова.— Л. : Наука, 1976.— 147 с.
 68. *Горяинов П. М.* Месторождения железистых кварцитов // *Минеральные месторождения Кольского полуострова.*— Л., 1981.— С. 49—69.
 69. *Гришин А. С., Голод М. И., Богачев А. И., Стенарь М. М.* Земная кора Карелии.— Препринт / Карел. фил. АН СССР.— Петрозаводск, 1982.— 49 с.
 70. *Гузенко Г. Ф.* Сопоставление разрезов и сводная стратиграфическая схема конкско-верховцевской серии Среднего Приднпровья // *Геол. журн.*— 1972.— 32, вып. 5.— С. 78—85.
 71. *Гузенко Г. Ф., Скаржинская Т. А.* О железистых породах гданцевской свиты Кременчугского района // *Там же.*— 1982.— 42, вып. 1.— С. 43—52.
 72. *Доброхотов М. Н.* Некоторые вопросы геологии докембрия КМА // *Материалы по геологии и полезным ископаемым центр. р-нов европ. части СССР.*— 1958.— Вып. 1.— С. 80—93.
 73. *Доброхотов М. Н.* Геология докембрия Курской магнитной аномалии // *Сов. геология.*— 1961.— № 11.— С. 37—54.
 74. *Доброхотов М. Н.* Геология и железорудные месторождения Кременчугского района.— М. : Недра, 1964.— 220 с.
 75. *Доброхотов М. Н.* К вопросу о стратиграфии раннего докембрия Среднего Приднпровья // *Геол. журн.*— 1964.— 24, вып. 2.— С. 85—93.
 76. *Доброхотов М. Н.* Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита // *Пробл. осадоч. геологии докембрия.*— 1967.— Вып. 2.— С. 14—26.
 77. *Доброхотов М. Н.* Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита и его основные структурные этажи (ярусы) // *Проблемы геологии докембрия.*— Киев, 1971.— С. 14—32.
 78. *Доброхотов М. Н.* О стратиграфическом положении железорудной формации Среднего Побужья // *Геол. журн.*— 1974.— 34, вып. 3.— С. 33—40.

79. *Доброхотов М. Н., Берзенин Б. З., Бойко В. Л.* Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита // Там же.— 1981.— 41, вып. 4.— С. 6—13.
80. *Доброхотов М. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С.* К вопросу о стратиграфии курской метаморфической серии // Материалы по геологии и полез. ископ. центр. р-нов европ. части СССР.— 1959.— Вып. 2.— С. 17—27.
81. *Доброхотов М. Н., Щербак Н. П.* Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР.— Л., 1979.— С. 58—64.
82. *Додатко А. Д.* Континентальные перерывы и эпохи выветривания в нижнем протерозое Русской платформы (на примере Криворожья) // Докл. АН СССР.— 1975.— 221, № 6.— С. 1411—1414.
83. *Додатко А. Д., Ефименко Н. Г., Решетняк В. В.* Новые данные о раннем этапе геологического развития Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1985.— № 4.— С. 21—24.
84. *Епифанов Б. П.* Геологическое строение Воронежской антеклизы и изучение ее полезных ископаемых // Железные руды Курской магнитной аномалии.— М., 1955.— С. 64—75.
85. *Жуков Г. В., Андрущенко И. Л., Кривонос В. П.* Гуляйпольский район (Корсак-Стульневской железорудной провинции) // Железисто-кремнистые формации Украинского щита.— Киев, 1978.— Т. 1.— С. 299—304.
86. *Жуков Г. В., Киктенко В. Ф., Качанов Б. Н., Могилевец И. И.* Орехово-Павлоградская железорудная провинция // Там же.— С. 253—271.
87. *Жук-Почекутов К. А.* Петрохимические критерии пара- и ортоамфиболитов // Пробл. осадоч. геологии докембрия.— 1975.— Вып. 4, кн. 2.— С. 106—111.
88. *Загородный В. Г., Радченко А. Т.* Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова.— Л.: Наука, 1983.— 94 с.
89. *Зайцев Ю. С.* Результаты геологического картирования докембрия Белгородского железорудного района КМА // Геол. и полезные ископаемые центрально-черноземных областей.— Воронеж, 1964.— С. 94—104.
90. *Зайцев Ю. С.* Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы // Тр. 3 совещ. по пробл. изуч. Воронеж. антеклизы.— Воронеж, 1966.— С. 21—28.
91. *Зайцев Ю. С.* Стратиграфия и некоторые черты геологии докембрия Белгородского железорудного района КМА: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Воронеж, 1969.— 21 с.
92. *Зарицкий А. И., Каныгин Л. И., Кирикилица С. И. и др.* Железисто-кремнистые формации докембрия Мариупольского рудного поля.— М.: Недра, 1974.— 150 с.
93. *Зинченко В. М.* Докриворожские метаморфизованные коры выветривания метабазитов в районе Желтореченской структуры (Северный Кривбасс) // Геол. журн.— 1981.— 41, № 5.— С. 139—142.
94. *Изъевков Э. П.* Древняя кора выветривания в основании железорудной толщи Старооскольского узла Курской магнитной аномалии // Геология и геохимия кор выветривания.— 1968.— Вып. 10.— С. 270—282.
95. *Изъевков Э. П., Щекин Ю. С.* Новые данные о составе и о стратиграфическом расчленении докембрия Старооскольского района КМА // Геологический формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы: (Тез. II петрогр. совещ. по европ. части СССР).— Воронеж, 1972.— С. 121—122.
96. *Калганов М. И.* О генетических типах железных руд бассейна Курской магнитной аномалии // Работы горно-геологической станции на Курской магнитной аномалии.— М., 1960.— С. 41—66.
97. *Каляев Г. Г.* Нижньопротерозойські лагунна і моласова формації Криворізького басейну // Геол. журн.— 1962.— 22, вып. 6.— С. 19—34.
98. *Каляев Г. Г.* Схема стратиграфии Большого Кривого Рога на основе формационных критериев // Там же.— 1964.— 24, вып. 3.— С. 109—120.
99. *Каляев Г. Г.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции.— Киев: Наук. думка, 1965.— 189 с.
100. *Каляев Г. Г., Сніжко А. М.* Рештки викопних організмів у ранньому докембрії України // Вісн. АН УРСР.— 1974.— № 9.— С. 27—32.
101. *Каплун Е. Я.* Протерозойская метаморфизованная кора выветривания плагиогранитов под тальковыми сланцами в Криворожском бассейне // Докл. АН СССР.— 1972.— 206, № 2.— С. 440—443.
102. *Капуста Я. С., Сумин Л. В., Шулешко И. К., Бережная Н. Г.* Цирконометрия вулканогенных пород гимальской серии по изотопам ксенона и свинца // Геохимия.— 1985.— № 3.— С. 293—299.
103. *Капуста Я. С., Шулешко И. К.* Цирконометрия вулканогенных пород гимальской серии ксеноновым нейтронно-активационным методом // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования.— Киев, 1982.— С. 71.
104. *Каршенбаум А. П.* Структура рудного поля рудопроявления им. XX партсъезда // Структура рудных полей криворожских железорудных месторождений.— Киев, 1953.— Т. 2.— С. 508—553.

105. *Каталог* определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Русская платформа / Под ред. Н. И. Полевой.— Л.: ВСЕГЕИ, 1978.— 398 с.
106. *Келлер Б. М., Кратц К. О., Митрофанов Д. П. и др.* Информация о Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия // *Сов. геология*.— 1977.— № 12.— С. 145—150.
107. *Клагин Б. Д.* О новом осадочно-метаморфизованном теле железных руд на КМА // *Материалы по геологии и полез. ископаемым центр. р-нов европ. части СССР*.— 1958.— Вып. 1.— С. 126—130.
108. *Кожневиков В. В.* Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах.— Л.: Наука, 1982.— 184 с.
109. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса.— М.: Мир, 1983.— 390 с.
110. *Кононов Н. Д., Леоненко И. Н., Петров В. М.* О новой схеме возрастного расчленения раннедокембрийских образований Воронежского кристаллического массива // *Перспективы обнаружения погребенных рудных месторождений в центральных районах платформ*.— М., 1977.— С. 77—78.
111. *Кононов Н. Д., Петров В. М.* Продукты докурского выветривания в основании протерозоя КМА // *Докембрийские коры выветривания*.— М., 1975.— С. 68—70.
112. *Кордэ К. Б., Сергеев И. З., Шульгин В. Н.* Породообразующие водоросли бесовещкой серии Карелии // *Палеонтология докембрия и раннего кембрия*.— Л., 1979.— С. 109—111.
113. *Корякин А. С.* О признаках первичного эволюционного генезиса некоторых метаморфических пород Карелии // *Проблемы осадочной геологии докембрия*.— 1971.— Вып. 3.— С. 80—98.
114. *Кратц К. О.* Геология карелид Карелии.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.— 209 с.
115. *Кратц К. О., Берковский А. Н., Бондаренко Л. П. и др.* Основные проблемы геологического строения Русской плиты.— Л.: Наука, 1979.— 119 с.
116. *Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В. и др.* Земная кора восточной части Балтийского щита.— Л.: Наука, 1978.— 232 с.
117. *Кратц К. О., Митрофанов Ф. П.* О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции // *Проблемы тектоники раннего докембрия*.— Л., 1980.— С. 147—169.
118. *Кратц К. О., Негруца В. З., Соколов В. А. и др.* Новое в изучении стратиграфии докембрия советской части Балтийского щита // *Сов. геология*.— 1984.— № 7.— С. 105—118.
119. *Крестин Е. М.* Структурно-формационные комплексы в истории развития Курско-Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // *Бюл. МОИП. Отд-ние геологии*.— 1979.— Вып. 4.— С. 139.
120. *Крестин Е. М.* Докембрий КМА и основные закономерности его развития // *Изв. вузов. Геология и разведка*.— 1980.— № 2.— С. 3—23.
121. *Крестин Е. М.* Коматиты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива // *Сов. геология*.— 1980.— № 9.— С. 84—97.
122. *Крестин Е. М.* Проблемы образования и эволюции ультраосновных магм (по результатам изучения коматитов зеленокаменных поясов архея) // *Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм*.— Новосибирск, 1983.— С. 114—121.
123. *Крестин Е. М.* Строение и потенциальная рудоносность архейских зеленокаменных поясов Курско-Воронежского кристаллического массива // *Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения*.— Новосибирск, 1985.— С. 170—176.
124. *Крестин Е. М., Казанцев В. А., Соколов Н. А. и др.* Стратиграфическое положение железорудных образований КМА.— *Препринт / АН УССР. ИГФМ*.— Киев, 1984.— 53 с.
125. *Крестин Е. М., Куликов В. С., Малюк Б. И., Сиворонов А. А.* Классификация, петрология и металлогения коматитов // *Формационное расчленение, петрология и металлогения ультрабазитов: Свердловск, 1985*.— С. 135—136.
126. *Крестин Е. М., Юдина В. В.* Ультраосновные вулканы позднеархейских и раннепротерозойских поясов КМА // *Бюл. МОИП. Отд-ние геологии*.— 1987.— № 5.— С. 43—96.
127. *Крутиховская З. А.* Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции.— Киев: Наук. думка, 1971.— 207 с.
128. *Крутиховская З. А., Силина И. М., Завойский В. Н. и др.* Структура фундамента и железорудные месторождения северного склона Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1975.— 165 с.
129. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 387 с.
130. *Кулешов М. П.* Возрастные взаимоотношения пород Криворожского района // *Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна*.— М., 1957.— С. 24—41.
131. *Ладиева В. Д.* Геология железисто-кремнистых формаций Конкского района // *Геология железисто-кремнистых формаций Украины*.— Киев, 1959.— С. 420—556.
132. *Ладиева В. Д.* Катархейские осадочно-вулканогенные формации Конкско-Белозерской зоны // *Геол. журн.*— 1964.— 24, вып. 1.— С. 35—48.
133. *Ладиева В. Д.* Конкско-Белозерская провинция // *Железисто-кремнистые формации Украинского щита*.— Киев, 1978.— Т. 1.— С. 42—97.
134. *Лазарев Ю. И.* Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения.— Л.: Наука, 1971.— 191 с.

135. Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации.— Л.: Наука, 1973.— 124 с.
136. Лазуренко В. И. Наиболее распространенные ископаемые микроорганизмы из кристаллических пород докембрия // Геол. журн.— 1978.— 38, вып. 4.— С. 78—87.
137. Лазуренко В. И., Рябенко В. А., Хорунжий В. Я. О находке предполагаемо органических образований в кристаллических породах юго-западного склона УЩ // Там же.— 1976.— 36, вып. 6.— С. 126—130.
138. Лазуренко В. И., Рябенко В. А., Хорунжий В. Я. Некоторые разновидности ископаемых водорослей из докембрийских карбонатных пород Украинского щита // Там же.— 1977.— 37, вып. 2.— С. 121—125.
139. Лазыко Е. М., Кирилук В. П., Лысак А. М. и др. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита (на формационной основе) // Там же.— 1986.— 46, № 2.— С. 18—26.
140. Лазыко Е. М., Кирилук В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Нижний докембрий западной части Украинского щита.— Львов: Изд-во при Льв. ун-те 1975.— 239 с.
141. Лазыко Е. М., Лысак А. М., Сиворонов А. А., Свешников К. И. О положении конско-верховцевской серии в разрезе нижнего докембрия Украинского щита // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР.— Л., 1979.— С. 72—75.
142. Леоненко И. Н., Голивкин Н. И., Зайцев Ю. С. и др. Строение и формационное расчленение докембрия Воронежского кристаллического массива // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы.— М., 1976.— Т. 1.— С. 83—91.
143. Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. Докембрий Воронежской антеклизы // Бюл. МОИП. Отд-ние геологии.— 1967.— № 5.— С. 74—85.
144. Леоненко И. Н., Русинович И. А., Чайкин С. И. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии.— М.: Недра, 1969.— Т. 3.
145. Лісна І. М. Давні ендербіти Побужжя // Доп. АН УРСР. Сер. Б.— 1981.— № 2.— С. 28—31.
146. Лучицкий В. И. Воронежский кристаллический массив и район Курской магнитной аномалии // Стратиграфия СССР.— М.; Л., 1939.— Т. 1.— С. 163—172.
147. Лысак А. М., Пащенко В. Г., Зюльцле В. В. Формационная принадлежность и стратиграфическое положение железисто-кремнистых образований Павловской группы магнитных аномалий (Среднее Побужье) // Геол. журн.— 1983.— 43, № 5.— С. 99—109.
148. Макарихин В. В., Кононова Г. М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии.— Л.: Наука, 1983.— 180 с.
149. Минеева В. Н., Щербакова Т. Г., Щербаков И. Б. Значение находки ставролита в белоперковской толще // Геол. журн.— 1985.— 45, вып. 3.— С. 63—67.
150. Михненко М. И., Данкевич И. В., Шитц В. А., Тростников В. Н. Возможности сейсморазведки в комплексе геофизических исследований зоны Щучинского глубинного разлома // Геология и металлоносность кристаллического фундамента Белоруссии.— Минск, 1978.— С. 95—100.
151. Михницкая Т. П., Моськина О. Д. Находки микрофоссилий в бугской серии Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1981.— № 2.— С. 33—36.
152. Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита.— Л.: Недра, 1984.— 270 с.
153. Некряч А. И., Берзенин Б. З. Стратиграфия докембрия Приазовья // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита.— Киев, 1983.— С. 71—73.
154. Никольский А. П. О стратиграфии метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ докембрия Украинского щита // Геол. журн.— 1971.— 31, вып. 3.— С. 127—130.
155. Никольский А. П., Ефимов А. Н. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.— 1960.— 37.— 164 с.
156. Ноожкин А. Д., Крестин Е. М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА).— М.: Наука, 1984.— 124 с.
157. Оверчук В. М. Генетические особенности пород и руд Криворожского бассейна по данным изучения сульфидов железа.— Киев: Наук. думка, 1983.— 134 с.
158. Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н. Абсолютный возраст интрузивных и метаморфических образований Воронежского кристаллического массива // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы.— М., 1976.— Т. 1.— С. 133—139.
159. Пап А. М. Кристаллический фундамент Белоруссии.— М.: Наука, 1977.— 127 с.
160. Пап А. М., Веретенников В. В., Данкевич И. В. и др. Тектоника, возраст и формационная принадлежность железорудных образований докембрия Белоруссии и Прибалтики // Тектоника, фации и формации Белоруссии и Прибалтики.— Минск, 1986.— С. 15—48.
161. Пап А. М., Давыдов М. Н., Дубинин А. Ф., Илькевич Г. И. Проблемы корреляции докембрийских образований Восточно-Европейской платформы // Геология твердых полезных ископаемых БССР.— Минск, 1979.— С. 81—95.
162. Пап А. М., Заяц А. П., Скобелев В. М. и др. Время формирования гранитондов юга Белоруссии и северо-запада Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1984.— № 4.— С. 20—24.
163. Перевозчикова Р. А., Беляев К. Д., Булин Н. К. и др. Тектоника восточной части Балтийского щита.— Л.: Недра, 1974.— 288 с.

164. Плаксенко Н. А. Общие черты структуры и стратиграфии докембрия КМА // Железные руды Курской магнитной аномалии.— М., 1955.— С. 252—279.
165. Плаксенко Н. А. Кремнисто-железистые формации Курской магнитной аномалии и проблема происхождения докембрийских железистых кварцитов // Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов.— Минск, 1965.— С. 181—196.
166. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии.— Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1966.— 264 с.
167. Плаксенко Н. А., Коваль И. К., Щеголев И. Н. Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии // Геология, генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира : Тр. Междунар. симпоз.— Киев, 1972.— С. 76—85.
168. Плаксенко Н. А., Чернышов Н. М., Щеголев И. Н., Благоннадеждин Б. И. О рудных формациях докембрия КМА // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива.— Воронеж, 1976.— С. 50—54.
169. Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н. Определение абсолютных содержаний железа, связанного с магнетитом и другими окисными минералами в железистых кварцитах, по данным химического анализа с помощью номограммы // Геол. сб.— 1970.— Т. 70.— С. 189—193.
170. Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н. Главнейшие черты сходства в строении железисто-кремнистых образований раннего докембрия Курской магнитной аномалии и Приазовского массива // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива.— 1974.— С. 3—16.
171. Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н. Особенности строения литологических формаций докембрия Михайловского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии // Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы.— 1975.— С. 23—42.
172. Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Ильях В. В. Сравнение комплексов акцессорных минералов литологических формаций архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии // Там же.— С. 3—22.
173. Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Коваль И. К. О происхождении зеленой слюды в железистых кварцитах КМА // Тр. Воронеж. ун-та.— 1968.— 66.— С. 166—172.
174. Полищук В. Д. Основные черты геологического строения и истории формирования докембрия КМА // Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей.— Воронеж, 1964.— С. 14—19.
175. Полищук В. Д., Голивкин Н. И., Зайцев Ю. С. и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии.— М. : Недра, 1970.— Т. 1, кн. 1.
176. Половинкина Ю. Ир. Тальковские сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение // Тр. ВСЕГЕИ Петрогр. сб.— 1955.— № 1.— 127 с.
177. Половинкина Ю. Ир. Стратиграфия и роль ультраметаморфизма в Украинском кристаллическом массиве // Проблемы геологии докембрия.— Киев, 1971.— С. 8—14.
178. Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья // Тр. ВСЕГЕИ — 1959.— 26.— 136 с.
179. Полуновский Р. М., Есипчук К. Е. Центральноприазовская серия // Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.— Киев, 1985.— С. 79—89.
180. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия.— Апатиты : Кол. фил. АН СССР, 1970.— 115 с.
181. Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия.— Л. : Наука, 1980.— 152 с.
182. Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона.— Петрозаводск : Карел. фил. АН СССР, 1976.— 72 с.
183. Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии : Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР.— Петрозаводск : Там же.— 1972.
184. Пуура В. А., Вахер Р. М., Клейн В. М. и др. Кристаллический фундамент Эстонии.— М. : Наука, 1983.— 208 с.
185. Пятый Всесоюзный colloquium по микрофоссилиям докембрия СССР.— Л., 1986.— 19 с.
186. Равская М. Б. Фациальные и металлогенические особенности основного и кислого вулканизма Костомукшского железорудного района // Геология раннего докембрия Карелии.— Петрозаводск, 1979.— С. 32—49.
187. Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии 1981 г.— Л. : ВСЕГЕИ, 1983.— 135 с.
188. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород.— М. : Мир, 1975.— 288 с.
189. Робонен В. И., Коросов В. И. К геологии Костомукшского месторождения // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии.— Петрозаводск, 1966.— С. 156—167.
190. Русинович И. А. Геологическое строение северо-восточной полосы и генезис железных руд КМА // Сов. геология.— 1948.— № 28.— С. 92—114.

191. Рыбаков С. И., Куликов В. С. Природа и динамика развития архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения.— Новосибирск, 1985.— С. 164—170.
192. Рязузов И. Т., Бабков Ю. В. О сопоставимости разрезов гнейсово-сланцевого комплекса Криворожско-Кременчугской зоны по условиям образования и закономерностям распределения элементов-примесей // Геол. журн.— 1970.— 30, вып. 1.— С. 80—88.
193. Савко А. Д. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы.— Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1979.— 120 с.
194. Савко А. Д., Шеголев И. Н. Эпохи корообразования в докембрии Воронеж. массива // Литология и полезные ископаемые.— 1979.— № 1.— С. 64—73.
195. Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии.— Л. : Наука, 1974.— 155 с.
196. Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры.— Л. : Наука, 1980.— 216 с.
197. Семенов Н. П., Бойко В. Л., Бордунов И. Н. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1967.— 380 с.
198. Семенов Н. П., Ладиева В. Д., Бойко В. Л. и др. Метабазитовые и кератофировые алюмосиликатные формации центральной части Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1982.— 876 с.
199. Сиворонов А. А., Берзенин Б. З., Малюк Б. И. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Строение и состав // Геол. журн.— 1981.— 41, вып. 5.— С. 20—29.
200. Сиворонов А. А., Бобров А. Б., Смоголюк А. Г., Трощак С. А. Метаморфизованная коматитит-толеитовая формация Сурской зеленокаменной структуры (Среднее Приднестровье) // Там же.— 1983.— 43, вып. 3.— С. 108—121.
201. Сиворонов А. А., Жихарев А. П. Особенности строения и состава формации биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов Тарноватской структуры // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы.— Киев, 1979.— С. 129—131.
202. Сиворонов А. А., Киктенко В. Ф., Колий В. Д., Смоголюк А. Г. Метаморфизованная дацит-андезит-толеитовая формация Конкской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геол. журн.— 1986.— 46, вып. 1.— С. 83—94.
203. Сиворонов А. А., Малюк Б. И., Бобров А. Б. и др. Состав, строение и металлогения зеленокаменных поясов Среднего Приднестровья // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения.— Новосибирск, 1985.— С. 177—188.
204. Сиворонов А. А., Смоголюк А. Г., Колий В. Д., Сирота М. Г. Метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации зеленокаменных поясов Среднего Приднестровья и Карелии.— Препринт / АН УССР. ИГФМ.— Киев, 1984.— 72 с.
205. Скаржинская Т. А. Осадочно-вулканогенные формации архея центральной части Украинского щита // Эволюция вулканизма в истории Земли.— М., 1973.— С. 48—49.
206. Скаржинская Т. А., Гузенко Г. Ф. Вопросы стратиграфии гданцевской свиты Кременчугского железорудного района // Геол. журн.— 1985.— 45, вып. 2.— С. 9—16.
207. Скаржинская Т. А., Гузенко Г. Ф., Шрамко П. П. Стратиграфия криворожской серии Кременчугского района // Стратиграфия криворож. серии Кременчуг. района и геохимия железисто-кремнистых образований Среднего Приднестровья.— Препринт / АН УССР. ИГФМ.— Киев, 1984.— С. 5—34.
208. Скаржинская Т. А., Снежко А. М. Новые данные о возрасте железистых кварцитов северо-западных участков Кременчугского района // Геол. журн.— 1986.— 46, № 2.— С. 115—120.
209. Скаржинская Т. А., Фоменко В. Ю. Новые данные по железисто-кремнистым формациям Кременчугского и Правобережного районов // Рудообразование и металлогения.— Киев, 1981.— С. 108—121.
210. Скаржинская Т. А., Фоменко В. Ю., Ярошук М. А. и др. Сравнительная характеристика разрезов железисто-кремнистых формаций Одесско-Белоцерковской и Криворожско-Кременчугской структурно-фациальных зон Украинского щита.— Препринт / АН УССР. ИГФМ.— Киев, 1984.— 48 с.
211. Сквородникова Е. А. Условия осадконакопления отложений ингулецкой серии Украинского щита.— Препринт / АН УССР. ИГН.— Киев, 1983.— 45 с.
212. Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита).— Л. : Наука, 1973.— 105 с.
213. Сніжко А. М. Знахідки онколітів та катаграфій у верхній світі криворізької серії // Доп. АН УРСР. Сер. Б.— 1974.— № 7.— С. 595—599.
214. Снежко А. М. Докембрийские микроорганизмы из пород криворожской и ингулецкой серий и их значение для возрастных корреляций: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1980.— 20 с.
215. Снежко А. М. Новые виды известковых водорослей из раннедокембрийских отложений Украины // Актуальные вопросы современной палеоальгологии.— Киев, 1986.— С. 102—105.
216. Снежко А. М., Раскатова А. Г. Новые виды докембрийских синезеленых водорослей // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1979.— № 3.— С. 181—186.
217. Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород // Геохимия.— 1959.— № 8.— С. 679—695.

218. Соботович Э. В., Пап А. М., Цюнь О. В., Слупицкий Ю. А. Возраст кристаллических сланцев Северо-Западной Белоруссии по свинцово-изотопным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 9.— С. 42—47.
219. Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии.— М.; Л.: Недра, 1963.— 185 с.
220. Соловицкий В. Н., Пилипенко В. И. Росинско-тихичская серия // Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.— Киев, 1985.— С. 63—69.
221. Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозера Западной Карелии // Тр. Карел. фил. АН СССР.— 1960.— Вып. 26.— С. 65—75.
222. Стратиграфический кодекс СССР.— Л.: ВСЕГЕИ, 1977.— 80 с.
223. Стратиграфия докембрия Карельской АССР.— Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1984.— 116 с.
224. Струева О. М., Скаржинская Т. А. О проявлениях кислого вулканизма в докембрии Украинского щита // Палеовулканизм и его продукты. Материалы II Всесоюз. палеовулканол. симпоз.— Петрозаводск, 1977.— С. 40—47.
225. Тимофеев Б. В. Сфероморфиды протерозоя.— Л.: Наука, 1969.— 145 с.
226. Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии докембрия Украины.— Л.: Наука, 1973.— 38 с.
227. Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии раннего докембрия.— Л.: Наука, 1982.— 128 с.
228. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков.— М.: Недра, 1970.— 281.
229. Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибилова Е. В. Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом // Геохимия.— 1963.— № 3.— С. 245—247.
230. Унксов В. А. Тектоника плит.— Л.: Недра, 1981.— 288 с.
231. Усенко И. С., Щербаков И. Б., Белыец Р. Я. и др. Эволюция метаморфических комплексов УЩ // Маматические и метаморфические формации в истории Земли.— Новосибирск, 1986.— С. 191—194.
232. Фоменко В. Ю., Коржнев М. Н., Коростышевский И. Е. О стратиграфической принадлежности железистых кварцитов Дальних западных полюсов в Криворожском бассейне // Геол. журн.— 1980.— 40, вып. 2.— С. 143—146.
233. Фоменко В. Ю., Коржнев М. Н., Пиковский Е. Ш. и др. Особенности строения железорудной толщи Правобережного района Украинского щита // Там же.— 1986.— 46, вып. 1.— С. 38—51.
234. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита.— М.: Наука, 1966.— 360 с.
235. Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977.— 216 с.
236. Цехомский А. М. О закономерностях размещения полезных ископаемых кор выветривания // Сов. геология.— 1984.— № 2.— С. 55—67.
237. Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии.— М.; Л.: Наука, 1964.— 187 с.
238. Чернов В. М., Горьковец В. Я., Инина К. А., Раевская М. Б. К вопросу о стратиграфическом положении конгломератов Гимольского района Карелии // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии.— Петрозаводск, 1966.— С. 187—201.
239. Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии.— Петрозаводск: Карелия, 1970.— 284 с.
240. Чернов В. М., Стенарь М. М. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов // Проблемы геологии Карелии и Кольского п-ова.— Мурманск, 1961.— С. 102—107.
241. Чернышов Н. М., Египко О. И. Специфические особенности некоторых магматогенных и ультрамагматогенных формаций докембрия Воронежского кристаллического массива // Проблемы докембрийского магматизма.— Л., 1974.— С. 53—58.
242. Шковьяра Ю. Д., Миткеев М. В., Семиренко А. Г. Геология и рудоносность района Гуляйпольской магнитной аномалии // Геол. журн.— 1979.— 39, вып. 1.— С. 56—65.
243. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Возраст метавулканитов белозерской свиты конкско-верховцевской серии Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1985.— № 9.— С. 26—29.
244. Щербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Бибилова Е. В., Бойко В. Л. Эволюция континентальной коры Украинского щита в раннем докембрии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 7.— С. 73—83.
245. Щербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Луговая И. П. и др. Изотопная геология Украины.— Киев: Наук. думка, 1981.— 241 с.
246. Щербак Н. П., Горьковец В. Я., Додатко А. Д. и др. Схема корреляции стратиграфических подразделений железисто-кремнистых формаций докембрия европейской части СССР // Геол. журн.— 1986.— 46, вып. 2.— С. 5—17.
247. Щербак Н. П., Данилович Л. Г., Жуков Г. В. Петрология палеовулканитов Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Там же.— 1981.— 41, вып. 1.— С. 1—13.
248. Щербак Н. П., Данилович Л. Г., Жуков Г. В. и др. Изотопное датирование палеовулканитов конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья // Изотопная геохронология докембрия.— Уфа, 1979.— С. 146—147.

249. *Щербак Н. П., Есипчук К. Е.* Стратиграфия и геохронология докембрия Украинского щита // Четвертый Индо-Сов. симп. по наукам о Земле. Геология и полез. ископаемые древних платформ.— М., 1981.— С. 2—3.
250. *Щербак Н. П., Есипчук К. Е., Берзенин Б. З. и др.* Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1985.— 166 с.
251. *Щербак Н. П., Злобенко В. Г., Жуков Г. В. и др.* Каталог изотопных дат пород Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1978.— 229 с.
252. *Щербак Н. П., Половко Н. И., Левковская Н. Ю.* Изотопный возраст акцессорных минералов нижней свиты криворожской серии // Геол. журн.— 1969.— 29, вып. 3.— С. 23—32.
253. *Щербак Н. П., Струева О. М., Бартницкий Е. Н. и др.* Изотопный возраст и геологические соотношения докембрийских пород Верховцевского района Украинского щита // Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы: Материалы 19 сессии Комис. по абсолют. геохронологии.— М., 1978.— 320 с.
254. *Щербак Н. П., Усенко И. С., Щербаков И. Б. и др.* Корреляция эндогенных процессов в докембрии Украинского щита // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР: Тр. III регион. петрогр. совещ.— Л., 1982.— С. 186—194.
255. *Щербак Н. П., Фоменко В. Ю., Коржнев М. Н. и др.* Проблемные вопросы стратиграфии железисто-кремнистых формаций Украинского щита.— Препринт / АН УССР. ИГФМ.— Киев, 1984.— 45 с.
256. *Щербаков И. Б., Дусяцкий В. А., Скаржинская Т. А. и др.* Формации Тикичской зоны // Критерии прогнозирования месторождений УЩ и его обрамления.— Киев, 1975.— С. 100—105.
257. *Щеголев И. Н.* Закономерности геологического строения железисто-кремнисто-сланцевой формации северной части КМА // Геол. сб.— 1968.— 66.— С. 59—64.
258. *Щеголев И. Н.* Железисто-кремнисто-сланцевая формация докембрия северной части КМА: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Воронеж, 1970.— 25 с.
259. *Щеголев И. Н.* Железисто-кремнистые образования докембрия Курско-Бесединского участка КМА // Геол. сб.— 86.— 1972.— С. 42—49.
260. *Щеголев И. Н.* Докембрийские железисто-кремнистые формации Курской магнитной аномалии, особенности их строения и сопоставление с аналогичными образованиями европейской части СССР // Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций.— Новосибирск, 1979.— С. 91—97.
261. *Щеголев И. Н.* Геология рудоносных железисто-кремнистых формаций раннего докембрия Курской магнитной аномалии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук.— Воронеж, 1980.— 29 с.
262. *Щеголев И. Н.* Железорудные формации докембрия Курской магнитной аномалии и Украинского щита // Геол. журн.— 1981.— 41, вып. 5.— С. 62—70.
263. *Щеголев И. Н.* Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения.— М.: Недра, 1985.— 197 с.
264. *Шипцов В. В., Гришин А. С., Скорнякова Н. И., Южанова В. В.* Некоторые геологические особенности архейских образований района оз. Ондозеро (Центральная Карелия) // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии.— Петрозаводск, 1983.— С. 52—63.
265. *Этингоф И. М., Соловицкий В. Н., Есипчук К. Е. и др.* Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита (предлагаемый вариант) // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита: Тез. докл. I регион. стратигр. совещ. (Днепропетровск, сент. 1983 г.).— Киев, 1983.— С. 96—100.
266. *Этингоф И. М., Соловицкий В. Н., Есипчук К. Е. и др.* Об изменениях в корреляционной стратиграфической схеме докембрийских образований Украинского щита // Геол. журн.— 1986.— 46, вып. 3.— С. 3—6.
267. *Яроуцк М. А.* Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны.— Киев: Наук. думка, 1983.— 224 с.
268. *Burton G.* Inkohlung und mechanische Deformation. Abbehandelt am Erhaltungszustand organischer Mikrofossilien // Z. angew. geol.— 1969.— 15, N 7.— P. 355—363.
269. *Heuwood W. W., Davidson A.* Geology of Benjamin Lake map-area, District Mackenzie (75 m/2) // Geol. Surv. Can. Mem.— 1969.— N 361.— P. 35.
270. *Taipale K., Hanski E., Kairakari H., Piirainen T.* The Archean Kuhmo greenstone belt // Espoo.— 1983.— P. 4—33.

СОКРАЩЕНИЯ К СПИСКУ ЛИТЕРАТУРЫ

- БелНИГРИ — Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт
НИГРИ — научно-исследовательский горнорудный институт Министерства чер-
ной металлургии УССР.
- Бюл. НТИ — бюллетень научно-технической информации.
Бюл. НТО — бюллетень научно-технического общества.
- ВИЭМС — Всесоюзный институт экономики минерального сырья.
ВСЕГЕИ — Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт.
- ИГД АН СССР — Институт геологии докембрия Академии наук СССР.
ИГН АН УССР — Институт геологических наук Академии наук УССР.
ИГФМ АН УССР — Институт геохимии и физики минералов Академии наук УССР.
- МОИП — Московское общество испытателей природы.
ОККМА — Особая комиссия по изучению ресурсов Курской магнитной аномалии.
УНЦ АН СССР — Уральский научный центр Академии наук СССР.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие к циклу монографий «Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР» (Я. Н. Белевцев)	5
Предисловие (Н. П. Щербак)	10
Глава 1. Критерии выделения крупных стратиграфических единиц (Н. П. Щербак)	11
Глава 2. Опорные разрезы серий и свит, вмещающих железисто-кремнистые образования	15
Архей	15
Конкско-верховцевская серия (В. И. Ганоцкий, О. М. Струева)	15
Контокская серия (В. Я. Горьковец)	31
Гимольская серия (В. Я. Горьковец)	35
Протерозой	43
Криворожская серия (В. Ю. Фоменко, М. Н. Коржнев)	43
Курская серия (И. Н. Щеголев)	49
Оскольская серия (И. Н. Щеголев)	54
Глава 3. Геологическая позиция стратиграфических подразделений отдельных регионов	57
Украинский щит	57
Днестрово-Бугский район (Н. И. Половко, Р. И. Сироштан)	57
Росинско-Тихичский район (Т. А. Скаржинская, Б. А. Батиевский)	63
Ингуло-Ингулецкий район (В. Ю. Фоменко, М. Н. Коржнев)	67
Криворожско-Кременчугский железорудный район	72
Криворожский район (Я. Н. Белевцев, В. Ю. Фоменко, М. Н. Коржнев)	72
Кременчугский район (Т. А. Скаржинская)	81
Среднее Приднпровье (В. И. Ганоцкий, О. М. Струева)	95
Приазовье (К. Е. Есилчук)	114
Кора выветривания в истории развития раннего протерозоя Криворожского железорудного района (А. Д. Додатко)	120
Палеонтологическая характеристика отложений криворожской и ингуло-ингулецкой серий (А. М. Снежко)	122
Район Курской магнитной аномалии (И. Н. Щеголев)	125
Белорусско-Прибалтийский регион (А. М. Пап)	136
Карело-Кольский регион (В. Я. Горьковец)	141
Глава 4. Строение и состав маркирующих вулканических комплексов	151
Вулканиты архейских зеленокаменных поясов	151
Карельский регион (В. Я. Горьковец, М. Б. Равская)	151
Район Курской магнитной аномалии (Е. М. Крестин)	157
Среднеприднепровский район Украинского щита (А. А. Сиворонов)	163
Вулканиты пикрит-базальтовой формации нижнего протерозоя	168
Карельский регион (В. Я. Горьковец, М. Б. Равская)	168
Район Курской магнитной аномалии (Е. М. Крестин)	169
Кременчугский район Украинского щита (А. А. Сиворонов)	170
Глава 5. Корреляционная стратиграфическая схема железисто-кремнистых формаций докембрия европейской части СССР (Н. П. Щербак, В. Я. Горьковец, М. Н. Коржнев, Е. М. Крестин)	172
Список литературы	180

Монография

*Николай Петрович Щербак, Яков Николаевич Беловец,
Ванда Юлиановна Фоменко, Владимир Иванович Ганоцкий,
Валентин Яковлевич Горьковец, Константин Ефимович Есипчук,
Михаил Николаевич Коржнев, Евгений Михайлович Крестин,*
*Анатолий Михайлович Пап, Наталья Ивановна Половко,
Альберт Алексеевич Сиворонов, Ростислав Иванович Сироштан,
Тамара Александровна Скаржинская, Ольга Михайловна Струева,
Игорь Николаевич Щеголев*

**ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ
ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**

Стратиграфия

*Утверждено к печати ученым советом
Отделения металлогении
Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор *Н. Я. Чехович*
Оформление художника *Г. М. Финько*
Художественный редактор *Г. А. Сергеев*
Технический редактор *Г. Р. Боднер*
Корректоры *Л. Я. Постолова*
Р. С. Коган, Э. Я. Федюкытова

ИБ № 9263

Сдано в набор 01.10.87. Подп. в печ. 27.01.88. БФ 01513. Формат 70x108/16. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Выс. печ. Физ. печ. л. 12,0+0,1875 л. вкл. Усл. печ. л. 17,06 Усл. кр. отт. 17,06. Уч. изд. л. 18,99. Тираж 600 экз. Заказ № 7-2776. Цена 4 р. 10 к.

Издательство «Наукова думка». 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.

Отпечатано с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига». 252057 Киев 57, ул. Довженко, 3 в Нестеровской городской типографии 292310, Нестеров, Львовской обл., ул. Горького, 8. Зак. 1196.

5033

HAYCOCK, HAYCOCK