

Р. Я. БЕЛЕВЦЕВ



ПРОБЛЕМЫ
МЕТАМОР-
ФИЧЕСКОЙ
ЗОНАЛЬНОСТИ
ДОКЕМБРИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

552.4

Р. Я. БЕЛЕВЦЕВ

ПРОБЛЕМЫ
МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ
ЗОНАЛЬНОСТИ
ДОКЕМБРИЯ

1399

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1975



УДК 552.163

На примере центральной части Украинского щита рассматриваются физические условия регионального метаморфизма докембрийских образований. Выделены субфации регионального метаморфизма (от зеленосланцевой до гранулитовой фации) и соответствующие им на территории Украинского щита метаморфические зоны. Сделаны выводы о закономерной связи метаморфической зональности с тектоникой раннепротерозойской геосинклинали в пределах Украинского щита, а также других щитов.

Рассчитана на специалистов-геологов, изучающих петрологию, а также тектонику, стратиграфию и минерагению докембрия.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН УССР *И. С. УСЕНКО*

РЕЦЕНЗЕНТЫ

доктора геол.-мин. наук *Н. П. ЩЕРБАК* и
В. А. РЯБЕНКО

Редакция наук о Земле

ПРЕДИСЛОВИЕ

Составление мелко- и среднемасштабных карт метаморфической зональности щитов является важнейшим результатом исследования докембрийских метаморфических комплексов. Для этого необходимы систематические сведения по площади о фациальной принадлежности метаморфических пород, которые можно получить при специальном картировании метаморфических комплексов, отвечающем определенным кондициям соответственно масштабу карт. При физико-химической и особенно геологической интерпретации результатов картирования на первый план выступают данные тектоники.

В решениях Всесоюзных симпозиумов по метаморфизму в Новосибирске (1971 г.) и в Ленинграде (1974 г.) подчеркнута, что проблема связи метаморфизма с тектоникой — одна из наименее разработанных в учении о метаморфизме. Особенно она сложна для щитов, о тектонике которых еще нет единых представлений.

Изучение метаморфической зональности щитов только начинается. Перед нами стоят многие неясные вопросы, решение которых имеет большое теоретическое и практическое значение.

Зональные метаморфические комплексы особенно характерны для докембрийских железорудных провинций, где условия метаморфизма в плане изменяются на сравнительно небольших расстояниях, измеряемых километрами или десятками километров на фацию. Примерами могут служить Большой Кривой Рог Украинского щита (УЩ), Курская магнитная аномалия (КМА), Западно-Карельская и Центрально-Кольская провинции, Северный Мичиган Канадского щита.

Мощные толщи железистых пород джеспилитовой формации, вмещающие крупные залежи богатых железных руд, как правило, приурочиваются к метаморфическим зонам низкотемпературного зеленосланцевого метаморфизма.

Исследование метаморфической зональности особенно важно для металлогении щитов, основанной на металлогенической специализации фаций и субфаций региональной метаморфизма.

Изучение метаморфической зональности помогает выяснить многие дискуссионные вопросы гранитообразования, стратиграфии и тектоники докембрийских щитов.

В настоящее время вполне определенно устанавливается общность геологического строения и истории формирования Украинского, Балтийского щитов и Воронежского кристаллического массива, что позволяет рассматривать главные петрологические и геологические проблемы докембрия на примере одного из них.

Наиболее характерна и многообразна с петрологической точки зрения центральная часть УЩ (от Криворожско-Кременчугской зоны на востоке до Кировоград-Новоукраинского массива гранитоидов на западе включительно), в которой развиты породы зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций и сочленяются районы развития трех наиболее крупных стратиграфических единиц докембрия: гнейсовой, метабазитовой (конкско-верховцевской) и криворожской серий.

Выводы о закономерностях формирования метаморфической зональности центральной части щита можно отнести ко всему Украинскому, а также Балтийскому щитам и к Воронежскому кристаллическому массиву.

В настоящей работе проблема связи метаморфической зональности с тектоникой рассматривается на примере докембрийских образований Украинского щита.

В ней обобщен петрологический материал по нижнедокембрийским образованиям (архей+ранний протерозой) УЩ, в основном его центральной части.

Работа выполнена в отделе петрографии Института геохимии и физики минералов АН УССР. На основе современных теоретических и экспериментальных исследований по собранному материалу разработаны критерии определения фациальной принадлежности метаморфических пород, установлены физические условия регионального метаморфизма и их латеральное распределение. Составлены карты и схемы метаморфической зональности и тектонического районирования Украинского и других щитов и массивов, установлена взаимосвязь между метаморфическими и тектоническими процессами, выработаны петрологические критерии геотектонического анализа докембрийских щитов и разработки стратиграфической схемы докембрия.

Детальные петрологические исследования в пределах УЩ стали возможными благодаря огромной работе, проведенной геологосъемочными и поисковыми партиями трестов «Кривбассгеология», «Киевгеология», «Днепрогеология», «Артемгеология» и др.

В работе использованы некоторые петрографические и минералогические материалы, любезно предоставленные Б. И. Горошниковым, Н. И. Половко, Е. Н. Голуб, Т. П. Хомяком, Ю. П. Мельником, В. М. Венедиктовым, Т. Г. Щербаковой, Е. Б. Глеваским, Н. И. Кухаревой, Н. С. Курловым и др.

Значительную помощь в сборе материала оказали геологи треста «Кривбассгеология» А. П. Гавеля, М. И. Веригин, Л. Г. Загоруйко, Н. И. Кухарева, Е. А. Семергеева, О. И. Володина, Ю. Б. Бабков, С. Е. Федюшин, Н. С. Курлов и др.

Большое значение для написания работы имели советы и консультации И. С. Усенко, Я. Н. Белевцева, Ю. П. Мельника, Г. И. Каляева, Б. И. Горошникова.

В полевых работах, предварительной обработке материала и оформлении работы принимали участие Г. С. Скуридин, Н. В. Боброва, Л. А. Заболотная и А. Г. Иванова.

Всем названным лицам автор выражает искреннюю благодарность.

Принятые сокращения названий минералов

Аб — альбит, Анн — аннит, Акт — актинолит, Ан — анортит, Анд — андалузит, Андр — андрадит, Ант — антофиллит, Ап — апатит, Би — биотит, Вол — волластонит, Гас — гастингсит, Гед — геденбергит, Гем — гематит, Гип — гиперстен, Глф — глаукофан, Гр — гранат, Грос — гроссуляр, Грф — графит, Ди — диопсид, Дис — дистен, Дол — доломит, Жед — жедрит, Ил — ильменит, Ист — истонит, Ка — кальцит, Каол — каолинит, Кв — кварц, Клц — клиноцоизит, Кор — кордиерит, Кум — куммингтонит, Маг — магнезит, Мт — магнетит, Ми — микроклин, Му — мусковит, Не — нефелин, Ол — оливин, Орт — ортоклаз, Пар — парагонит, Парг — паргасит, Пер — периклаз, Пирф — пиррофиллит, Пи — клинопироксен, Пир — пироп, Пл — плагиоклаз, ПШ — калиевый полевой шпат, Рог — роговая обманка, Сал — салит, Сер — серицит, Серп — серпентин, Сид — сидерит, Сидер — сидерофиллит, Ск — скаполит, Сил — силлиманит, Спес — спессаргин, Спф — сапфирин, Ст — ставролит, Сф — сфен, Тал — тальк, Тр — тремолит, Тур — турмалин, Тюр — тюрингит, Фа — фаялит, Фиб — фибролит, Фо — форстерит, Хл — хлорит, Хлд — хлоритоид, Ц — циркон, Чер — чермакит, Шп — шпинель, Эд — эденит, Эн — энстатит, Эп — эпидот, Эул — эулит.

Цифры при индексах плагиоклаза, щелочного полевого шпата и мусковита (серицита) означают соответственно процентное содержание анортитового, альбитового и парагонитового компонентов, а при индексах магнезиально-железистых минералов — их общую железистость. Цифры при индексе скаполита отвечают процентному содержанию мейонитовой молекулы, а

при индексе эпидота — величине отношения : $\frac{\text{Fe}^{+3}}{\text{Fe}^{+3} + \text{Al}}$.

• 100%.

**ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОСВЯЗИ
МЕТАМОРФИЗМА И ТЕКТОНИКИ
В ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ**

Связь метаморфических процессов с тектоническими вполне очевидна, поскольку метаморфическая область (или пояс) возникает как результат развития подвижной (геосинклинальной) области (или пояса). Однако характер этой связи во времени и пространстве сложный и неоднозначный и его выяснение составляет одну из наиболее актуальных проблем метаморфизма в современной науке.

Прежде всего, не совсем ясно место метаморфизма в эволюции геосинклинали. Обычно метаморфизм и горообразование рассматриваются как следствия одной и той же причины (Винклер, 1969), но в то же время существуют представления о дотектоническом (геосинклинальном) и послетектоническом региональном метаморфизме. В. А. Глебовицкий (1973) предлагает компромиссное решение этого вопроса и выделяет несколько стадий метаморфизма, соответствующих этапам цикла складчатости, или деформационного цикла. Преобладание одной или нескольких стадий метаморфизма характеризует его определенные типы: начальный метаморфизм повышенных давлений в зонах глубинных разломов (жадеит-глаукофановая фациальная серия, гранулиты лапландского типа), ранний однородный метаморфизм с развитием главным образом вертикальной метаморфической зональности, зональный метаморфизм.

Нерешенной остается проблема влияния тектоники на распределение условий метаморфизма по латерали, т. е. проблема связи метаморфической зональности с тектоникой. На щитах известны большие площади развития однородного ареального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций, располагающиеся независимо от тектонических структур. В то же время в парных метаморфических поясах Тихоокеанского кольца различные типы метаморфизма проявляются в разных структурно-фациальных зонах подвижного пояса (Miyashiro, 1961).

Цикличность метаморфизма проявляется наряду с общей направленностью и необратимостью эволюции метаморфических процессов (Глебовицкий, 1973). С одной стороны, характер метаморфизма на докембрийских щитах и в мезо-кайнозойских складчатых поясах существенно различается, а с другой — почти все метаморфические фации и фациальные серии могут встре-

чатся в метаморфических поясах любого возраста. Даже глаукофановый метаморфизм известен в верхнедокембрийских поясах (Добрецов и др., 1974).

Обсуждение проблем взаимосвязи метаморфизма и тектоники докембрийских щитов, для которых характерна полицикличность, а также развиты немые в возрастном отношении толщи, необходимо начать с рассмотрения тектоники фанерозойских геосинклиналей, представления об эволюции и геотектоническом районировании которых достаточно хорошо разработаны. Далее будут затронуты в наиболее общей форме современные представления об эволюции и геотектоническом районировании геосинклиналей, их морфологии, полицикличности, орогенной тектоники, а также связанные с ними общие проблемы эволюции метаморфизма, распределения условий метаморфизма по латерали (метаморфическая зональность), полиметаморфизма, гранитообразования, сверхдавления.

Эволюция и геотектоническое районирование геосинклиналей.

Существование геосинклиналей в архее признается не всеми. Некоторые тектонисты выделяют специальный догеосинклинальный этап формирования земной коры (Павловский, 1963; Лазко, 1969; Рябенко, 1970). Чаще тектонический режим на земной поверхности в архее характеризуется как пангеосинклинальный (Белоусов, 1972) или первичногеосинклинальный (Хаин, 1972), и в раннем архее верхняя часть первичной коры считается повсеместно, хотя и неравномерно, гранитизированной.

Типичные геосинклинали известны с начала протерозоя. Они отличаются поперечной структурно-формационной зональностью, т. е. расчленяются на внутренние и внешние зоны (эв- и миогеосинклинали) с последующим превращением в складчатые горные сооружения (общей инверсией) (Хаин, 1972). Геосинклинали (первичные, по А. В. Пейве и В. М. Синицыну, или ортогеосинклинали, по Г. Штилле) разделяются на внутриконтинентальные (или межконтинентальные) и окраинные, расположенные на границе континента и океана. А. В. Пейве и В. М. Синицын (1950) считали, что первичные геосинклинали возникают в результате раздробления платформ и поэтому все геосинклинали имеют сиалическое основание. В последние годы все больше тектонистов высказываются за существование симатического основания не только в океанической части окраинных геосинклиналей, но и в эвгеосинклинальных зонах внутриконтинентальных геосинклиналей (Miyashiro, 1961; Обуэн, 1967; Пейве и др., 1972; Кропоткин, 1973). Следует, однако, заметить, что, если в миогеосинклиналях всегда устанавливается сиалическое основание, то симатическое основание эвгеосинклиналей только предполагается по косвенным признакам — главным образом по большим масштабам офиолитовых излияний. В то же время Ж. Обуэн (1967) подчеркивает, что местом излияний офиолитовой магмы является не осевая часть эвгеосинклинальных проги-

бов, а окраина эвгеоантиклинальных поднятий, которые сложены древними гранитоидами.

По теории глобальной тектоники геосинклинали закладываются по границам плит. При этом проводится аналогия между океаническим поясом окраинных геосинклиналей и современными глубоководными желобами, ограничивающими со стороны океана островные дуги Тихоокеанического кольца. Эти желоба рассматриваются как зоны Бенъофа, по которым океаническая плита поддвигается («всасывается») под континентальную (Хаин, 1973; Кропоткин, 1973; Краус, 1963).

Согласно классификации Ж. Обуэна (1967), каждая «истинная» геосинклиналь включает: прогибы (мио- и эвгеосинклинальные) и поднятия (мио- и эвгеоантиклинальные). Геосинклинали имеют преимущественно поясовое строение и ограничиваются с одной или двух сторон континентальными областями (форландами). Геосинклиналь состоит из одной или нескольких элементарных пар (эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь). Эвгеосинклиналь представляет внутреннюю, а миогеосинклиналь — внешнюю часть геосинклинали, прилегающую к форланду. По взаимному расположению элементарных пар выделяются сложные геосинклинали с центробежным или центростремительным характером симметрии.

Эвгеосинклинальные прогибы являются центром тектогенеза и инициального основного и ультраосновного (офиолитового) вулканизма. При изучении тектоники Эллинид Ж. Обуэн обнаружил запаздывание в развитии миогеосинклинали по сравнению с эвгеосинклиналью. Эту закономерность он назвал геосинклинальной полярностью. После отложения флиша в геосинклинали происходит орогенез (горообразование) и тектогенез (складкообразование, сопровождающееся тектоническими покровами). В Альпийской зоне эвгеосинклинальные толщи часто надвигаются на миогеосинклинальный автохтон. Ж. Обуэн отмечает также орогеническую полярность, заключающуюся в отставании орогенеза в миогеосинклинали по сравнению с эвгеосинклиналью. Он проследил в Эллинидах перемещение орогенеза (орогеническую полярность) от начала эоцена в эвгеосинклинали до середины миоцена в миогеосинклинали.

Изложенная концепция развития и строения геосинклиналей Ж. Обуэна представляет собой стройное обобщение, формулирующее основные закономерности не только эволюции тектонических процессов в геосинклинали, но также и пространственного размещения геосинклинальных зон (геотектоническое районирование) и перемещения тектонических процессов по латерали (геосинклинальная и орогеническая полярности). Ж. Обуэн (1967) попытался применить полученные выводы по альпинидам (Эллиниды) к исследованию тектоники герцинид, каледонид и карелид Европы. По отношению к карелидам Балтийского щита эту попытку нельзя признать удачной, поскольку Свекофеннская

зона по составу толщ скорее отвечает миогеосинклинали, а не эвгеосинклинали, как считает Ж. Обуэн. Кроме того, свекофениды и ятулий являются разновозрастными образованиями и не могут сопоставляться в единой геосинклинали (Кратц, 1963, 1971; Шуркин, 1968). Больше имеется оснований для сопоставления свекофенид и карелид Карелии и Финляндии.

Особенности орогенной тектоники геосинклиналей. Опускания в геосинклиналях обязательно сменяются поднятиями (общей инверсией), т. е. орогенезом, который сопровождается складкообразованием. Такова общеизвестная схема «замыкания» геосинклиналей. Эта схема сейчас конкретизирована многими тектонистами. Прежде всего установлено, что при орогенезе происходит сильное тангенциальное сжатие подвижной области, которое сопровождается сдвигами, тектоническими покровами, надвигами и поддвигами (Пейве, 1956; Обуэн, 1967; Гансер, 1967). При этом развитие наклонных глубинных разломов способствует формированию асимметричных складок, а также аллохтонных чешуй сиалического основания.

При изучении орогенной тектоники важно определить направление горизонтальных перемещений масс при тектогенезе. Ж. Обуэн (1967) описывает надвигание толщ Пиндского эвгеосинклинального прогиба на Ионический миогеосинклинальный прогиб при орогенезе Эллинид. Однако во многих подвижных поясах (Япония, Калифорния) наблюдается надвигание миогеосинклиналей и форландов на эвгеосинклинальные прогибы или поддвигание последних под первые (Добрецов и др., 1974; Кропоткин, 1973; Маракушев, 1971; Coleman, 1971).

Изучение тектоники Эллинид позволило Ж. Обуэну (1967) сделать вывод о перемещении орогенеза и тектогенеза во времени и в пространстве от эвгеосинклиналей к миогеосинклиналям (орогеническая полярность), однако во многих подвижных поясах не установлены существенные различия в абсолютном возрасте пород разных структурно-фациальных зон (Miyashiro, 1961).

Согласно концепции глобальной тектоники континентальная кора рассматривается как структуры сжатия, т. е. «...зоны, куда, начиная с докембрия были согнаны, спрессованы вместе все обломки первичной гранитной коры в процессе горизонтальных перемещений» (Кропоткин, 1973). Во многих фанерозойских складчатых областях срединные массивы и геосинклинальные поднятия, сложенные преимущественно докембрийскими гранитоидами, занимают большие площади, а Гималаи, например, рассматриваются не как типичная геосинклиналь, а как «вздыбленные» и сжатые чешуи, сложенные докембрийскими образованиями, сопоставляемыми с аналогичными породами Индийского щита (Гансер, 1967). При орогенезе обычно происходит утолщение земной коры и возникновение «корней гор» (Кропоткин, 1973; Краус, 1963).

По существующим данным создается несколько противоречивая картина орогенной тектоники геосинклиналей, хотя основные закономерности намечаются с достаточной определенностью.

Полицикличность подвижных областей. Подвижные области, начиная с раннепротерозойских, являются полициклическими, поскольку развиваются на сиалическом основании (по крайней мере в миеосинклиналях), сформировавшемся в ранний геосинклинальный цикл. Характерно, что в фанерозойских геосинклиналях оно большей частью сложено докембрийскими гранитоидами, во многих случаях хорошо сопоставляющимися с породами докембрийских щитов (Гансер, 1967).

Сиалическое основание подвижных областей выходит на поверхность в виде срединных массивов, форландов, геоантиклиналей и мелких блоков, которые активно участвуют в складчатости, часто составляя аллохтон покровов и надвигов (Добрецов и др., 1972, 1974; Гансер, 1967; Обуэн, 1967). Переработка этих выступов основания при образовании молодой складчатой системы обычно весьма значительная. Это фиксируется по наложению на них молодой метаморфической зональности (Добрецов и др., 1972; Обуэн, 1967), а также по данным изотопных определений в породах выступов фундамента, которые отвечают возрасту молодого орогенеза (Гансер, 1967).

Не ясно происхождение гранитоидных (гранито-гнейсовых или гнейсо-мигматитовых) куполов и окружающих их межкупольных синклиналей. Многие геологи считают купола выступами архейского фундамента, переработанными и ремобилизованными в последующем тектоническом цикле (Escola, 1949; Судовиков, 1954). На щитах они окружены синклиналями, сложенными нижнепротерозойскими суперкрупными толщами (Горлов, 1972).

Морфология подвижных областей. Форма и размеры подвижных областей — важные показатели характера их тектонического развития. Для фанерозойских складчатых областей типична поясовая форма. В формировании поясовых геосинклиналей очевидна ведущая роль крупных глубинных разломов (Пейве, 1956). Для мезозойских складчатых областей Тетиса и Тихоокеанского кольца особенно типичны линейные пояса. Их протяженность — сотни и тысячи километров, а ширина — от нескольких десятков до первых сотен километров. Поясовую форму имеют многие герцинские и каледонские складчатые области (Урал, Тянь-Шань, Аппалачи, Анды, Скандинавские горы и т. д.). В то же время многие подвижные области независимо от возраста отличаются сложной мозаичной формой, а геосинклинальные прогибы располагаются между изометричными срединными массивами или геоантиклиналями, сложенными преимущественно докембрийскими гранитоидами. Такую структуру имеют, например, герциды Европы, Казахского мелкосопочника. Широко распространены подвижные области промежуточной мозаично-поясовой формы. По размерам (ширине) геоантиклиналей можно предпола-

гать крупно- или мелкоблоковую структуру подвижной области, а по ширине геосинклинальных прогибов и мощности отложенных в них толщ — степень развития данной геосинклинальной зоны или геосинклинали в целом.

Таким образом, для характеристики формы подвижной области можно использовать степень вытянутости (отношение длины подвижной области или отдельной зоны к ширине), степень линейности (преимущественная ориентировка геосинклинальных зон), характер деления на блоки (по размерам и количеству геосинклинальных поднятий фундамента) и степень развития как всей геосинклинали, так и отдельных геосинклинальных прогибов (по их ширине и мощности слагающих толщ).

Хотя докембрийским подвижным областям присуща мелкоблоковая мозаичная структура со слабой линейностью и вытянутостью, а для фанерозойских геосинклиналей — узкие пояса с ясной линейностью, достаточно хорошо известны и примеры противоположного характера. Это свидетельствует о том, что морфология подвижной области определяется не столько возрастом, сколько особенностями тектоники конкретной геосинклинали.

Региональный метаморфизм в эволюции геосинклиналей. Большинство петрологов связывают метаморфизм с орогенезом в подвижной области (Wenk, 1962; Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970, 1974; Обуэн, 1967). Складкообразование и метаморфизм также рассматриваются как сопутствующие процессы. Этот вывод прежде всего основывается на синтетектоническом характере кристаллизации минералов метаморфических пород. С другой стороны, складкообразование (его главная фаза), а также формирование надвигов и поддвигов приурочиваются к этапу орогенных поднятий (общей инверсии) в геосинклинали.

Ж. Обуэн (1967) считает представление об эмбриональном тектогенезе ошибочным и рассматривает метаморфизм (по крайней мере частично) как более поздний, чем тектогенез, т. е. метаморфизм является посттектоническим или позднектоническим, так как позднегеосинклинальные формации (моласса) им не затронуты. «Результаты исследования альпийских систем ставят под сомнение представление о дотектоническом (т. е. доскладчатом) геосинклинальном метаморфизме. Эленберже установил, что альпийские «блестящие сланцы» были метаморфизованы позднее надвигания слагавших их первоначально осадков на миогеоантиклинальное Бриансонское поднятие, а не в период их залегания *in situ* в эвгеосинклинальном Пьемонтском прогибе. Венк в Западных Альпах описывает региональный метаморфизм, сопровождающийся внедрением гранитных интрузий, причем оба этих процесса были более поздними, чем крупные тектонические события. Зоны изоморфизма секут тектонические единицы» (Обуэн, 1967).

Известно, что при простом погружении на большие глубины не происходит метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ. Для

этого необходим достаточно интенсивный тепловой поток, который всегда связан с орогенезом (Wenk, 1962; Винклер, 1969). Однако увеличение мощности осадков затрудняет теплоперенос. Если еще учесть эндотермичность метаморфических реакций дегидратации, то естественен вывод: на стадии погружения метаморфизм проявляется в минимальных масштабах (Добрецов и др. 1974).

Таким образом, начальный геосинклинальный метаморфизм маловероятен. Региональный метаморфизм сопровождает орогенез в геосинклинали, причем, учитывая орогеническую полярность (Обуэн, 1967), можно ожидать запаздывание метаморфизма в миогеосинклинали по сравнению с эвгеосинклиналью.

Полициклическое геосинклинальное развитие сопровождается региональным полиметаморфизмом. Метаморфизм в подвижной области накладывается на породы основания в срединных массивах, геоантиклиналях, а возможно и в форландах, уже претерпевших метаморфизм в ранние циклы. Эти выступы основания участвуют в молодой метаморфической зональности, а минеральные парагенезисы древних пород почти полностью перерабатываются последним метаморфизмом (Miyashiro, 1961; Добрецов и др., 1972; Гансер, 1967).

Пространственная связь метаморфизма с тектоникой. В поперечном сечении складчатых поясов нередко обнаруживается определенное латеральное изменение условий регионального метаморфизма. Это явление пока не имеет однозначной тектонической интерпретации. Ж. Обуэн (1967) считает, что степень метаморфизма увеличивается от внутренних частей геосинклинали к внешним в альпинидах и герцинидах Европы. Этот вполне логичный на первый взгляд вывод о затухании метаморфизма от оси подвижного пояса к его периферии (т. е. от эвгеосинклинали к миогеосинклинали и форланду) не согласуется с данными о распределении условий метаморфизма в парных метаморфических поясах (Miyashiro, 1961). А. Мияширо описал парные метаморфические пояса преимущественно мезозойского возраста Тихоокеанского кольца (Японские о-ва, п-ов Калифорния, о-ва Сулавеси, Новая Зеландия). Эти парные метаморфические пояса образованы на месте окраинных геосинклиналей и располагаются на границе континента и океана. Они состоят из внутреннего метаморфического пояса, прилегающего к континенту, и внешнего, граничащего с Тихим океаном.

Метаморфизм внутреннего континентального пояса относится к среднетемпературному андалузит-силлиманитовому типу или промежуточной группе низкого давления. Мезозойские метаморфические породы пояса большей частью терригенные и отложены на сналическом основании, выступы которого занимают большие площади и сложны докембрийскими образованиями, испытавшими фанерозойский метаморфизм. В зональных комплексах встречаются породы всех фаций — от зеленосланцевой до грану-

литовой (плато Абукума). Температура метаморфизма в континентальном поясе предполагается 300—700°С, а общее давление — 4—7 кбар (Miyashiro, 1961).

Метаморфизм внешнего океанического пояса относится к жадеит-глаукофановому типу или промежуточной группе высокого давления. Метаморфические породы здесь представлены преимущественно основными вулканитами, а также граувакками. Характерны крупные интрузии габброидных и ультраосновных (серпентиниты) пород. Гранитов нет. В высокотемпературных зонах отмечаются эклогиты. Предполагается океаническое основание пояса. Температура образования пород жадеит-глаукофановой фации 200—500°С, а общее давление — 10—13 кбар. (Miyashiro, 1961; Добрецов и др., 1974). Как видно, условия метаморфизма в поясах описанной пары по температуре и давлению совершенно различны. В континентальном поясе выше температура, но ниже давление, чем в океаническом.

Океанический внешний пояс по набору геосинклинальных формаций отвечает эвгеосинклинальному прогибу, а континентальный внутренний пояс — миогеосинклинальному прогибу или геоантиклинальному поднятию (понятия «внешний» и «внутренний» метаморфические пояса характеризуют их расположение по отношению к континенту и в данном случае противоположны принятым для определения зон геосинклинали).

Структурное сочленение парных метаморфических поясов обычно выражается в надвигании континентального пояса на океанический (или в поддвигании в противоположном направлении) по наклонным зонам глубинных разломов, падающих под континент. Например, на океанические метаморфические пояса Санбагава (Японские о-ва) и Францисканский (п-ов Калифорния) надвинуты континентальные пояса Риоке-Абукума и комплекс Большой Долины (Miyashiro, 1961; Бейли и др., 1969; Маракушев, 1971; Добрецов и др., 1971, 1974; Ernst, 1971).

Можно наглядно проиллюстрировать повышение температуры и уменьшение давления метаморфизма от океанического эвгеосинклинального метаморфического пояса к миогеосинклинальному и далее к форланду (или геоантиклинальному поднятию) на примере Центрального Чили (Gonzalez e. a., 1970). Узкий палеозойский метаморфический пояс Центрального Чили, шириной 20—40 км, расположен между берегом Тихого океана и крупным гранитным батолитом. Вдоль самого побережья океана располагается пояс шириной от 5 до 30 км, сложенный породами серии курепто. Восточнее проходит узкая полоса пород серии ниривило, рассматриваемая авторами как контактовый ореол гранитного батолита. Ширина пояса Ниривило от 1—2 до 10 км. В северной части района, где он линзовидно расширяется, развит зонально-метаморфический комплекс пород серии пичилему (рис. 1).

Серия курепто представлена зелеными и филлитовидными сланцами с парагенезисами: кварц + мусковит + хлорит + альбит,

кварц + мусковит + биотит + альбит + спессартин. Эти породы слагают три меридиональные метаморфические зоны. В самой прибрежной зоне в зеленых сланцах отмечаются пьмонтит, лавсонит и глаукофан, что позволило авторам отнести метаморфизм пород серии Курепто к промежуточной группе высокого давления. По формационному составу толщ пояса Курепто отвечает эвгеосинклинальному прогибу.

По парагенезисам минералов метапелитовых сланцев и гнейсов пояса Ниривило отчетливо отмечается увеличение температуры метаморфизма с запада на восток. В этом направлении в пределах пояса следуют меридиональные метаморфические зоны альбит-хлорит-биотитовых сланцев, андалузит-слюдистых сланцев и силлиманит-ортоклазовых гнейсов. Последняя зона прилегает к гранитному батолиту. Наличие андалузита указывает на низкое давление при метаморфизме пород серии ниривило.

Серия пичилему, подобно серии ниривило, представлена преимущественно метапелитами и метапесчаниками. По минеральным парагенезисам породы этих серий также близки между собой. В пределах пояса Пичилему выделено пять метаморфических зон. Температура метаморфизма здесь также отчетливо увеличивается с запада на восток от зеленосланцевой до гранулитовой фации и выделяются зоны: 1) биотитовая (с западной хлоритовой подзоной), 2) гранат-олигоклазовая, 3) андалузит-ставролитовая, 4) мусковит-силлиманитовая, 5) силлиманит-ортоклазовая. Последняя зона примыкает к гранитному батолиту. В ней отмечаются гнейсы и чарнокиты с минеральными парагенезисами: кварц + биотит + силлиманит + плагиоклаз + ортоклаз + кордиерит + гранат и кварц + плагиоклаз + микроклин + клинопироксен + гиперстен, которые отвечают гранулитовой фации.

Пояса Ниривило и Пичилему по составу толщ соответствуют миогеосинклинальному прогибу. Гранитный батолит, по на-

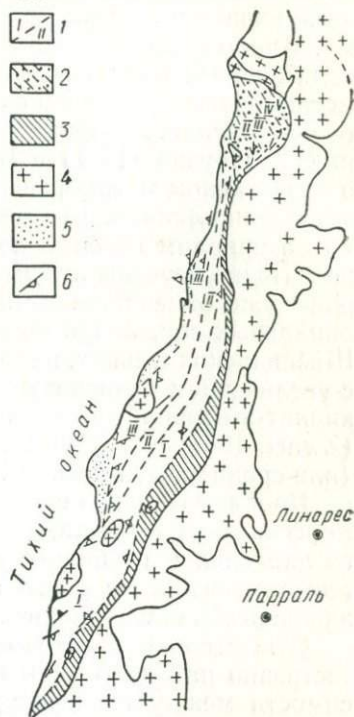


Рис. 1. Схематическая карта распределения фациальных серий и метаморфических фаций в Центральном Чили (масштаб 1 : 1 250 000) (Gonzalez e. a., 1970).

Метаморфические серии: 1 — Курепто, 2 — Пичилему, 3 — Ниривило, 4 — гранитный батолит; 5 — кайнозойские осадки; 6 — элементы залегающих сланцеватости.

шему мнению, следует рассматривать как форланд Чилийской геосинклинали. Сложен он, вероятно, переработанными гранитоидами докембрийского основания.

На примере Центрального Чили видно, что от эвгеосинклинали к миогеосинклинали и форланду (от океана к континенту) увеличивается температура и уменьшается давление метаморфизма. Аналогичная закономерность наблюдается во всех парных метаморфических поясах японского типа. В них выявлена четкая метаморфическая специализация структурно-фациальных зон геосинклинали. Альтернативным этому выводу является заключение Ж. Обуэна (1967) и В. В. Хлестова (Добрецов и др., 1972) о повышенном метаморфизме в осевой части геосинклинали, т. е. в эвгеосинклинали. Возможно, метаморфические пояса Европы, по материалам которых делает свои выводы Ж. Обуэн, еще недостаточно изучены в этом аспекте. В некоторых альпинидах Европы уже отмечается метаморфическая специализация геосинклинальных зон, аналогичная парным поясам японского типа. В Швейцарских Альпах, например, описан зональный метаморфизм с увеличением температуры от фации глаукофановых сланцев до кианит-амфиболитовой фации с севера-запада на юго-восток, (Zwart, 1967; Ernst, 1971), т. е. от эвгеосинклинали к форланду (или срединному массиву).

Проблема сверхдавления. Чтобы понять взаимосвязь метаморфизма и тектоники, необходимо выяснить соотношение общего давления и глубинности метаморфизма. Определение палеогеотермических градиентов метаморфизма непосредственно связано с решением этой проблемы.

Существование современных геотермических градиентов естественно наводило на мысль о прямо пропорциональной зависимости между температурой и давлением нагрузки при метаморфизме. Однако установление геотермических градиентов метаморфизма непосредственно по температурам и давлениям метаморфических реакций затруднено. Во многих регионах обнаружено независимое изменение температуры и давления: либо отмечается изобарическая температурная метаморфическая зональность, либо на относительно небольших площадях фиксируется отдельно зональность по температуре и давлению (Miyashiro, 1961; Кориковский, 1969; Кебезинская, 1971). Сложность проблемы состоит в том, что по общему давлению невозможно определить глубинность метаморфизма. Большинство петрологов считают, что оно состоит из литостатического давления и сверхдавления, которое является дополнительной и независимой переменной, хотя его величина и природа представляются по-разному (Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970, 1972, 1974; Zwart, 1967; Глебовицкий, 1973). Г. Зварт ограничивает сверхдавление 10—15% общего давления, определяемого глубиной. Г. Винклер считает, что тектоническое сверхдавление (стресс) может достигать 2—3 кбар, а В. С. Соболев (Добрецов и др., 1970) оце-

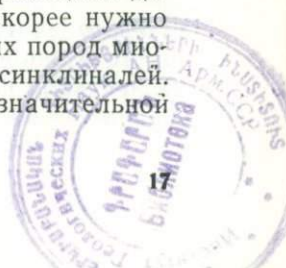
нивает его до 5 кбар. Изучая избыточные напряжения в земной коре, П. Н. Кропоткин (1972) пришел к выводу, что горизонтальное тектоническое сжатие ориентировано перпендикулярно осям раннепалеозойских складчатых поясов и превышает литостатическое давление на 2000—3500 атм на глубинах 10—40 км; это составляет 30—40% давления нагрузки.

Оценка эрозионного среза пока мало помогает установлению истинной глубины метаморфизма, поскольку давление нагрузки при метаморфизме создается не толщей пород при нормальном залегании в геосинклиналином прогибе, а надвинутыми друг на друга при орогенезе обычно круто залегающими чешуями, составленными из смятых и раздавленных толщ и геогантиклинальных выступов фундамента. Если, например, допустить, что давление при метаморфизме парных поясов японского типа было лишь литостатическим, то необходимо также допустить в два-три раза большую эрозию океанического пояса (Санбагава), чем континентального (Риоке-Абукума), хотя последний был надвинут при орогенезе на первый.

Наличие тектонического сверхдавления при метаморфизме подтверждается многими геологическими наблюдениями: приуроченностью глаукофанового метаморфизма к зонам глубинных разломов, блоковой структурой эклогитов и глаукофановых сланцев (Coleman, 1971), закономерным и часто постепенным нарастанием давления, сопровождаемым падением температуры в парных метаморфических поясах.

Сверхдавление при метаморфизме может также создаваться выделившимся при реакциях флюидом. Величина такого газового сверхдавления может превышать давление нагрузки на многие тысячи бар (Винклер, 1969). Н. Л. Добрецов (1974) максимальное газовое сверхдавление оценивает в 10 кбар. Он использует представление о «буферном» флюидном сверхдавлении для объяснения высоких давлений (до 15—16 кбар) глаукофанового метаморфизма, в то время как, по его мнению, глубина погружения составляла всего 7—15 км.

Хотя газовое сверхдавление в принципе возможно, значительным его величинам противоречат некоторые данные. Например, нахождение среди глаукофановых сланцев тел эклогитов, которые образуются при низких давлениях воды. При большом газовом сверхдавлении следовало бы ожидать значительных перепадов давления на границах слоев разного состава. В зонально-метаморфических комплексах с ростом температуры давление должно скачкообразно увеличиваться по границам метаморфических зон, поскольку эти границы отвечают критическим реакциям дегидратации. Кроме того, газовое сверхдавление скорее нужно ожидать при метаморфизме богатых водой глинистых пород миеосинклиналей, нежели основных вулканитов эвгеосинклиналей. Все перечисленные ожидаемые эффекты даже в незначительной степени не наблюдаются.



Таким образом, сверхдавление часто составляет существенную долю общего давления при метаморфизме; оно имеет преимущественно тектоническую природу и закономерно увеличивается от миогеосинклинали к эвгеосинклинали (на примере парных метаморфических поясов). Однако количественное определение сверхдавления пока еще не надежно, так же как и палеотермических градиентов метаморфизма.

Выводы. В фанерозойских подвижных областях взаимосвязь метаморфизма и тектоники закономерна. Региональный метаморфизм связан с орогенным этапом развития геосинклиналей. Отмечается метаморфическая специализация структурно-фациальных зон геосинклинали. В парных метаморфических поясах закономерно увеличивается температура метаморфизма от эвгеосинклинали к миогеосинклинали и уменьшается давление в противоположном направлении.

Поднятые в настоящей главе проблемы намечают пути исследования метаморфической зональности докембрийских образований. На основании изучения взаимосвязи метаморфизма и тектоники Украинского щита и других щитов будет рассмотрена актуальность этих проблем для докембрия.

ОЧЕРК ТЕКТОНИКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКОГО ЩИТА

Степень метаморфизма как критерий возрастного расчленения пород использовалась украинскими геологами для стратиграфии и тектонического анализа докембрия Украинского щита еще в довоенное время (М. Н. Безбородько, В. М. Чирвинский, Д. М. Соболев, Ю. Ир. Половинкина, Л. Г. Ткачук, Н. И. Свистальский, П. П. Пятницкий и др.). Суть представлений этих геологов состоит в выделении древней толщи высокометаморфизованных архейских гнейсов, выше которых залегает нижнепротерозойская криворожская толща низкометаморфизованных пород. Украинский щит рассматривается ими как складчатое сооружение, состоящее из двух структурных ярусов: архейского (бугиды) и раннепротерозойского (саксаганиды). Каждый из этих ярусов сформирован в геосинклинальный цикл, начинающийся осадконакоплением и завершающийся складкообразованием и интрузивным гранитным магматизмом. Породы верхнего структурного яруса слабо распространены и локализируются в узких субмеридиональных троговых синклиналиях типа Криворожской. Многие геологи разделяют эти взгляды почти в неизменном виде и в настоящее время (А. Н. Козловская, И. С. Усенко, В. М. Гладкий и др.).

Авторы современных схем стратиграфии и тектонической истории докембрия УЩ основываются на данных изотопного возраста пород, и поэтому новые схемы во многом отличаются от довоенных. По современным представлениям высокометаморфизованные гнейсовые толщи считаются нижнепротерозойскими и сопоставляются с разными свитами криворожской серии для части щита, расположенной западнее Криворожско-Кременчугской зоны. Для Среднего Приднепровья в новых стратиграфических схемах существенно метабазитовые осадочно-вулканогенные толщи и плагиограниты относят к архею (Бабков и др., 1970; Доброхотов, 1967, 1969; Никольский и др., 1960; Каляев, 1965, 1972; Семененко и др., 1965, 1967, 1972; Щербак и др., 1970; Я. Белевцев, 1971; Рябенко, 1970; Этингоф, 1968).

Вполне понятно, что тектоническое районирование отвечает принятым стратиграфическим схемам, и поэтому области развития архейских и нижнепротерозойских образований практически поменялись местами. Не изменилось лишь положение нижнепро-

терозойской Криворожско-Кременчугской зоны, которая располагается на границе областей распространения гнейсовой нижнепротерозойской и метабазитовой (конкско-верховцевской) архейской серий. В связи с этим многие геологи делят криворожскую серию на несколько разновозрастных серий, или толщ. Чаще всего в самостоятельную архейскую серию выделяют метабазитовую свиту криворожской серии (Никольский и др., 1960; Бабков и др., 1970; Семененко и др., 1965). Н. П. Семененко и др. (1967, 1972) расчленяет криворожскую серию на три: метабазитовую, криворожскую и ингулецкую.

Только Г. И. Каляев не проводит по Криворожско-Кременчугской зоне резкой границы между областями развития архейских и нижнепротерозойских образований. Напротив, он рассматривает эту зону как передовой прогиб Среднеприднепровской геосинклинали и выступает против расчленения криворожской серии на несколько серий, поскольку границы между свитами (в частности, между метабазитовой и нижней свитами) нельзя принимать за важнейшие исторические рубежи, так как в этот период не происходит перестройки плана складчатости.

Наряду с наиболее распространенными представлениями о двух циклах геосинклинального развития в докембрии Украинского щита существуют многоциклическая (семь—восемь циклов) схема Н. П. Семененко и др. (1965, 1972) и моноциклическая схема Г. И. Каляева и др. (1972).

Концепция Г. И. Каляева основана на формационном анализе геосинклинальных толщ, которые, по его мнению, накапливались лишь в пределах геосинклинальной системы Большого Кривого Рога и Белоцерковско-Одесской геосинклинальной ветви. В ранних работах Г. И. Каляев (1965) еще признавал разделяющие эти раннепротерозойские геосинклинальные системы протоплатформенные архейские блоки, или срединные массивы, — Приазовский, Кировоградский и Житомирский (Вольно-Подольский), гнейсовые толщ которых сформировались в архейский геосинклинальный цикл (днепровская серия). Позднее Г. И. Каляев (1972) отказался от этих представлений и считает, что формирование протоплатформенных блоков происходило в доорогенный этап одного цикла геосинклинального развития Украинского щита (архей + ранний протерозой).

По данным формационного анализа геосинклинальных толщ Г. И. Каляев выделяет в пределах геосинклинальной системы Большого Кривого Рога внутреннюю эвгеосинклинальную зону Среднего Приднепровья, которая обрамлена с запада и востока краевыми прогибами — Криворожско-Кременчугским и Орехово-Павлоградским. Для этих прогибов характерны, в отличие от диабазо-спилитовой формации, эвгеосинклинали, терригенные миогеосинклинальные формации.

К орогенному этапу Г. И. Каляев относит рост гранитных (гнейсо-мигматитовых) куполов, в которых происходило магма-

тическое замещение толщ, отвечающих группе доинверсионных формаций первой половины цикла.

Некоторые геологи высказываются за особый негеосинклинальный характер развития земной коры в архее (Павловский, 1963; Доброхотов, 1967; Рябенко, 1970; Лазько, 1969, 1970). Е. М. Лазько относит к догеосинклинальным образованиям высокотемпературные породы гнейсовой толщи гранулитовой и амфиболитовой фаций УЩ. В. А. Рябенко считает, что вокруг архейских ядер (глыб), образованных в нуклеарную стадию, формируются ранне- и среднепротерозойские шовные синклинали.

Почти все исследователи докембрия УЩ отмечали, что ядра антиклинальных складчатых структур сложены гранитоидами (Н. И. Безбородько, Ю. Ир. Половинкина, Н. П. Семененко, И. С. Усенко и др.). Эту закономерность они объясняют тем, что в ядрах антиклиналей создавались благоприятные условия для интрузии гранитов или гранитизации суперкрупных толщ, в отличие от ядер синклиналей. Крайнее выражение эта точка зрения нашла в представлениях Г. И. Кальева (1965, 1970), который считает, что гранитизация вызывает рост и подъем гнейсо-мигматитовых куполов (гранитный диапиризм) и является причиной формирования так называемой глубинной докембрийской складчатости. Между куполами располагаются межкупольные синклинали, сложенные негранитизированными породами.

Изучение тектоники и стратиграфии докембрийских образований Украинского щита в настоящее время не дает однозначных результатов. Одновременно существует более десятка различных, часто взаимоисключающих друг друга стратиграфических схем и представлений о тектонической истории щита, которые к тому же продолжают изменяться с появлением новых факторов, приспособляясь к последним, а не прогнозируя их. Такое положение объясняется тем, что многие исследователи отдают предпочтение какому-то одному критерию без использования их совокупности, что особенно важно при исследовании взаимосвязи метаморфизма и тектоники. Некоторые геологические и геолого-петрографические данные не находят должного объяснения в существующих схемах стратиграфии и тектоники Украинского щита.

В центральной части и на всей территории щита обычно хорошо выделяются два типа геологических структур: поля гранитоидов и полосы метаморфических пород. Поля гранитоидов (или гранитоидные поля) имеют однородное внутреннее строение, форма их в плане изометричная или ромбовидная, реже линейно-вытянутая, размеры в поперечнике от 2—3 до 15—20 км и более. Они сложены гранитными, преимущественно теневыми мигматитами, содержащими небольшое количество реликтов метабазитов, обычно не более 5—20% объема мигматитов. Размеры реликтов составляют сантиметры, дециметры, редко десятки и сотни метров в поперечнике. Кроме пре-

обладающих метабазитами, среди реликтов встречаются железистые кварциты, гнейсы, сланцы и очень редко кальцифиры.

Полосы метаморфических пород (или метаморфические полосы) чаще всего сложены метапелитовыми сланцами или гнейсами в зависимости от степени метаморфизма. Ширина полос от первых сотен метров до 10—20 км. Они разделяют поля гранитоидов между собой. Низкометаморфизованные породы полос не затронуты мигматизацией, гнейсы относительно слабо мигматизированы, а метаморфический субстрат в них преобладает над гранитным (часто пегматитовым) метатектом в противоположность гранитоидам полей. Кроме сланцев и гнейсов в полосах развиты метабазиты, карбонатные породы, белые кварциты, метаультрабазиты и железистые породы.

Выделенные понятия «поле гранитоидов» и «полоса метаморфических пород» примерно соответствуют «гнейсо-мигматитовому куполу» и «межкупольной синклинали» Г. И. Каляева (1965).

Взаимоотношения этих двух типов геологических структур весьма характерны. Контакты полей гранитоидов и полос метаморфических пород, как правило, резкие и контрастные без переходных контактовых метаморфических или мигматитовых зон.

Во многих случаях обнаружено налегание метаморфических пород в полосах на гранитоиды полей. Метаморфические полосы имеют структуру чешуйчатых однокрылых синклиналей и моноклиналей, опрокинутых на восток, а гранитоидные поля составляют ядра антиклинальных структур.

Полосы метаморфических пород обрамляют поля гранитоидов, залегая согласно контактам с последними. Они располагаются как бы по шву, разделяя поля гранитоидов.

В региональном плане центральная часть Украинского щита имеет ячеистую структуру, где центры ячеек заняты полями гранитоидов, а перегородки между ячейками — полосами метаморфических пород.

Иногда внутренняя структура гранитоидных полей имеет север-северо-западную тектоническую ориентировку, которая не согласна с залеганием пород в метаморфических полосах. Это прежде всего касается субширотно или северо-восточно простирающихся метаморфических полос, которые ориентированы вкрест генеральному структурному плану гранитоидных полей.

Субстрат мигматитов гранитоидных полей в центральной части УЩ примерно одинаков и представлен преимущественно метабазитами, в то время как состав пород в метаморфических полосах закономерно меняется с востока на запад. Если в метаморфических полосах района г. Верховцева и пос. Чертомлыка преобладают метабазиты и метаультрабазиты, часто встречаются метакератофиры и железистые породы и редко метапелиты, то в Ингуло-Ингулецком районе наиболее развиты метапелитовые гнейсы, карбонатные породы и белые кварциты; метабазитов и метаультрабазитов нет. Промежуточное положение занимает

Криворожско-Кременчугская метаморфическая полоса, в которой прослеживаются все перечисленные породы, но особенно характерны мощные толщи железистых пород.

Изотопный возраст минералов гранитоидных полей нередко оказывается бóльшим, чем минералов пород метаморфических полос (рис. 2).

При детальном изучении контактов гранитоидов полей и пород метаморфических полос во многих случаях установлен бо-

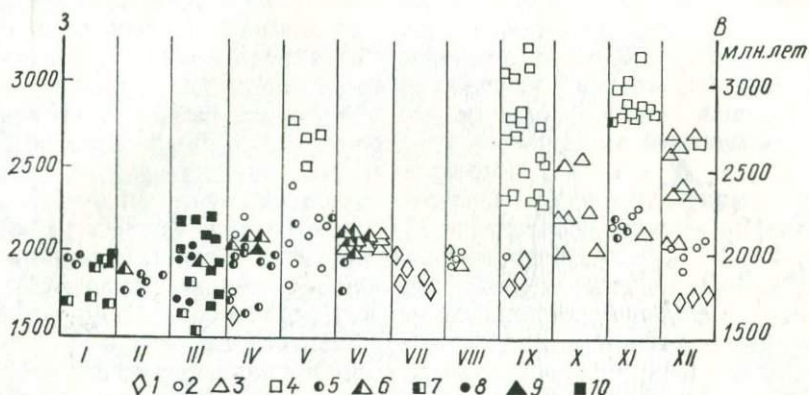


Рис. 2. Сопоставление данных изотопного возраста пород и минералов в центральной части Украинского щита:

I — граниты в районе г. Кировограда; II — ингульские гнейсы; Западно-Ингулецкая полоса: III — верблюдские и боковянские чарнокиты, IV — гнейсы, V — плагиомигматиты, VI — метабазиты в мигматитах; породы криворожской серии в Криворожском бассейне: VII — верхняя свита (K_3), VIII — средняя свита (K_2), IX — нижняя свита (K_1), X — метабазитовая свита (K_0); XI — плагиомигматиты Среднего Приднесья; XII — метаморфические породы Верховцево-Чертомлыкской зоны.

Определения изотопного возраста (K—Ar) по: 1 — породе, 2, 5, 8 — низко-, средне- и высокотемпературным биотитам, 3, 6, 9 — низко-, средне- и высокотемпературным роговым обманкам, 4, 7, 10 — также по аксессуарам (свинцово-урановым методом).

лее древний возраст первых и молодой возраст вторых, что подтверждается существованием древней метаморфизованной коры выветривания гранитоидов, подстилающих толщи метаморфических пород. Такая кора выветривания отмечается не только на саксаганских гранитах, подстилающих криворожскую серию, но и на плагиоклазовых и корфирообластических гранитах Западно-Ингулецкой полосы, на которых залегают белые кварциты, амфиболиты, гнейсы или кальцифиры (Родионовский, Петровский, Артемовский участки).

Поля гранитоидов, сложенные теньевыми мигматитами, часто контактируют с полосами низкотемпературных метаморфических пород зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации.

На территории центральной части УЩ установлено общее увеличение степени метаморфизма пород гранитоидных полей и метаморфических полос с востока на запад. В этом же направлении постепенно изменяется состав гранитоидов полей. С восто-

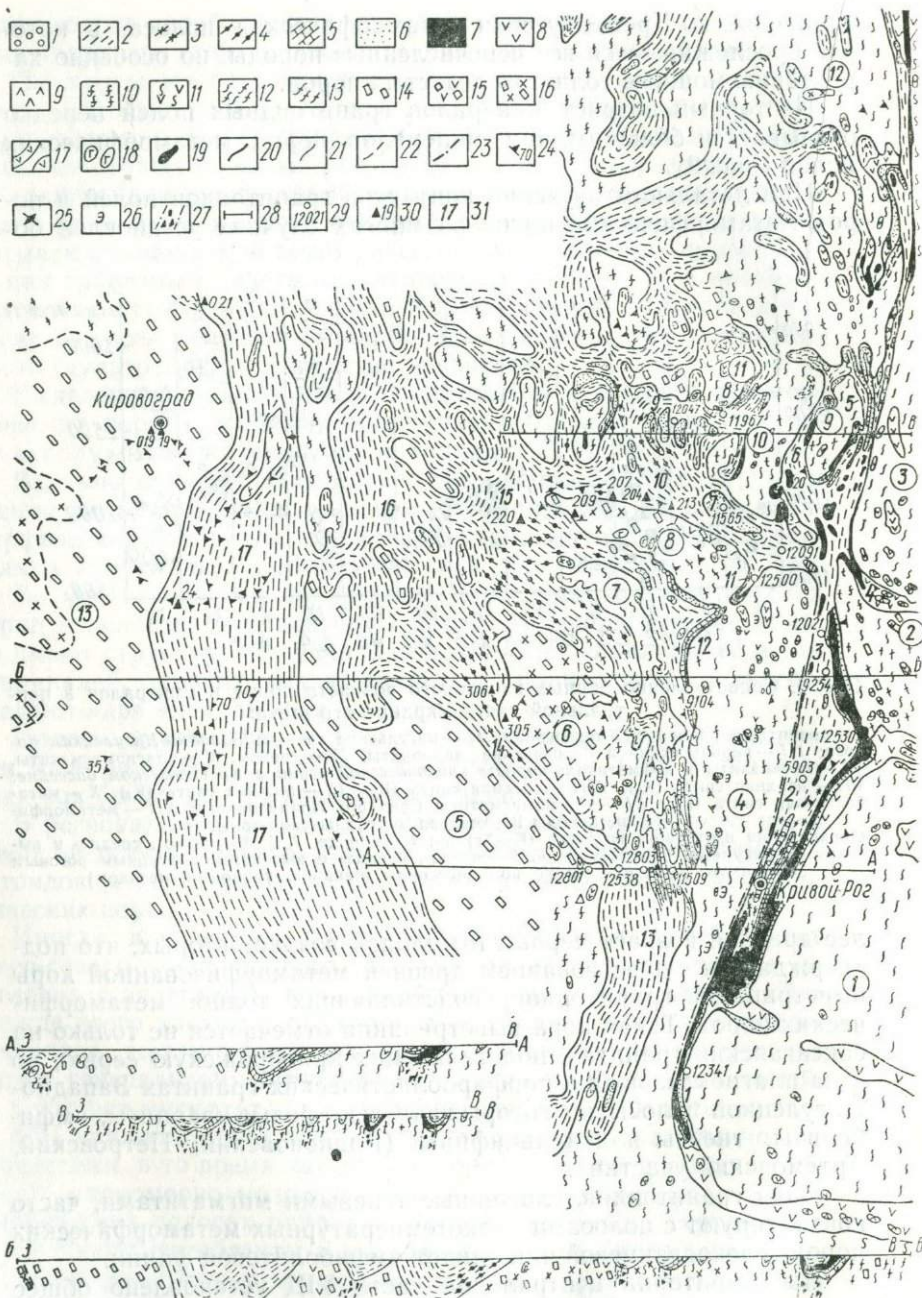


Рис. 3. Схематическая геолого-петрографическая карта центральной части Украинского щита (составлена Р. Я. Белевцевым по собственным данным и материалам трестов «Кривбассгеология», «Киевгеология» и других геологических организаций).

ка на запад плагиограниты сменяются нормальными преимущественно порфиробластическими гранитами.

Можно предложить такую интерпретацию изложенных геологических и геолого-петрографических данных.

В строении докембрийских образований центральной части УЩ выделяются два структурных этажа. Нижний представлен полями гранитоидов, которые рассматриваются как выступы (блоки) архейского кристаллического фундамента. Верхний этаж составляют полосы метаморфических пород, являющиеся межблоковыми раннепротерозойскими синклиналиями.

Блоки сложены древними архейскими плагиомигматитами образованными преимущественно за счет метабазитов. Эти плагиомигматиты в высокотемпературных метаморфических зонах повторно мигматизированы, что обычно выражается в их калишпатизации и образовании полимигматитов.

Межблоковые синклинали сложены метаморфическими вулканогенно-осадочными толщами — стратиграфическими аналогами нижнепротерозойской криворожской серии.

Архейский возраст гранитоидов блоков подтверждается их структурным положением как подстилающих криворожскую серию с угловым несогласием, существованием древней коры выветривания этих гранитоидов, а также определениями изотопного возраста последних в низкотемпературных зонах. В высокотемпературных метаморфических зонах архейские мигматиты в протерозое (PR₁—PR₂) интенсивно переработаны, омоложены и по ним получен возраст этой переработки (рис. 2).

Межблоковые синклинали располагаются на месте древних зон глубинных разломов в архейском основании. Разломную блоковую тектонику последнего хорошо иллюстрирует само расположение межблоковых синклиналей по своеобразной сетке (рис. 3,

Нижнепротерозойские породы межблоковых синклиналей: 1 — конгломераты, 2 — сланцы и гнейсы, преимущественно метapelиты, 3 — хлоритосодержащие сланцы, 4 — гиперстенсодержащие гнейсы, 5 — карбонатные породы, 6 — белые кварциты, 7 — железистые породы, 8 — метабазиты, 9 — метазольтрабиты. Породы выступов архейского фундамента (блоков), переработанные в протерозое. Гранитоиды: 10 — плагиомигматиты биотитовые или роговообманково-биотитовые, 11 — роговообманковые плагиомигматиты, 12 — участки гранитных полимигматитов среди плагиомигматитов, 13 — равномернозернистые гранитные преимущественно темные полимигматиты, 14 — порфиробластические гранитные темные биотитовые полимигматиты, 15 — порфиробластические гранитные темные биотит-роговообманковые полимигматиты, 16 — порфиробластические гранитные полимигматиты с гиперстеном (чарнокиты). Реликты метаморфических пород среди гранитоидов блоков: 17 — метабазитов, 18 — гиперстенсодержащих метабазитов, 19 — железистых кварцитов. Границы: 20 — между блоками и межблоковыми синклиналиями, 21 — между пачками толщ в межблоковых синклиналиях, 22 — между разновидностями гранитоидов в блоках; 23 — линия тектонического нарушения; элементы залегания: 24 — наклонного, 25 — вертикального; 26 — метабазиты с эпидотом; 27 — предполагаемые зоны межблоковых разломов под синклиналиями (на разрезах); 28 — линия разреза; 29 — скважина и ее номер; 30 — обозначение и его номер; 31 — межблоковые синклинали: 1 — Лихмановская, 2 — Саксаганская (Центрально-Криворожская), 3 — Анновская, 4 — Желтореченская, 5 — Желтянская, 6 — Зеленовская, 7 — Березневатская, 8 — Овнянская, 9 — Ново-Стародубская, 10 — Чечелевская, 11 — Петровская, 12 — Ледековская, 13 — Родионовская, 14 — Христофоро-Ивановская, 15 — Верблюжская, 16 — Новгородская, 17 — Ингульская. Цифрами в кружках обозначены блоки: 1 — Саксаганский, 2 — Демуриновский, 3 — Пятыхатский, 4 — Ингулецкий, 5 — Долинский, 6 — Боковянский, 7 — Власовский, 8 — Верблюжский, 9 — Восточно-Зеленовский, 10 — Западно-Зеленовский, 11 — Овнянский, 12 — Кременчугский, 13 — Кировоград-Новоукраинский.

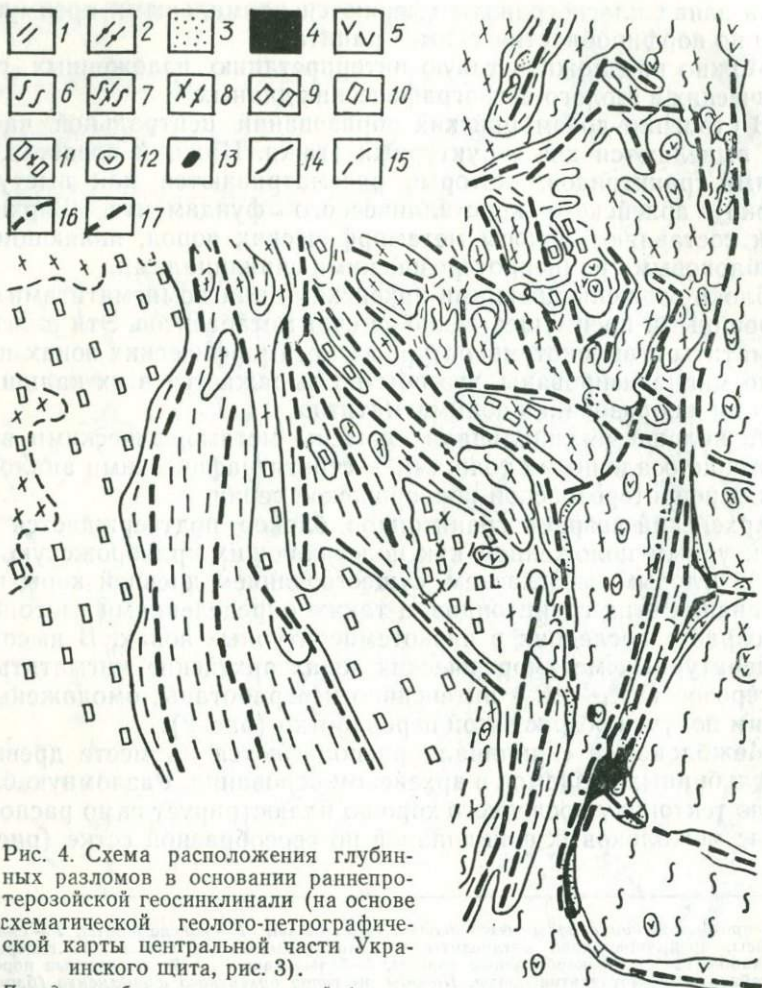


Рис. 4. Схема расположения глубинных разломов в основании раннепротерозойской геосинклинали (на основе схематической геолого-петрографической карты центральной части Украинского щита, рис. 3).

Породы межблоковых синклиналей: 1 — метапелиты, 2 — гиперстеновые гнейсы, 3 — белые кварциты, 4 — железистые породы, 5 — metabазиты; гранитоиды блоков: 6 — плагиомигматиты, 7 — полимигматиты среди плагиомигматитов, 8 — равномернозернистые полимигматиты, 9 — порфиробластические биотитовые полимигматиты, 10 — полимигматиты с роговой обманкой, 11 — чарнокиты; 12 — реликты metabазитов; 13 — реликты железистых пород; 14 — границы между блоками и межблоковыми синклиналими; 15 — границы между разновидностями гранитоидов в блоках; 16 — линия тектонического нарушения; 17 — предполагаемые линии глубинных разломов.

4). Нередко на одной зоне разлома располагается цепь нескольких прерывистых межблоковых синклиналей, между которыми соседние блоки соприкасаются на дневной поверхности. Преобладающая ориентировка межблоковых синклиналей, а поэтому и зон глубинных разломов, субмеридиональная и северо-западная.

В центральной части щита крупные блоки и межблоковые синклинали группируются в чередующиеся субмеридиональные зоны, выделяемые с востока на запад: Верховцево-Чертомлыкская синклиналичная, Саксаганско-Пятихатская блоковая, Криворожско-Кременчугская синклиналичная, Ингулецко-Зеленовская блоковая, Родионовская синклиналичная, Долинско-Боковьянская блоковая, Ингульская синклиналичная и Кировоград-Новоукраинская блоковая. Ширина зон различная — от нескольких до 50 км, по простиранию они также не выдержаны.

От Кировоград-Новоукраинского форланда на восток состав нижнепротерозойских толщ в межблоковых синклиналях закономерно меняется в сторону увеличения степени эвгеосинклинальности* (рис. 3,5—7).

На основании формационного анализа геосинклинальных нижнепротерозойских толщ в центральной части щита можно выделить несколько геосинклинальных прогибов, разделенных геантиклинальными поднятиями.

Верховцево-Чертомлыкская зона с преобладанием офиолитов является эвгеосинклинальным прогибом. Ингуло-Ингулецкую (Родионовско-Ингульскую зону), где нет офиолитов и превалируют терригенные осадочные породы, можно отнести к типичной миогеосинклинали.

Криворожско-Кременчугская зона по формационному составу толщ — промежуточная между эвгеосинклиналью и миогеосинклиналью. Ее можно назвать миоэвгеосинклинальным прогибом.

Эти геосинклинальные зоны разделены более устойчивыми геантиклинальными поднятиями, в пределах которых развиты крупные блоки, отделенные небольшими узкими межблоковыми синклиналями. Последние соединяют соседние геосинклинальные зоны, и, возможно поэтому, эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь не резко отделены друг от друга, как в фанерозойских геосинклиналях, а между ними находится промежуточная миоэвгеосинклинальная зона.

Родионовско-Ингульская миогеосинклинальная зона разделена внутренним Долинско-Боковьянским миогеоантиклинальным поднятием на две подзоны — внутреннюю — Родионовскую и внешнюю — Ингульскую. Они различаются по составу нижнепротерозойских толщ. В Ингульской зоне резко преобладают метасаммитовые и метапелитовые гнейсы, а в Родионовской, кроме того, широко развиты карбонатные породы, белые кварциты, высокоглиноземистые гнейсы и встречаются железистые породы (рис. 3, 6, 7).

* Степень эвгеосинклинальности, или индекс вулканизма (Пушаровский, 1972, с. 75) — это отношение мощности вулканитов (преимущественно инициальных офиолитов) к мощности всей геосинклинальной толщи.

Каждый геосинклинальный прогиб соседствует с геантиклинальным поднятием (эв-, мио-, миоэвгеоантиклиналь). Геосинклинальный прогиб и соседнее к востоку от него геосинклинальное поднятие вместе составляют соответствующее эв-, мио- и миоэвгеосинклинальное пространство (по Ж. Обуэну, 1967).

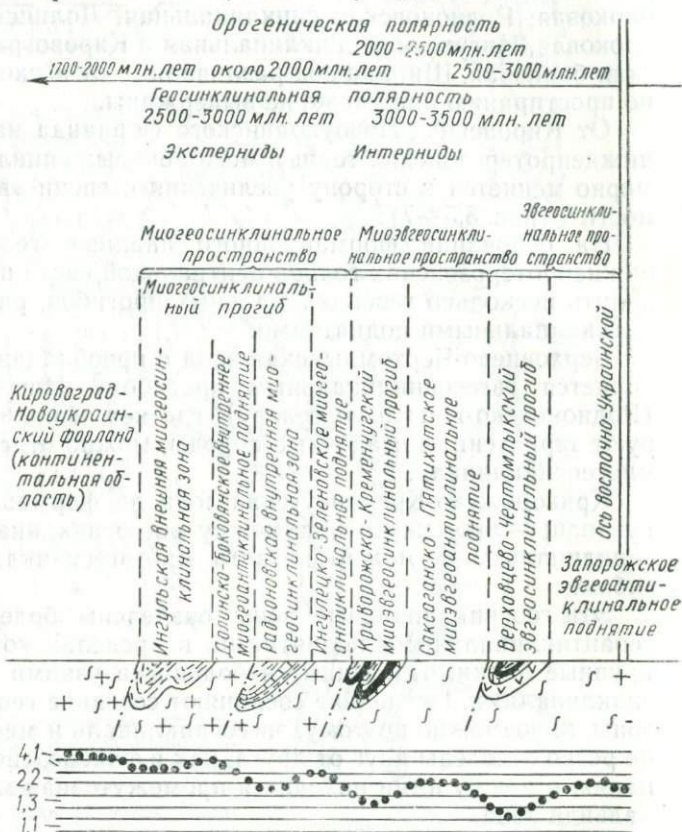
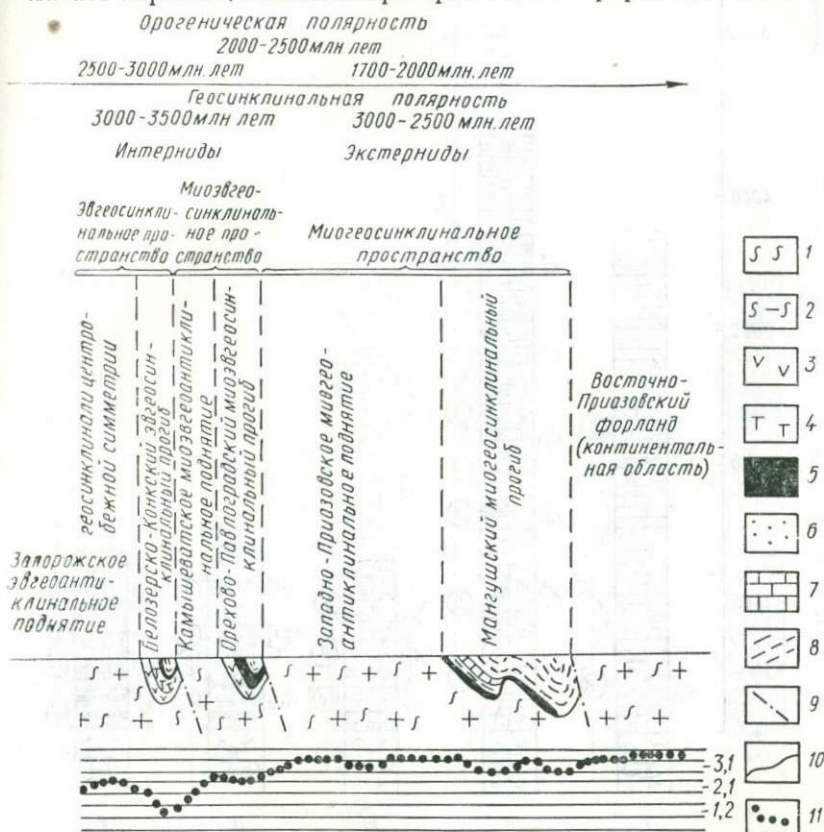


Рис. 5. Схема геотектонического районирования восточной части Украинской платформы. I — плагиомигматиты в архейском фундаменте (блоках), не затронутые повторной (в блоках) образованные Нижнепротерозойские образования в межблоковых синклиналиях; 3 — метабазиты, натные породы, 8 — метapelитовые сланцы и гнейсы; 9 — зоны глубинных разло; II — график изменения степени протерозойского регионального метаморфизма в зеленосланцевой фации; 2,1; 2,2 — субфации эпидот-амфиболитовой фации; 3,1 —

По Запорожскому эвгеоантиклинальному поднятию можно провести ось центробежной симметрии Восточно-Украинской геосинклинали, поскольку к востоку от этой оси симметрично располагаются Белозерско-Конкская эвгеосинклинали, Орехово-Павлоградская миоэвгеосинклинали, Мангушская миогеосинклинали и Восточно-Приазовский форланд (рис. 5).

Особенность структуры Восточно-Украинской складчатой об-

ласти заключается в том, что асимметричные межблоковые синклинали этой области опрокинуты в сторону запорожской оси симметрии, т. е. синклинали центральной части УЩ опрокинуты на восток, а призовской — на запад. Такая структура предполагает перемещение масс при орогенезе от форландов к эвгеосин-



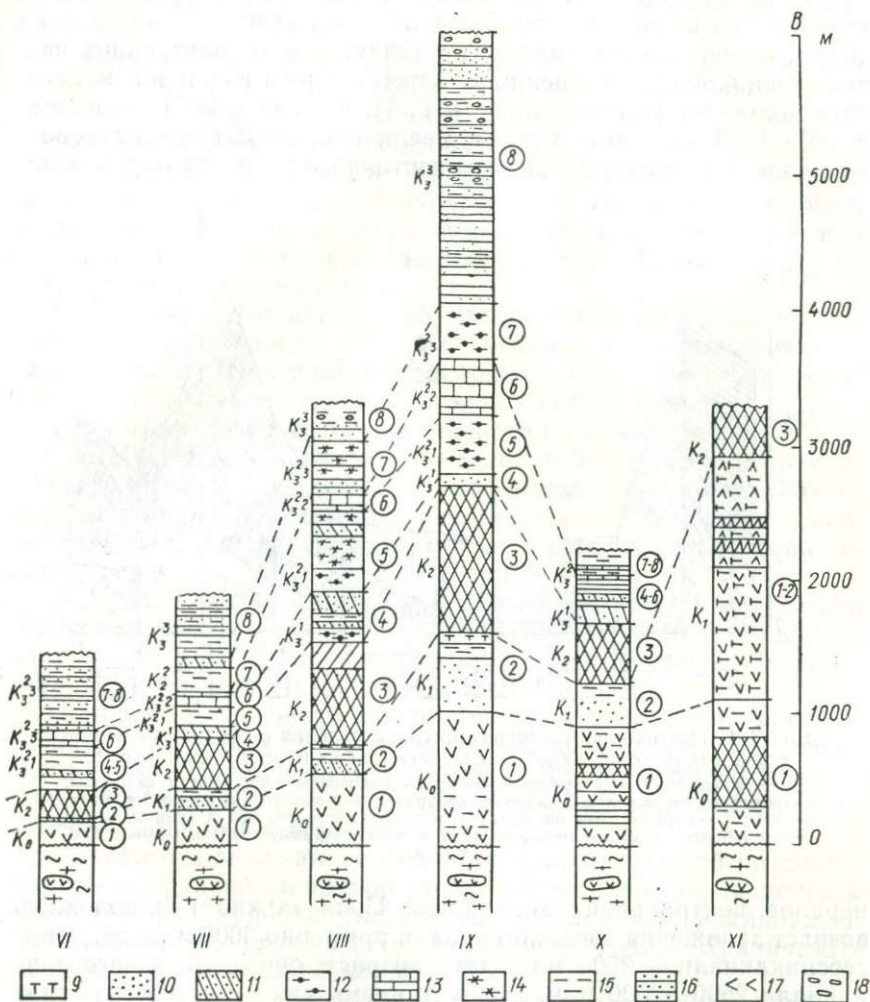
ского щита (поперечный разрез через Восточно-Украинскую раннепротерозейную геосинклиналь):

1 — протерозойской мигматизацией; 2 — полимигматиты в архейском фундаменте в протерозое.

4 — метаультрабазиты, 5 — железистые породы, 6 — белые кварциты, 7 — карбонатов; 10 — границы несогласия между блоками и межблоковыми синклиналими; поперечном сечении восточной части Украинского щита (1,1; 1,2; 1,3 — субфации амфиболитовая фация; 4,1 — гранулитовая фация).

клинали, т. е. форланды оказываются местами горизонтального растяжения, а эвгеосинклинали — сжатия.

В западной части щита можно выделить Западно-Украинскую геосинклиналь, расположенную между Кировоград-Новоукраинским и Волыно-Подольским форландами. По представлениям Ж. Обуэна (1967), в Восточно-Украинской геосинклинали можно ожидать проявления геосинклиальной и орогенической по-



ковых синклиналей с востока на запад в центральной части Украинского това, 1969; Г. И. Каляева, 1965; Н. Т. Рягузова и Ю. Б. Бабкова, 1970; 1959, 1967 и материалы автора).

дубская; V — Овнянская; VI — Зеленовеченская; VII — Желтянская; VIII — Анновская; X — Желтореченская, XI — Верховцевская.

танного в протерозое (в блоках); 2 — реликты метаультрабазитов в гранитоидах фундамента; основные сланцы, 5 — талькосоержащие метаультрабазиты, 6 — метаультрабазиты, 10 — аркозовые песчанники и белые кварциты, 11 — белые кварциты, 12 — высокоглиногнейсы, 15 — метаселиитовые сланцы и гнейсы, богатые биотитом, 16 — метапесчанники 17 — салиитовые гнейсы, 18 — конгломераты. номера пачек соответственно табл. 1.

лярности, которая для центральной части УЩ выразилась в уменьшении возраста седиментации и орогенеза с востока на запад, от эвгеосинклинали к форланду, т. е. от внутренних частей геосинклинали к внешним. Отставание в развитии миогеосинклинали от эвгеосинклинали Г. И. Каляев (1965) оценивает в 500—1000 млн. лет. Хотя эти величины сугубо ориентировочные, они соответствуют данным изотопного возраста пород и ми-

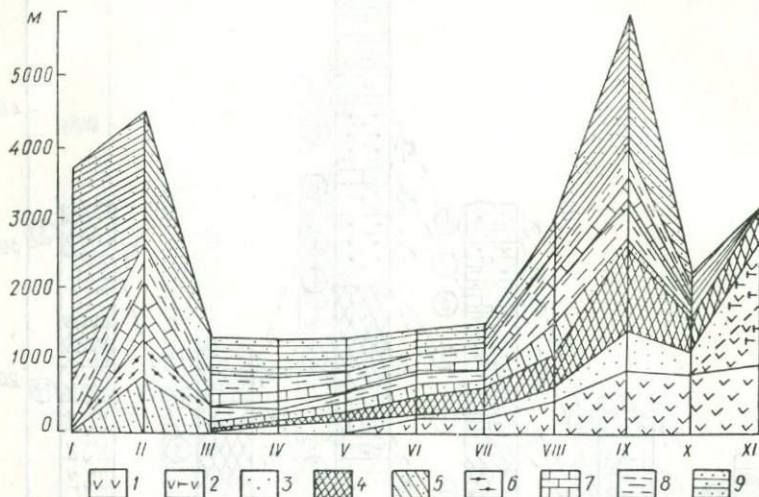


Рис. 7. Схематическая гистограмма сопоставления разрезов нижнепротерозойских толщ межблоковых синклиналей по данным рис. 6:

1 — метабазиты; 2 — метаультрабазиты; 3 — аркозовые песчаники и кварциты; 4 — железистые породы; 5 — белые кварциты; 6 — высокоглиноземистые метapelиты; 7 — карбонатные породы; 8 — метapelитовые сланцы и гнейсы, существенно биотитовые; 9 — метapelитовые гнейсы, бедные биотитом.

нералов центральной части щита. Пока можно предположить возраст заложения эвгеосинклинали примерно 3000 млн. лет, миогеосинклинали — 2500 млн. лет; возраст орогенеза в эвгеосинклинали 2500—2000 млн. лет, в то время как в миогеосинклинали 1700—2000 млн. лет. Однако разница в изотопном возрасте пород и минералов Среднего Приднпровья и Ингуло-Ингулецкой зоны может быть также объяснена влиянием протерозойского регионального метаморфизма и мигматизации. Эти процессы более низкотемпературные в Среднем Приднпровье, и поэтому здесь возможно более сильное увеличение изотопного возраста минералов за счет реликтовых архейских радиоактивных продуктов распада калия, урана и тория. В Ингуло-Ингулецкой зоне высокотемпературный протерозойский региональный метаморфизм вызвал почти полную переработку архейских пород и минералов, более полное удаление древних продуктов распада радиоактивных элементов и установление нового изотопного равновесия, да-

тирующего протерозойский (PR_1 — PR_2) «тотальный» метаморфизм.

Вопросы изотопного возраста докембрийских образований центральной части Украинского щита представляются весьма сложными, во многом неясными и решать их надо с учетом тектоники и истории метаморфических процессов.

Саксаганско-Пятихатское миоэвгеоантиклинальное поднятие состоит из Саксаганского, Демурина и Пятихатского блоков, разделенных межблоковыми синклиналями северо-западного или субширотного простирания: Высокопольской, Александровской, Терновской, Желтореченской.

Криворожско-Кременчугский миоэвгеосинклинальный прогиб разделяется по простиранию на синклинали — Лихмановскую, Саксаганскую (Центрально-Криворожскую), Анновскую, Желтянскую, Николаевскую, Успенговскую, Кременчугскую.

Ингулецко-Зеленовское миогеоантиклинальное поднятие состоит из Ингулецкого, Восточно- и Западно-Зеленовского, Кременчугского блоков. В пределах этого поднятия известны межблоковые синклинали: Петровская, Березневатская, Зеленореченская, Артемовская, Овнянская, Красно-Федоровская, Северо-Лозоватская и др.

В Родионовском внутреннем миогеосинклинальном прогибе (подзоне) севернее крупной Родионовской межблоковой синклинали располагаются по простиранию более мелкие — Лелековская, Чечелевская, Ново-Стародубская.

Долинско-Боковянское внутреннее миогеоантиклинальное поднятие состоит из крупных Долинского, Боковянского и Верблюжского блоков. Между ними располагаются Христофоро-Ивановская, Верблюжская, Новгородская межблоковые синклинали. Севернее поднятие сужается.

Ингульский внешний миогеосинклинальный прогиб представлен очень крупной (шириной до 20—40 км), расширяющейся к югу субмеридиональной Ингульской межблоковой синклиналью. На восточном ее борту известны небольшие блоки — Криничеватский, Анастасьевский и Малеевский.

Кировоград-Новоукраинский форланд представляет собой огромный выступ архейского гранитоидного фундамента, пересекающий весь Украинский щит с юга на север. Ширина его до 50—80 км. Он ограничен с запада Братско-Звенигородским миогеосинклинальным прогибом, который является восточной фланговой зоной Западно-Украинской геосинклинали. В южной части форланд сужается и погружается под соединяющиеся Ингульскую и Братскую межблоковые синклинали. Внутри форланда крупные межблоковые синклинали неизвестны, однако он имеет неоднородное строение. В его пределах выделены три больших поля (или массива) гранитоидов, довольно хорошо различающихся петрографически, — Кировоград-Бобринецкое, Новоукраинское и Корсунь-Новомиргородское. Они сложены сильно перера-

ботанными в протерозое (PR_1 — PR_2) высокотемпературным метаморфизмом и сопровождающей его калишпатизацией архейскими плагиомигматитами. Субстратом последних являются метабазиты, которые в Корсунь-Новомиргородском гранитоидном поле слагают крупные реликты. Кировград-Бобринецкое поле сложено порфиروبластическими биотитовыми гранитами (полимигматитами), нередко с роговой обманкой или гранатом. В составе Новоукраинского поля преобладают крупнопорфиروبластические гранат-биотитовые и гиперстен-гранат-биотитовые граниты (чарнокиты), а Корсунь-Новомиргородское поле составляют рапакиви или рапакививидные граниты.

Петрология гранитоидов центральной части щита рассмотрена в гл. V.

* * *

Сделанные выводы о двухъярусном строении докембрийских образований центральной части УЩ позволяют четко размежевать стратиграфию толщ архея (в гранитоидных блоках) и нижнего протерозоя (в межблоковых синклиналиях).

Об архейских геосинклинальных толщах данных мало, поскольку они весьма интенсивно, а в высокотемпературных метаморфических зонах даже дважды, мигматизированы большей частью до образования теневых мигматитов. Судя по резкому преобладанию среди реликтов гранитоидов блоков метабазитов, архейские геосинклинальные толщи были довольно однородными и очень мощными (десятки километров) с преобладанием продуктов основного вулканизма. Не исключена значительная роль ультраосновного магматизма и седиментации граувакк. Мигматизированные переслаивающиеся метабазиты и железистые кварциты Червоношахтарского и других участков Ингулецко-Зеленовского миогеоантиклинального поднятия являются архейскими. Изредка среди метаморфических пород блоков встречаются кальцифиры. Биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы (реликты в гранитоидах блоков) представляют собой в основном биотитизированные и гранитизированные метабазиты.

Вопросы стратиграфии архейских толщ весьма сложны и требуют постановки специальных работ.

Выводы о зональном строении Восточно-Украинской раннепротерозойской геосинклинали позволяют объяснить и прогнозировать закономерное изменение разрезов и состава нижнепротерозойских метаморфизованных осадочно-вулканогенных геосинклинальных толщ в межблоковых синклиналиях от эвгеосинклинали к форланду. Мощности толщ межблоковых синклиналией определяются преимущественно шириной последних, поскольку синклинали имеют псевдомоноклинальную структуру с крутопадающими крыльями. Мощность толщ в крупных межблоковых синклиналиях, например Верховцевской, Чертомлыкской, Криворожской, Родионовской, Ингульской, до 5—6 км, одна-

ко по простиранию и падению она обычно быстро уменьшается вплоть до полного выклинивания. В узких небольших синклиналях, приуроченных преимущественно к геоантиклинальным поднятиям, мощности толщ составляют 1—2 км, а нередко уменьшаются до первых сотен метров.

Метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи в межблоковых синклиналях залегают согласно, хотя некоторые пачки лежат на подстилающих с размывом. Во многих случаях фиксируется метаморфизованная древняя кора выветривания на архейских гранитоидах блоков и на метабазах (K_0) в Криворожско-Кременчугской и Западно-Ингулецкой зонах (Бондаренко и др., 1959; Гершойг и др., 1973; Додатко и др., 1972).

По данным формационного анализа, в толщах межблоковых синклиналей происходила закономерная смена отложений одних формаций другими вверх по разрезу без коренной перестройки тектонического плана (Каляев, 1965). Поэтому нижнепротерозойская толща одной межблоковой синклинали не может быть расчленена на несколько стратиграфических серий, как это делают некоторые геологи, например для Кривбасса.

Всего можно выделить три типа разрезов нижнепротерозойских толщ, закономерно сменяющих друг друга с востока на запад в центральной части Украинского щита от эвгеосинклинали к форланду: эвгеосинклиальный, миоэвгеосинклиальный и миоэвгеосинклиальный типы.

Эвгеосинклиальный тип разреза развит в межблоковых синклиналях эвгеосинклинали Среднего Приднепровья и характеризуется преобладанием вулканогенных образований основного и ультраосновного составов (офиолитовая формация), особенно в нижних частях разреза. Заметна роль продуктов кислого вулканизма. Джеспилитовая формация связана с вулканогенными толщами и развита слабо. Терригенные отложения (эвгеосинклиальный флиш) играют резко подчиненную роль и слагают верхи разрезов.

Разрез толщ эвгеосинклиального типа можно разделить на пять пачек: *метабазитовую*, с пластами метаультрабазитов и железистых пород, *метаультрабазитовую*, *кератофиристо-сланцевую*, *джеспилитовую*, *сланцево-терригенную* (табл. 1). Метабазиты распространены во всех пачках разреза.

Миоэвгеосинклиальный тип разреза нижнепротерозойских толщ наиболее характерен и хорошо изучен в Криворожском железорудном бассейне. Этот разрез уникален для Украинского щита (стратотип) и, из-за своего промежуточного характера, он соединяет в себе главные особенности эв- и миоэвгеосинклиального типов.

В разрезе криворожской серии обычно выделяют четыре свиты (Белевцев и др., 1957): метабазитовую (K_0), нижнюю аркозофиллитовую (K_1), среднюю железорудную (K_2) и верхнюю сланцевую (K_3). Дальнейшее изучение разрезов верхней свиты и со-

Таблица 1

Сопоставление типов разрезов нижнепротерозойских геосинклинальных толщ центральной части Украинского щита*

Индекс стратотипа (криворожской серии)	Номер пачки	Многеосинклинальный тип (с. Родионовка, р. Ингул)	Мноэвгеосинклинальный тип (Криворожский бассейн)	Эвгеосинклинальный тип (г. Верховцево, пос. Чертомлык)	
П а ч к и					
K_3^3	8	Метапесчанико-гнейсовая (30—80)	Метапесчаниковая (20—30) (метапесчанико-гнейсовая)	Сланцево-терригенная (5—10)	
K_3^2	7	Сланцево-гнейсовая (10—30)	Сланцевая (10—15) (сланцево-гнейсовая)		
K_3^1	6	Карбонатная (0—20)	Карбонатная (5—10)		
K_2^3	5	Метапелито-гнейсовая (10—20)	Метапелито-сланцевая (5—10) (метапелито-гнейсовая)		
K_2^1	4	Кварцитовая (0—20)	Кварцитовая (2—5)		
K_2	3	—	Джеспилитовая (10—20)		Джеспилитовая (5—10)
K_1	2	—	Кварцито-сланцево-метаультрабазитовая (5—10)		Кератофиро-сланцевая (около 20) Метаультрабазитовая (около 20)
K_0	1	—	Метабазитовая (10—20)		Метабазитовая (около 40)

* В скобках указаны соотношения мощности пород пачки к мощности всего типа разреза в процентах.

поставление криворожской серии с гнейсовыми толщами Ингуло-Ингулецкого района дало возможность выделить в составе верхней свиты новые важные стратиграфические подразделения (Доброхотов, 1969; Каляев, 1965; Рягузов и др., 1970).

Предлагается в разрезе криворожской серии выделить восемь пачек (в скобках дана номенклатура криворожских геологов): 1) метабазитовую (K_0); 2) кварцито-сланцево-метаультрабазитовую (K_1); 3) джеспилитовую (K_2); 4) кварцитовую (K_3^1); 5) метапелито-сланцевую (K_3^2); 6) карбонатную (K_3^3); 7) сланцевую (K_2^3); 8) конгломерато-метапесчаниковую (K_2^1).

В высокотемпературных метаморфических зонах к названиям пятой, седьмой и восьмой пачек следует добавлять вместо «сланцевая» — «гнейсовая».

Межблоковые синклинали Саксаганско-Пятихатского мноэвгеоантиклинального поднятия характеризуются переходным раз-

резом толщ между эв- и миоэвгеосинклинальным главными типами. Примером может служить Желтореченская синклиналь, причем даже в ее пределах степень эвгеосинклинальности толщ (по Ю. М. Пущаровскому, 1972) заметно уменьшается с востока на запад.

На запад от Криворожско-Кременчугской миоэвгеосинклинальной зоны Правобережного района (Ингулецко-Зеленовское миогеоантиклинальное поднятие) в межблоковых синклиналях постепенно уменьшаются мощности нижних пачек — прежде всего метабазитов, метаультрабазитов и железистых пород. Затем эти пачки совсем выклиниваются одна за другой снизу вверх по разрезу (см. рис. 6, 7)

Миогеосинклинальный тип развит в толщах межблоковых синклиналей Родионовско-Ингульского миогеосинклинального прогиба, где нет метабазитов, метаультрабазитов и железистых пород.

В межблоковых синклиналях внутренней Родионовской миогеосинклинальной подзоны метаморфические толщи подстилаются мощными кварцевой, метапелитовой и карбонатной пачками, в то время как во внешней Ингульской подзоне они полностью выклиниваются и все нижнепротерозойские толщи представлены гнейсами двух верхних пачек (миогеосинклинальный флиш).

На основании предлагаемой схемы геотектонического районирования центральной части УЩ можно сделать некоторые выводы о закономерностях развития геосинклинальных формаций.

Для эвгеосинклинальных зон характерны вулканогенные диабазо-спилитовая, гипербазитовая и кератофировая формации. В миоэвгеосинклинальных зонах обнаруживается наиболее полный набор эв- и миогеосинклинальных формаций, но наиболее типична джеспилитовая. В миогеосинклинальных зонах преобладают осадки флишовой формации и формируются мощные отложения кремнистой (белые кварциты) и карбонатной формаций (во внутренней подзоне).

Терригенные флишоподобные формации представляют собой во всех геосинклинальных зонах завершающую предорогненную формацию (Обуэн, 1967), которой соответствуют две верхние пачки стратотипа. Ее нельзя назвать молассовой, как это делает Г. И. Каляев (1965), так как молассы относятся к посторогненной формации. Возраст флишоподобных формаций, согласно принципу геосинклинальной полярности Ж. Обуэна (1967), должен уменьшаться от эвгеосинклинали к миогеосинклинали.

* * *

Особенности структуры и тектоники межблоковых синклиналей можно продемонстрировать на примере Криворожского синклинория. Последний опрокинут на восток, имеет асимметрич-

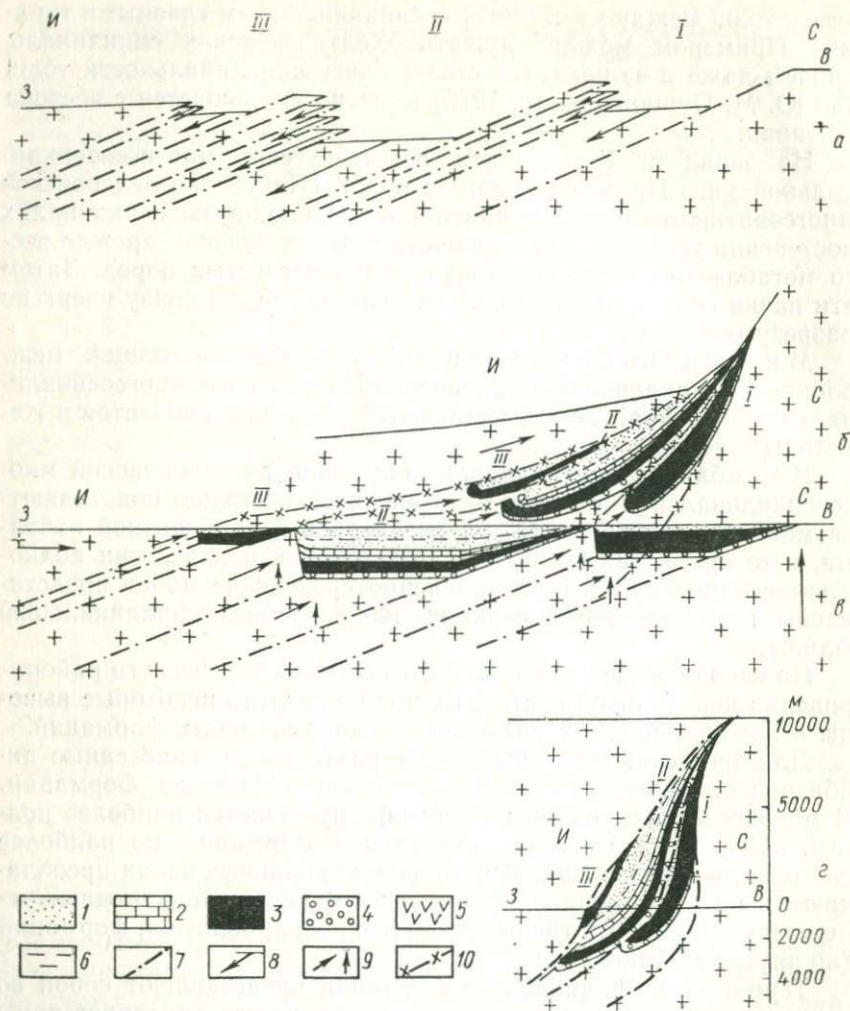


Рис. 8. Тектоническая схема Криворожского бассейна (поперечный разрез в районе рудника им. Дзержинского):

a — заложение в раннепротерозойской Криворожской геосинклиальной зоне продольных троговых прогибов по системе параллельных пологих разломов в архейском гранитоидном фундаменте; *б* — промежуточный этап орогенеза и тектогенеза в Криворожской подвижной зоне; *в* — заполненные вулканогенно-осадочными толщами трои перед горообразованием; *г* — структура Криворожского синклиория с учетом 10 км эрозии.
С — Саксаганское мезогеоантиклинальное поднятие, *I* — Саксаганский трог (синклиналь), *II* — Основной трог (синклиналь), *III* — Лихмановский трог (синклиналь), *И* — Ингулецкое мезогеоантиклинальное поднятие; *1* — терригенные породы верхней свиты криворожской серии; *2* — доломиты верхней свиты; *3* — железистые породы средней свиты; *4* — породы нижней свиты; *5* — основные эффузивы нулевой свиты; *6* — гранитоиды архейского фундамента; *7* — разломы в фундаменте и надвиги; *8* — направление и амплитуда погружения блоков-пластин фундамента при формировании трогов; *9* — направление движения поднятий фундамента и трогов при орогенезе и тектогенезе (горо- и складкообразовании); *10* — предполагаемое положение доседиментационных разломов во время орогенеза и тектогенеза (*б*).

ное строение из-за отсутствия его западного крыла (рис. 3, 8). Синклиниорий состоит из трех выдержанных по простиранию и также асимметричных синклиналей (с востока на запад): Саксаганской, Основной и Лихмановской. В Северном районе Кривбасса Саксаганская синклиналь переходит по простиранию в Восточно-Анновскую, а Основная — в Центральную-Анновскую. Лихмановская синклиналь в Центральном районе переходит в Та-

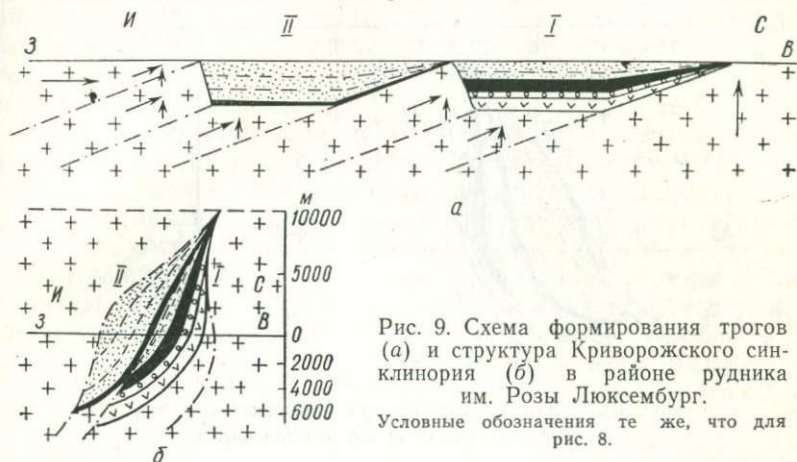


Рис. 9. Схема формирования трогов (а) и структура Криворожского синклиниория (б) в районе рудника им. Розы Люксембург.

Условные обозначения те же, что для рис. 8.

рапако-Лихмановскую, которая резко погружается на север или выклинивается на широте рудника им. Кирова, а затем появляется в Северном районе в виде Западно-Анновской синклинали. Наиболее крупные Саксаганская и Основная синклинали разделяются Саксаганским надвигом. Восточным крылом Основной синклинали является так называемая Саксаганская антиклиналь, а севернее рудника им. XX Партсъезда — узкие Дальне-Западные полосы железистых пород (рис. 8, 9). В Анновской полосе Восточно-Анновская и Центральная-Анновская синклинали разделяются выступом гранитоидного фундамента (рис. 10).

Гранитоиды обоих бортов Криворожского синклиниория, т. е. саксаганские и ингулецкие, являются древними архейскими образованиями, составляющими фундамент криворожской серии. Если для саксаганских это признается почти всеми, то ингулецкие гранитоиды многими рассматриваются как посткриворожские, заместившие породы западного крыла Криворожского синклиниория.

Но саксаганские и ингулецкие плагиограниты имеют однородный метабазитовый субстрат, резко отличный от пород криворожской серии. Кроме того, условия метаморфизма последних в Центральном районе Кривбасса не превышают эпидот-амфиболитовую фацию, в которой не происходит гранитизации в заметных масштабах (не считая образования небольших тел пегматитов).

Таким образом, можно полагать, что западного крыла Криворожского синклиория не существовало. Этот вывод подтверждается резким уменьшением мощностей пород криворожской серии в западных крыльях изученных синклиналей. Например, в Лихмановской и Саксаганской синклиналиях известно такое уменьшение мощностей в 5—10 раз (Белевцев и др., 1957, 1962).

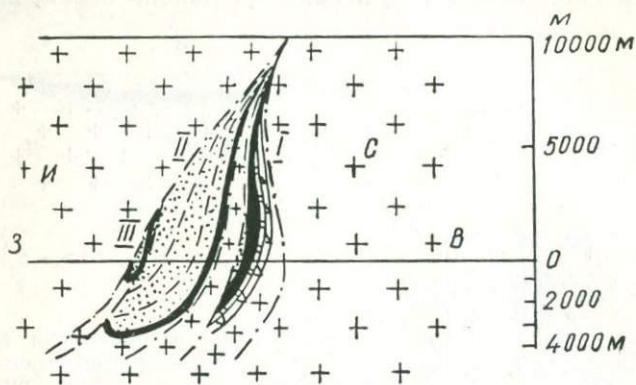


Рис. 10. Складчатая структура Анновской полосы.
Условные обозначения те же, что для рис. 8.

Следовательно, в период осадконакопления между синклиналями Криворожской зоны были возможны продольные поднятия фундамента. Восточные крылья асимметричных синклиналей Кривбасса, вероятно, образованы из первичных прогибов, а западные — из поднятий. Быстрое уменьшение мощностей толщ в западных крыльях синклиналей объясняется резким переходом от прогиба к ограничивающему его с запада поднятию.

По мнению А. В. Пейве (1956), причиной образования асимметричных складок явились наклонные разломы, по которым закладывались первичные прогибы, превращенные затем в эти складки. Таким образом, однокрылые складки образуются из первичных асимметричных прогибов. Можно предположить, что, чем больше асимметричность синклинали и разница в мощности толщ ее крыльев, тем более асимметричные прогибы ей соответствуют и по более пологим разломам закладываются эти прогибы. Это подтверждается выволаживанием Саксаганского надвига с глубиной (Белевцев и др., 1957; 1962).

Таким образом, эволюцию Криворожской геосинклинальной зоны можно представить в следующем виде. В раннем протерозое эпиархейская платформа, сложенная преимущественно гранитоидами, раскололась на пластинчатые блоки по системе параллельных пологих разломов, сместители которых падают на запад под углом порядка 20—30° (рис. 8, а). На месте погружающихся блоков формировались узкие глубокие ровообразные

или трогообразные прогибы (троги *), которые заполнились вулканогенно-осадочным материалом. Соседние троговые борты были разделены узкими устойчивыми пластинами — поднятиями. Западные борты трогов осложнены дополнительными разломами, а образованные ступенчатые выступы гранитоидного фундамента, а также межтропоговые поднятия, размываясь, служили источниками кластогенных осадков нижней свиты криворожской серии. Так образовались асимметричные продольные троговые борты с крутыми западными и пологими восточными бортами. Отлагающиеся в таких троговых толщах на запад выклиниваются очень быстро, а на восток постепенно (рис. 8, б; 9, а).

В Криворожской зоне формировались три главных продольных трогов, соответственно выделенным синклиналиям: Сакаганский, Основной и Лихмановский (рис. 8—10). В Сакаганском троговом основании разреза залегает мощная пачка эффузивов основного состава. Железистые породы средней свиты имеют максимальную мощность, а терригенные породы верхней — минимальную. В Основном троговом эффузивов практически нет, железистые породы имеют незначительную мощность (особенно в северной части Кривбасса), а породы верхней свиты — максимальную. Мощность толщ в Сакаганском и Основном троговах достигает 4—5 км, в Лихмановском — не превышает 1 км.

С востока к Криворожской зоне примыкают эвгеосинклинальные троговые северо-западного и субширотного простираний (Желтореченский, Терновский, Александровский, Высокопольский), которые также располагались на месте зон разломов в архейском гранитоидном фундаменте. Разломы имели, вероятно, пологое юго-западное или южное падение.

Учитывая изложенное, можно предположить такую картину орогенеза и тектогенеза Криворожской геосинклинальной зоны. При сжатии и общем поднятии территории восточная или северо-восточная ориентировка сжимающих усилий вызывала движение блоков фундамента, а за ними и трогов, по пологим разломам, как по надвигам (рис. 8, в). Ингулеcko-Зеленовское миогеоантиклинальное поднятие надвигалось на западные троговые Криворожской зоны, последние — на восточные троговые. Сакаганский трог надвигался на Сакаганско-Пятихатское миоэвгеоантиклинальное поднятие, которое еще раньше начало подниматься по правилу орогенической полярности (Обуэн 1967), вызывая воздымание всей складчатой области. Сместители разломов, по которым происходило надвигание, по восстанию также воздымались до вертикального залегания или даже до восточного па-

* Термин «трог» (или «геосинклинальный трог») удобно применять для обозначения индивидуализированного геосинклинального прогиба, в отличие от термина «прогиб» (или «геосинклинальный прогиб»), который, кроме общего значения, используется для определения геосинклинальной зоны, состоящей из целой системы разветвляющихся, расположенных кулисообразно или чешуйчато надвинутых друг на друга индивидуализированных прогибов.

дения в верхних горизонтах (рис. 8, г; 9, б; 10). Троги как бы «ложились на бок», а общая ширина складчатой зоны составила примерно равную суммарную мощность толщ во всех трогах. Амплитуда взбрасывания блоков по надвигам увеличилась в западном направлении и достигала 30 км.

При тектогенезе наиболее активным блоком было Ингулецко-Зеленовское поднятие, которое, перемещаясь на восток и северо-восток, надвигалось на Криворожскую зону и вызывало также сдвиговые смещения по Западному надвигу. Этим, а также эрозией, можно объяснить отсутствие в западном борту Криворожской зоны субширотных синклиналей, которые должны были трассироваться с восточного борта.

Можно предположить, что структуру, аналогичную Кривбассу, имеет большинство раннепротерозойских прогибов Украинского щита. Узкие асимметричные, похожие на моноклиналиные, шириной в несколько сотен метров полосы метаморфических пород, зажатые в древних архейских гранитоидах, характерны, например, для Западно-Ингулецкой полосы (Ореховский, Артемовский, Николаевский, Пролетарский, Петровский и многие другие участки). Их формирование аналогично образованию узкого Лихмановского трога. К тому же структура так называемой Тарапако-Лихмановской антиклинали, основываясь на изложенных взглядах, представляется как синклиналь.

Белозерский синклинорий также асимметричен, но опрокинут на запад, что объясняется восточным падением разломов, по которым заложились трои Белозерской зоны.

На основании однотипности крупных межблоковых синклиналей Криворожской, Кременчугской, Чертомлыкской, Верховцевской, Сурской, Белозерской, Конкской и мелких синклиналей в Западно-Ингулецкой полосе, Орехово-Павлоградской зоне, Приазовских и Побужских магнитных аномалиях и в других псевдомоноклиналиных полосах метаморфических пород среди более древних архейских гранитоидов можно сделать вполне однозначный вывод об их генетическом единстве и формировании в пределах единой раннепротерозойской геосинклинали.

Анализ тектоники Кривбасса еще раз подтвердил значительные орогенные перемещения масс от форландов к эвгеосинклиналям. Первые, таким образом, отвечают участкам тектонического растяжения, а последние — участкам тектонического сжатия.

Подтвердилось также представление Н. С. Шатского (1946) о том, что для линейных геосинклиналей характерно быстрое и резкое изменение мощностей и состава формаций вкрест простиранья.

При изучении минералов метаморфических пород главное внимание уделено биотитам, гранатам и роговым обманкам, так как они образуются в широком интервале термодинамических условий и в различных по составу породах. Разнообразные изоморфные замещения, свойственные этим минералам, являются важным показателем физических условий метаморфизма. Необходимо также учитывать особенности химизма ортопироксенов, клинопироксенов, куммингтонитов, ортоамфиболов, кордиеритов, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, ставролитов и др.

В некоторых специфических парагенезисах (например, гранат в некоторых метапелитах) состав минерала может дать непосредственную информацию об относительных условиях температуры и давления, в которых образовались сравниваемые парагенезисы (Коржинский, 1957; Маракушев, 1965).

Изучаемые минералы метаморфических пород центральной части Украинского щита образовались в стадию прогрессивного, вероятно, максимального регионального метаморфизма. Это констатируется по наличию равновесных кристаллобластических структур, широкому распространению одинаковых парагенезисов и закономерному распределению изоморфных компонентов между сосуществующими минералами, а также по отсутствию метасоматических взаимоотношений между ними.

Работы многих авторов, прежде всего Л. Л. Перчука, дали возможность использовать распределение изоморфных компонентов между минералами переменного состава (коэффициент распределения K_p) для количественной оценки температуры и давления метаморфизма. Для соответствующих определений употребляются мольные доли магния или марганца в железо-магnezияльных минералах, натрия или кальция — в калишпатах, плагиоклазах и роговых обманках.

В настоящей работе приведены преимущественно оригинальные химические анализы минералов и анализы из опубликованных трудов Б. И. Горошникова, Ю. П. Мельника, А. И. Стрыгина, Ю. Ир. Половинкиной, Л. Д. Юрьева, Н. И. Половко, Е. Ф. Шнюкова, Н. П. Семененко, Р. И. Сироштана, И. С. Усенко, И. Б. Щербакова и др.

Мольные доли изоморфных компонентов в железо-магнезиальных минералах:

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}; \quad X_{Mn} = \frac{Mn}{Mg + Fe + Mn};$$

в полевых шпатах и роговых обманках:

$$X_{Na}^{ПШ} = \frac{Na}{Na + K}; \quad X_{Na}^{Пл} = \frac{Na}{Na + Ca};$$

$$X_{Ca}^{Пл.Пог} = \frac{Ca}{Ca + Na + K}.$$

Реже в гранатах используется мольная доля Ca:

$$X_{Ca}^{Гр} = \frac{Ca}{Ca + Mg + Mn + Fe}.$$

Железистость — важный параметр внешних условий, поскольку отражает наиболее распространенный вид изоморфизма и хорошо определяется оптическими методами:

$$\text{общая железистость } F = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100\%;$$

$$\text{коэффициент окисления железа } f_0 = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}} \cdot 100\%.$$

Биотиты — самые распространенные железо-магнезиальные минералы метаморфических пород. Они составляют преобладающую часть меланократовых минералов в сланцах, гнейсах, метапесчаниках, гранитах и мигматитах. Встречаются в метабазитах, железистых породах, белых кварцитах и кальцифирах. В белых кварцитах и кальцифирах обычны маложелезистые биотиты — флогопиты. Окрашен биотит в коричневые или бурые цвета, нередко с красноватыми или зеленоватыми оттенками. Красновато-бурые биотиты характерны для бедных кальцием пород и особенно распространены в гнейсах гранулитовой фации. Зеленовато-бурые биотиты типичны для низко- и среднетемпературных сланцев*, а также для пород, обогащенных CaO. С повышением температуры в породах одного состава отмечается смена окраски биотитов: от зелено-бурой или коричневой до коричневатой-красной (бурый и коричневый цвет здесь являются синонимами). В красновато-бурых биотитах содержится обычно несколько больше TiO₂, в среднем 2,0—3,5 вес. % (f₀=6—15). В зеленовато-бурых разностях, бедных CaO породах, содержание TiO₂ составляет в среднем 0,5—2,5 вес. % (f₀=10—21). Бу-

* Субфации и зоны регионального метаморфизма можно грубо разбить на три группы или степени метаморфизма: низкая, или низкотемпературная, — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации, средняя, или среднетемпературная, — амфиболитовая и высокая, или высокотемпературная, — гранулитовая фация. Индексы субфаций (зон) метаморфизма даются по табл. 47.

рые, или коричневые, биотиты имеют промежуточные содержания TiO_2 и величину f_0 . Биотиты из богатых CaO пород отличаются повышенной величиной f_0 (17—25), особенно в основных породах с эпидотом, что описано также С. П. Кориковским (1967). Интенсивность окраски биотитов зависит прежде всего от их железистости, изменяясь (по $N_g = N_m$) от светло-коричне-

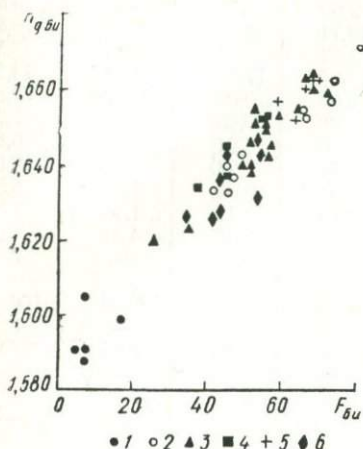


Рис. 11. Зависимость n_g от общей железистости (F) в биотитах:

1 — флогопиты; 2, 3, 4 — низко-, средне- и высокотемпературные биотиты из бедных CaO пород; 5 — биотиты из основных пород.

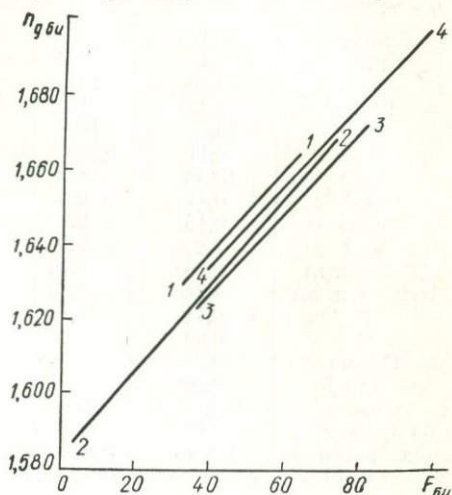


Рис. 12. Графики зависимости n_g от железистости (F) в биотитах:

1 — для высокотемпературных биотитов из метapelитов; 2 — для низко- и среднетемпературных биотитов из бедных CaO пород; 3 — для биотитов из основных пород; 4 — для биотитов из гранитов (Соболев, 1950).

вой или желтой у флогопитов, до темной или черной у высокожелезистых биотитов из чарнокитов или богатых железом сланцев (рис. 11—13).

Железистость (F) и глиноземистость ($A = [Al] - [K] - [Na] \times 100\%$ — процент истонит-сидерофиллитовой молекулы) биотитов зависят прежде всего от состава породы. В сланцах и гнейсах, бедных CaO, содержатся биотиты средней железистости (35—60, преимущественно 40—70) и высокой глиноземистости (50—100, преимущественно 50—85) (рис. 14). При увеличении степени метаморфизма несколько увеличивается глиноземистость и уменьшается железистость биотитов из пород близкого состава. Более четко выделяется на диаграмме железистость — глиноземистость ($F - [Al]$) поле биотитов из богатых CaO пород по пониженной глиноземистости (25—60, преимущественно 30—50), поле флогопитов с низкой железистостью (5—25) и пониженной глиноземистостью (5—60) и поле биотитов из бедных CaO гранитоидов с повышенной железистостью (56—70) и глиноземистостью (55—85) (рис. 14, 15, табл. 2—5).

Химические составы (вес. %)

Компонент, характеристика	Высокоглиноземистые					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35,44	35,15	35,61	35,88	36,58	33,40
TiO ₂	1,47	2,38	2,69	2,75	1,34	3,50
Al ₂ O ₃	19,30	19,89	19,71	20,48	22,24	19,88
Fe ₂ O ₃	3,35	1,51	1,37	0,48	2,74	7,51
FeO	13,52	18,41	16,56	17,83	12,64	13,36
MnO	0,11	0,22	0,04	0,08	0,07	Следы
MgO	13,09	8,09	11,06	9,05	10,16	7,37
CaO	0,14	0,07	0,10	0,21	—	0,60
Na ₂ O	0,18	0,28	0,28	0,24	0,22	0,09
K ₂ O	7,80	9,16	8,52	9,32	7,94	5,52
H ₂ O (гигр.)	0,26	0,16	0,04	0,12	1,12	1,84
H ₂ O (п. п. п.)	4,74	3,45	3,56	3,44	4,31	6,64
F	0,14	0,13	—	0,0	—	0,30
C	0,69	—	—	—	—	—
Сумма	100,23	—	99,54	—	100,26	100,10
—0,42 F	0,06	—	—	—	—	0,13
Сумма	100,17	99,60	—	99,88	100,26	99,97
Уд. вес	3,010	3,088	3,09	3,036	—	—
Окраска (Ng)	Темно-коричневая	Красновато-коричневая	Коричневато-красная	—	—	—
n _g	1,634	1,653	1,638	1,653	1,648	1,664
F	41,5	57,8	47,5	53,2	46,6	60,5
f ₀	18,4	6,6	7,13	2,6	16,1	33,3
A	67	72	74	82	100	88
a _{Si}	34,9	32,7	33	32,5	30,25	33
a _{VГ}	9,96	15,4	14	18,4	28,7	18,6
X _{Mg}	0,583	0,421	0,525	0,467	0,534	0,394
X _{Mn}	0,0029	0,0065	—	0,0018	0,00125	0,0014

Компонент, характеристика	Богатые K ₂ O гнейсы и сланцы						Бедные
	15	16	17	18	19	20	
SiO ₂	35,84	35,92	36,18	37,58	37,86	36,08	34,74
TiO ₂	0,90	1,53	1,62	2,32	3,67	3,48	1,00
Al ₂ O ₃	20,37	18,07	20,17	16,22	15,50	17,80	18,59
Fe ₂ O ₃	1,50	3,40	1,50	3,10	1,02	1,91	3,10
FeO	17,57	18,06	12,67	15,36	16,69	13,38	19,74
MnO	0,004	0,046	0,05	0,07	0,06	0,02	0,094
MgO	10,86	9,38	15,15	12,74	12,45	14,35	10,99
CaO	0,14	Следы	0,14	Следы	0,14	0,42	Следы
Na ₂ O	0,22	0,20	0,30	0,20	0,32	0,11	0,20
K ₂ O	7,54	9,66	7,80	9,83	9,14	8,60	8,00
H ₂ O (гигр.)	0,07	—	0,10	—	0,24	0,20	—
H ₂ O (п. п. п.)	4,52	3,66	4,81	2,06	2,95	3,25	3,42

и оптические константы биотитов

гнейсы и сланцы							
7	8	9	10	11	12	13	14
35,08	35,15	34,08	33,36	34,82	36,00	35,96	34,24
1,66	2,05	1,54	2,92	1,34	0,10	2,20	2,32
19,80	21,25	20,81	17,48	19,90	18,32	19,72	19,49
2,46	1,02	8,71	9,27	3,30	3,02	2,54	4,70
18,27	16,70	15,16	13,94	22,25	12,93	16,10	22,83
0,02	0,006	Следы	Следы	0,04	0,02	0,17	0,11
9,10	10,43	6,81	9,02	5,32	13,17	9,87	3,58
0,21	0,28	0,55	1,00	0,48	1,68	0,14	0,40
0,22	0,28	0,18	0,11	0,12	0,63	0,08	0,42
9,28	9,12	5,76	4,80	9,50	8,29	9,36	8,60
0,16	0,14	1,68	1,52	—	0,33	0,10	0,16
3,83	3,63	4,19	6,02	3,23	4,14	3,29	3,30
—	—	0,35	0,53	—	0,27	0,00	—
—	—	—	—	—	—	—	—
100,09	100,06	99,95	100,33	—	99,82	99,56	100,15
—	—	0,14	0,22	—	0,11	—	—
—	—	99,81	100,11	100,30	99,71	—	—
0,037	3,05	—	—	—	2,78	3,179	3,174
—	Темно-коричневая	—	—	—	—	Темно-коричневая	Коричневая
1,643	1,641	1,659	1,664	—	1,622	1,644	1,674
55,7	48,9	66,1	58,1	72,6	40,1	51,2	80,6
10,9	5,45	32,4	37,4	12,2	17,7	12,1	15,3
77	89	87	65	82	67	75	84
33,5	34,2	32,5	33,8	32,5	30,3	32	33,3
15,1	17,95	19	10	18,2	15,3	16,3	17,9
0,443	0,51	0,342	0,420	0,274	0,60	0,468	0,192
0,00077	—	0,015	0,0221	—	—	—	—

Продолжение табл. 2

K ₂ O среднежелезистые сланцы и гнейсы					Бедные K ₂ O высокожелезистые породы		
22	23	24	25	26	27	28	29
36,55	33,62	35,56	35,00	34,65	36,89	35,24	33,76
0,69	1,53	1,42	1,13	2,34	0,87	1,96	0,92
18,27	18,33	18,74	18,86	18,62	17,48	16,01	17,94
1,66	3,40	3,48	2,61	1,70	4,70	4,66	6,00
21,87	23,87	21,25	17,24	17,06	13,23	23,70	20,52
—	0,055	0,02	0,12	0,08	0,55	—	0,075
7,29	5,25	7,05	11,58	11,85	12,67	5,73	7,00
0,28	0,20	0,28	0,14	0,14	0,57	0,28	Следы
0,18	0,10	0,40	0,38	0,57	1,19	0,40	0,10
8,20	8,00	8,00	8,20	8,00	8,24	8,10	9,25
0,12	—	0,22	0,15	0,56	0,28	0,26	—
3,79	6,11	4,02	4,00	3,94	2,74	3,91	5,01

Компонент, характеристика	Богатые K ₂ O гнейсы и сланцы						Бедные	
	15	16	17	18	19	20	21	
F	—	—	—	—	0,11	0,15	—	
C	—	—	—	—	—	0,03	—	
Сумма	99,56	99,92	100,49	99,48	—	99,78	99,87	
-0,42 F	—	—	—	—	—	0,06	—	
Сумма	—	—	—	—	100,15	99,72	—	
Уд. вес	3,075	2,95	2,91	3,01	3,126	3,019	—	
Окраска (Ng)	Коричневая	Красно-коричневая	Коричневая	Темно-коричневая	—	Темная красно-ватобурья	Коричневая	
n _g	1,639	1,652	1,629	1,643	1,647	1,635	1,633	
F	49,5	54,5	34,1	44,4	44,5	37,1	53,5	
f ₀	6,76	14,1	9,5	15,4	6,5	11,7	11,9	
A	78	63	71	48	39	58	67	
a _{Si}	33,6	31,5	34,5	27,2	—	32,5	34,5	
a _{VI}	15,28	12,6	11,8	12,3	—	9,3	9,0	
X _{Mg}	0,505	0,455	0,66	0,555	—	0,627	0,465	
X _{Mn}	—	0,009	—	—	—	0,004	0,0015	

Компонент, характеристика	Бедные K ₂ O высокожелезистые породы	Граниты и пегматиты					
	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	35,64	34,42	33,01	35,57	32,56	33,17	36,82
TiO ₂	1,12	1,94	1,51	3,78	2,77	3,02	2,98
Al ₂ O ₃	17,68	19,73	20,46	16,29	19,19	18,01	16,89
Fe ₂ O ₃	3,60	4,25	5,56	1,40	5,47	1,97	2,58
FeO	16,65	19,54	19,25	22,46	18,85	22,27	18,32
MnO	0,03	0,12	0,40	0,05	0,20	0,40	0,28
MgO	11,06	6,87	6,53	7,95	7,85	7,35	7,98
CaO	Следы	0,14	0,14	0,21	0,28	0,35	1,05
Na ₂ O	0,35	0,20	0,20	0,18	0,45	0,45	0,45
K ₂ O	9,53	9,00	8,00	9,16	6,84	8,00	8,09
H ₂ O (гигр.)	—	0,23	0,20	0,06	0,10	0,48	0,16
H ₂ O (п. п. п.)	3,92	3,20	4,29	3,03	4,86	4,19	3,51
F	—	0,35	0,22	0,50	0,42	0,16	0,32
C	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,58	100,40	100,30	100,64	100,01	99,91	99,79
-0,42 F	—	0,15	0,09	0,21	0,17	0,02	0,13
Сумма	—	100,25	100,21	100,43	99,84	99,89	99,66
Уд. вес	3,059	2,86	—	3,17	3,054	3,226	2,984
Окраска (Ng)	Темно-коричневая	Коричневато-бурья	Темно-коричневая	Красно-ватокоричневая	Красно-ватобурья	Темно-бурья	Темная зелено-ватокоричневая

Продолжение табл. 2

K ₂ O среднежелезистые сланцы и гнейсы					Бедные K ₂ O высокожелезистые породы		
22	23	24	25	26	27	28	29
0,00	—	0,00	0,35	0,13	—	—	—
0,86	—	1,10	—	—	0,36	—	—
99,76	100,46	100,44	100,00	99,68	99,77	100,25	100,57
—	—	—	0,15	0,05	—	—	—
—	—	—	99,85	99,63	—	—	—
3,029	3,03	3,041	2,991	3,037	—	—	3,034
Темная	зеленоватокоричневая	Зелено-ватобурья	Коричневая	Темно-коричневая	—	Буро-ватокоричневая	Зелено-ватобурья
1,653	1,663	1,653	1,642	1,642	—	1,658	1,660
64,3	72,2	66	48,9	47	43,5	73,2	67,5
6,5	11,5	12,9	12,3	8,3	23,6	16	21,0
66	66	67	49	67	56	50	62
29,7	35,3	32,5	35,0	34,5	30,25	31,25	35,5
16,5	9,7	13,2	3,7	9,6	12,0	8,65	7,39
0,356	0,258	0,34	0,511	0,53	0,557	0,27	0,325
—	0,0010	0,00077	0,0023	0,0039	0,016	—	0,0012

Продолжение табл. 2

Богатые CaO породы

37	38	39	40	41	42	43	44
37,77	36,81	34,86	38,59	35,46	36,78	35,26	36,12
0,35	1,92	1,53	1,72	1,46	2,56	3,54	3,88
17,79	16,12	15,08	16,67	17,16	14,39	14,00	14,89
3,44	4,41	3,70	3,71	5,57	6,00	5,38	2,11
14,21	14,36	20,77	11,34	16,52	14,43	20,10	20,74
0,15	0,22	0,245	0,28	0,055	0,20	0,30	0,20
13,83	13,56	12,04	15,89	11,22	13,38	8,85	9,43
0,70	0,42	0,20	0,35	Следы	0,70	0,84	0,20
0,54	0,70	0,10	0,38	0,38	0,40	0,30	0,17
8,32	9,00	8,15	8,70	8,57	8,52	8,40	8,80
0,06	0,13	—	0,04	—	0,25	0,33	0,08
2,62	2,68	—	2,51	5,90	2,76	2,83	2,91
—	—	—	—	—	—	0,17	0,30
99,78	100,33	99,67	100,18	101,39	100,37	100,30	99,83
—	—	—	—	—	—	0,07	0,12
—	—	—	—	—	—	100,23	99,71
2,991	3,103	—	3,001	3,03	3,011	3,13	3,14
Коричневато-зеленая	Зелено-ватобурья	Табачно-зеленая	—	Темно-бурья	Темно-коричневая	—	Темная красно-бурья

Компонент. характеристика	Бедные К ₂ O высокоже- лезистые породы	Граниты и пегматиты					
		30	31	32	33	34	35
<i>n_g</i>	1,651	1,655	1,662	1,671	1,656	1,662	1,646
<i>F</i>	52,2	65,7	66,8	62,5	63	69,7	59,1
<i>f₀</i>	16,7	16,4	20,9	5,2	20,5	5,8	11,5
<i>A</i>	59	83	83	49	78	60	59
<i>a_{Si}</i>	32,5	33,5	38,5	31	38,5	35,8	29,8
<i>a_{VI}</i>	10,1	16,3	10,9	8,5	6,2	7,1	12,0
<i>X_{Mg}</i>	0,497	0,342	0,332	0,375	0,370	0,30	0,407
<i>X_{Mn}</i>	0,00051	0,0028	0,0012	—	0,004	—	—

Примечание. Места взятия образцов см. в примечании к табл. 3.

Кристаллохимические
Количество ионов

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Si	2,61	2,69	2,68	2,70	2,79	2,68	2,66
Al _{IV}	1,39	1,31	1,19	1,30	1,21	1,32	1,34
Al _{VI}	0,28	0,41	0,17	0,52	0,86	0,56	0,43
Ti	0,083	0,132	0,151	0,15	0,08	0,21	0,09
Fe ³⁺	0,186	0,08	0,079	0,027	0,16	0,45	0,14
Fe ²⁺	0,832	1,132	1,04	1,12	0,80	0,90	1,16
Mg	1,43	0,885	1,24	1,01	1,10	0,88	1,03
Mn	0,005	0,013	0,001	—	—	—	—
Ca	0,01	0,006	0,09	0,018	—	—	0,02
Na	0,025	0,044	0,042	0,034	0,04	0,02	0,03
K	0,734	0,864	0,81	0,898	0,77	0,56	0,90
F	0,03	0,03	—	—	—	0,07	—
OH	2,32	1,69	1,79	1,73	1,69	2,56	1,94

Элемент	15	16	17	18	19	20	21
Si	2,66	2,74	2,62	2,31	2,68	2,70	2,62
Al _{IV}	1,34	1,26	1,38	1,09	1,12	1,30	1,38
Al _{VI}	0,44	0,37	0,33	0,39	0,27	0,28	0,27
Ti	0,050	0,087	0,009	0,135	0,208	0,197	0,06
Fe ³⁺	0,08	0,19	0,078	0,18	0,056	0,11	0,172
Fe ²⁺	1,10	1,15	0,76	0,99	1,06	0,83	1,25
Mg	1,21	1,12	1,63	1,46	1,41	1,60	1,24
Mn	—	—	0,002	0,004	—	—	0,005
Ca	0,012	—	0,012	—	0,012	0,03	—
Na	0,034	0,027	0,044	0,028	0,047	0,02	0,80

Богатые CaO породы

37	38	39	40	41	42	43	44
1,627	1,639	1,635	1,626	1,644	1,642	—	1,673
41,1	43,4	52,8	34,6	54,5	45,8	61,2	57,3
17,5	22,3	14,3	22,3	31,4	26,9	19,00	8,2
58	44	35	53	50	29	30	36
29,5	30,3	33,7	28,2	34,0	32,3	30,5	29,8
13,0	7,5	0	10,1	4,7	0	2,7	5,75
0,588	0,563	0,47	0,65	0,455	0,53	0,385	0,425
—	—	—	—	0,0013	—	—	—

Таблица 3

формулы биотитов
в пересчете на 12 (O, OH)

8	9	10	11	12	13	14
2,63	2,70	2,65	2,7	2,79	2,72	2,67
1,37	1,30	1,35	1,3	1,21	1,28	1,33
0,52	0,57	0,30	0,52	0,46	0,47	0,51
0,115	0,09	0,07	0,08	—	0,128	0,14
0,06	0,50	0,55	0,20	0,18	0,145	0,27
1,05	1,04	0,92	1,44	0,84	1,02	1,49
1,16	0,80	1,06	0,62	1,52	1,11	0,42
—	—	—	—	—	0,01	0,01
0,021	—	—	0,04	0,05	0,01	0,03
0,04	0,03	0,02	0,02	0,10	0,015	0,06
0,88	0,59	0,49	0,94	0,82	0,91	0,855
—	0,08	—	—	0,06	—	—
1,81	1,35	2,03	1,66	2,00	1,66	1,72

Продолжение табл. 3

22	23	24	25	26	27	28	29
2,81	2,59	2,70	2,61	2,64	2,79	2,75	2,586
1,19	1,41	1,30	1,39	1,38	1,21	1,25	1,42
0,47	0,25	0,37	0,10	0,31	0,35	0,25	0,20
0,04	0,09	0,08	0,07	0,13	—	0,05	0,052
0,098	0,20	0,20	0,15	0,10	0,26	0,30	0,35
1,41	1,54	1,35	1,08	1,09	0,84	1,60	1,31
0,83	0,60	0,80	1,30	1,35	1,43	0,70	0,80
—	—	—	0,01	0,01	0,04	—	—
0,022	0,018	0,02	0,01	0,01	0,05	—	—
0,026	0,018	0,05	0,05	0,09	0,18	0,1	0,018

Элемент	15	16	17	18	19	20	21
K	0,72	0,85	0,72	0,97	0,885	0,82	—
F	—	—	—	—	0,03	—	—
ОН	2,24	1,86	2,31	1,06	1,50	1,67	1,75

Элемент	30	31	32	33	34	35	36
Si	2,70	2,66	2,46	2,76	2,46	2,57	2,81
Al _{Iv}	1,30	1,34	1,54	1,24	1,54	1,43	1,19
Al _{VI}	0,29	0,49	0,29	0,25	0,17	0,21	0,33
Ti	0,06	0,11	0,09	0,22	0,16	0,34	0,17
Fe ³⁺	0,21	0,25	0,31	0,084	0,31	0,11	0,15
Fe ²⁺	1,05	1,26	1,17	1,46	1,19	1,14	1,17
Mg	1,25	0,79	0,75	0,92	0,88	0,85	0,91
Mn	—	0,01	0,03	0,002	0,01	0,03	0,02
Ca	—	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,09
Na	0,05	0,03	0,03	0,026	0,07	0,07	0,07
K	0,92	0,89	0,78	0,91	0,66	0,79	0,79
F	—	0,18	0,05	0,12	0,01	0,02	0,04
ОН	1,98	1,65	2,16	1,57	2,45	2,16	1,79

Примечание. 1 — Сланец — Кв+Му+Анд+Би_{41,5}+Ст₇₄+Грф, скв. 5901, р-к XX Партсъезда, Кривбасс, обр. 5901/4; 2 — гнейс Кв+ПШ₁₄+Пл₁₆+Му+Сил+Би₅₈+Гр₈₃+Грф, скв. 9254, гл. 595 м, Анновская полоса; 3 — гнейс — Кв+ПШ+Сил+Би_{47,5}+Кор_{31,4}, скв. 11040, гл. 125 м, Березневатский участок; 4 — гнейс — Кв+ПШ+Пл₆₀+Сил+Би₅₃+Гр₈₀+Кор₃₁+Грф, скв. 12047, гл. 235 м, Ново-Стародубский участок; 5 — гнейс — Кв+(ПШ)+Би₄₇+Гр₈₀+Сил+Грф, скв. 9542, гл. 146 м, Северо-Лозоватский участок, P₂O₅ — 0,03; SO₃ — 0,87 (Горошников, 1967); 6 — гнейс — Кв+(ПШ)+Сил+Грф+Би₆₀+Гр₈₁, скв. 9559, гл. 189 м, Северо-Лозоватский участок, P₂O₅ — 0,09 (Горошников, 1967); 7 — гнейс — Кв+ПШ+Сил+Гр+Би, скв. 11967, гл. 153 м, Овнянский участок; 8 — гнейс — Кв+Сил+(ПШ)+Би₄₈+Кор₃₁+Гр₇₉, скв. 11565, гл. 131 м, Березоватский участок; 9 — гнейс — Кв+Сил+Би₆₀+Гр₈₇+Грф, скв. 11923, гл. 81 м, Чернокомаенский участок; P₂O₅ — 0,03; SO₃ — 0,10 (Горошников, 1967); 10 — гнейс — Кв+Сил+Грф+Би₅₈+Гр₈₆, скв. 11965, гл. 313 м, Овнянский участок; SO₃ — 0,36 (Горошников, 1967); 11 — гнейс — Кв+Сил+Би₇₃+Гр₉₂+Грф+Пл, (ПШ), скв. 10272, гл. 131 м, Желтянский участок (Вербицкий, 1970); 12 — кварцитогнейс — Кв+Гр₇₀+Би₄₀+Кор₁₃, с. Березневатое, P₂O₅ — 0,92 (Юрьев, 1968, 1969); 13 — сланец — Кв+Би+Му+Ми, скв. 12530, гл. 2440 м, р-к им. Ленина, Кривбасс, P₂O₅ — 0,03; 14 — сланец — Кв+Му+Би₃₀+Пл₂₅₋₃₀(+Мг), скв. 11509, гл. 194 м, Родионовский профиль; 15 — сланец — Кв+Му+Би_{49,5}+Гр_{87,3}+Ст₇₅₋₈₀, скв. 11508, гл. 141 м, Родионовский профиль; P₂O₅ — 0,03; 16 — гнейс — Кв+Пл₂₄+ПШ+Гр₈₂+Би_{54,5}, с. Чечелевка, р. Ингулец — 250 м, ниже устья р. Верблюжки, обр. 204/7; 17 — гнейс — Кв+Пл₁₅+Би_{33,3}+Кор_{20,7}, скв. 12091, гл. 159 м, Петровский участок; 18 — гнейс — Кв+Пл₂₀+ПШ+Гил₅₂+Би, с. Чечелевка, 200 м выше устья по р. Верблюжке, обр. 206/11; 19 — гнейс — Кв+Пл₂₀+ПШ+Би₄₅+Гил₅₁, с. Верблюжка, 300 м ниже плотины обр. 220/5; 20 — гнейс — Кв+ПШ+Пл₂₅+Би₃₇+Гр₆₅+Кор₂₈, р. Верблюжка, 4 км выше устья; обр. 207/1; 21 — сланец — Кв+Пл₄₃+Би₃₃+Гр₈₅+Грф, скв. 5903, глуб. 301 м, р-к XX Партсъезда, Кривбасс, К₂; 22 — сланец — Кв+Гр_{91,5}+Би₆₄+Грф, скв. 12530, гл. 2175 м, р-к им. Ленина, К₂; 23 — сланец — Кв+Гр₉₅+Би₇₄+Грф, скв. 12530, р-к им. Ленина, К₂ обр. 12530/1; 24 — сланец — Кв+Гр₈₉+Би₆₆, скв. 11509, глуб. 239 м, Родионовский профиль, К₂; 25 — сланец — Кв+Пл₄₆+Гр₈₅+Би₄₉, скв. 12803, гл. 94 м, Родионовский профиль, К₂; P₂O₅ — 0,11; 26 — гнейс — Кв+Пл₁₈+Би₂₇+Гр₇₉, вост. окраина с. Сасовки, р. Швиная; Li₂O — 0,04; обр. 24/1; 27 — сланец на контакте с мигмати-

22	23	24	25	26	27	28	29
0,805	0,79	0,78	0,79	0,78	0,78	0,8	0,908
—	—	—	0,08	0,03	—	—	—
1,945	0,58	2,02	2,01	2,00	1,52	2,00	2,56

37	38	39	40	41	42	43	44
2,82	2,74	2,65	2,87	2,64	2,70	2,78	2,81
1,18	1,21	1,35	1,13	1,36	1,30	1,22	1,19
0,40	0,23	0	0,33	0,14	0	0,08	0,17
0,02	0,11	0,09	0,09	0,08	0,12	0,21	0,228
0,19	0,26	0,21	0,20	0,47	0,35	0,32	0,122
0,89	0,91	1,32	0,70	1,03	0,95	1,32	1,33
1,55	1,53	1,37	1,70	1,25	1,52	1,04	1,09
0,01	0,01	0,01	0,02	—	0,01	0,02	0,014
0,05	0,03	0,018	0,026	—	0,05	0,04	0,019
0,08	0,10	—	0,05	0,05	0,05	0,05	0,025
0,79	0,90	0,808	0,82	0,82	0,83	0,85	0,87
—	—	—	—	—	—	0,04	0,075
1,31	1,35	—	1,24	2,49	1,40	1,45	1,31

том — $\text{Gr}_{81,5} + \text{Bi}_{45,5}$ Кв, Мт, скв. 412, гл. 60 м, с. Марьяновка (Мельник, 1963); обр. 412/74; 28 — сланец — Кв + $\text{Gr}_{92} + \text{Bi}_{73} + \text{Кум}_{81}$, Успенский участок (Семененко, 1956); 29 — крупнозернистый метасоматит — Кв + $\text{Gr}_{86} \pm \text{Bi}_{67,5} \pm \text{Хл}$, Мт, Сид, Кум, скв. 11967, гл. 163 м, Овнянский профиль; 30 — крупнозернистый метасоматит — Кв + $\text{Gr}_{76} + \text{Bi}_{52}$, скв. 12973, гл. 386 м, Ореховский участок; 31 — крупнозернистый пегматит в мигматите — Кв + ПШ + $\text{Pl}_{30} + \text{Bi}_{66} + \text{Gr}_{90}$, Соколовский карьер, зап. окраина г. Кировограда, обр. 019/3; 32 — крупнозернистый пегматит в гнейсе Кв + ПШ + $\text{Pl}_{14} + \text{Gr}_{88} + \text{Bi}_{67}$, карьер у с. Субботцы; P_2O_5 — 0,15; Li_2O — 0,38; об. 021/6; 33 — чарнокит — Кв + $\text{Pl} + \text{Bi}_{62,7} + \text{Гип}_{69,5} + \text{Gr}_{88} \pm \text{ПШ}$, левый берег р. Боковеньки, с. Зеленый Гай, обр. 306/22; 34 — порфировидный гранит — Кв + ПШ + $\text{Pl} + \text{Gr}_{88} + \text{Bi}_{65}$, р. Сухокля, 5 км западнее г. Кировограда, P_2O_5 — 0,06, обр. 02/1; 35 — очковый мигматит — Кв + $\text{Pl} + \text{Bi}_{70}$, Гр, ПШ, р. Вшивая, 2,4 км северо-западнее с. Сосновки, P_2O_5 — 0,05, Li_2O — 0,04, обр. 23/2; 36 — очковый мигматит — Кв + $\text{Pl}_{33} + \text{Bi}_{59}$, р. Ингул, южная окраина г. Кировограда, P_2O_5 — 0,34, Li_2O — 0,04, обр. 32/1; 37 — сланец (бластомилонит) по амфиболиту — (Кв) + $\text{Pl}_{30} + \text{Эп} + \text{Карб} + \text{Рог}_{45} + \text{Bi}_{41}$, скв. 394, гл. 204 м, Червоношахтарский участок; 38 — сланец (бластомилонит) по амфиболиту — $\text{Bi}_{43} + \text{Эп} + \text{Pl}_{38} \pm \text{Кв}$, Сф, скв. 522, гл. 108 м, с. Родионовка; 39 — очковый гнейс (бластомилонит) по плагиомигматиту — Кв + $\text{Pl}_{28} + \text{Рог}_{53} + \text{Bi}_{53} + \text{Эп}$, скв. 529, гл. 124 м, с. Родионовка; 40 — очковый гнейс (бластомилонит) по плагиомигматиту — Кв + $\text{Pl}_{37} + \text{ПШ} + \text{Bi}_{35} + \text{Эп}$, с. Лозоватка, 1 км ниже моста через р. Ингулец, обр. 107/4; 41 — гнейс — Кв + $\text{Pl}_{50} + \text{Рог}_{20,5} + \text{Gr}_{87} + \text{Bi}_{54,5}$, скв. 12021, гл. 139 м, Анновская полоса, с. Анновка; 42 — амфиболит — $\text{Pl}_{26} + \text{Bi}_{46} + \text{Рог}_{16,5} \pm \text{Кв}$, Эп, скв. 12801, гл. 58 м, с. Христофоровка, западная часть Родионовского профиля; 43 — чарнокитовый гранит — Кв + $\text{Pl} + \text{ПШ} + \text{Bi}_{61} + \text{Рог} + \text{Гип}_{69}$, р. Боковая, с. Анновка, б. Царева Могила (Сироштан, 1965), обр. 17 (63) — 1; 44 — чарнокит — Кв + $\text{Pl}_{32} + \text{ПШ} + \text{Би} + \text{Гип} + \text{Рог}$, карьер в с. Александровке, р. Боковенька, обр. 305.

Анализы выполнены: 1—4, 7, 8, 13, 15, 17, 19, 20, 22, 25, 31—33, 44 — Р. Л. Левиной; 14, 24, 37, 38, 40, 42 — Н. Д. Рябец; 16, 18, 21, 23, 29, 30, 39 — К. И. Рахленко; 26, 34—36 — В. Н. Ерохиной.

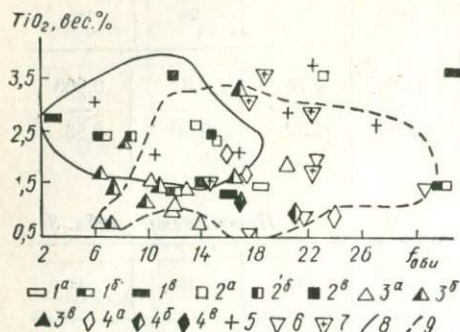


Рис. 13. Влияние содержания TiO_2 и степени окисления железа в биотитах на их окраску:

1 — из высокоглиноземистых пород; 2 — из богатых K_2O метапелитов; 3 — из бедных K_2O и CaO пород; 4 — из железистых пород; 5 — из бедных CaO гранитоидов; 6 — из богатых CaO пород; 7 — из богатых CaO гранитоидов; поля биотитов: 8 — красновато-бурых, 9 — зеленовато-бурых; а, б, в — означают соответственно породы из низко-, средне- и высокотемпературных метаморфических зон.

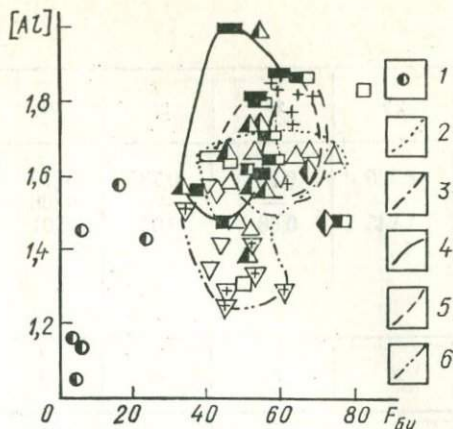


Рис. 14. Составы биотитов на диаграмме $F-[Al]$ (общая железистость — формульное количество алюминия):

1 — флогопиты; 2, 3, 4 — поля низко-, средне- и высокотемпературных биотитов; 5 — поле биотитов из бедных CaO гранитоидов; 6 — поле биотитов из богатых CaO пород. Остальные условные обозначения те же, что для рис. 13.

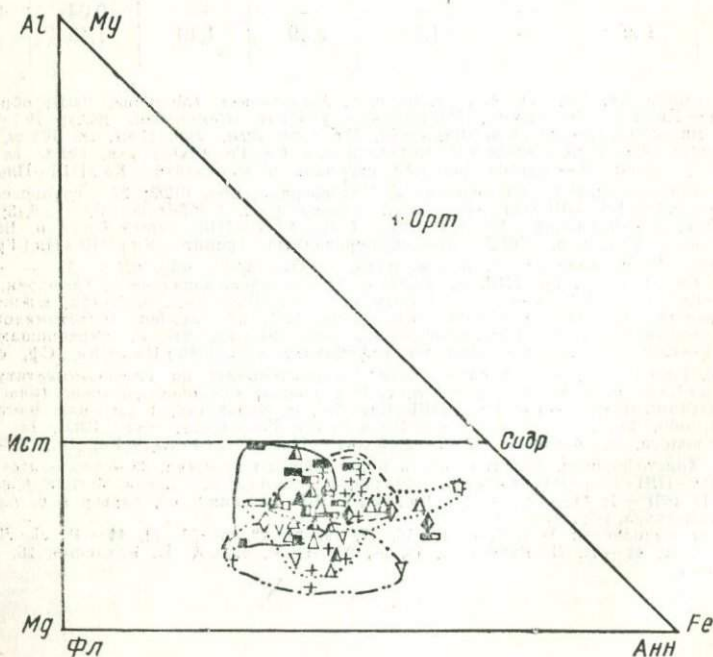


Рис. 15. Компонентный состав.

Условные обозначения те же, что для рис. 13 и 14.

Таблица 4

Химические составы (вес. %) и оптические константы флогопитов

Компонент, характеристика	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,58	38,00	43,88	36,51	36,98	40,32	39,67
TiO ₂	0,50	0,07	1,06	3,16	1,52	0,29	0,64
Al ₂ O ₃	14,55	18,62	13,79	16,10	18,37	13,32	17,32
Fe ₂ O ₃	0,72	4,83	0,89	11,62	1,91	1,66	2,57
MgO	1,87	2,87	2,80	—	12,66	2,29	0,57
FeO	—	0,01	—	Следы	0,04	0,05	0,13
MnO	27,50	20,70	24,74	17,40	15,73	26,76	23,58
CaO	0,30	0,84	—	—	0,28	1,19	1,41
Na ₂ O	0,67	0,80	0,93	0,30	0,25	0,16	0,16
K ₂ O	4,80	8,40	4,98	8,14	7,80	10,00	10,00
H ₂ O							
(гигр.)	1,50	0,05	0,48	1,53	0,14	0,00	0,06
H ₂ O							
(п. п. п.)	6,35	4,27	5,90	3,34	4,03	4,18	4,08
F	0,26	0,24	0,50	0,17	0,00	0,32	0,26
Сумма	100,61	100,52	100,00	98,32	99,75	100,54	100,45
ΔF	0,11	0,10	0,21	0,07	—	0,13	0,10
Сумма	100,50	100,42	99,79	98,25	—	100,31	100,35
d	—	—	—	—	2,992	2,806	2,873
Окраска	Светло-коричневая		Светлая зелено-вато-коричневая		Коричневая	Светло-желтая	Светло-коричневая
n _g	1,591	1,599	1,588	1,621	1,623	1,591	1,605
n _g —n _p	0,039	0,047	0,037	0,035	—	—	—
—2V	4—13°	22,3°	—	—	—	—	—
F	4,7	16,2	7,7	24,9	33,8	7,4	6,3
f ₀	21,5	—	—	—	11,3	—	—
A	17	58	13	43	58	6,5	47

Примечание. Места взятия образцов см. в примечании к табл. 5.

Степень глиноземистости биотитов можно еще выразить при помощи коэффициентов a_{Si} и a_{VI} (Кориковский, 1967):

$$a_{Si} = \frac{Al_{IV}}{Al_{IV} + Si_{IV}} \cdot 100\%; \quad a_{VI} = \frac{Al_{VI}}{Mg + Fe + Mn + Ti + Al_{VI}} \cdot 100\%.$$

На диаграмме a_{Si} — a_{VI} (как и на других) нанесены составы биотитов из низкотемпературных бедных CaO пород, среднетемпературных и высокотемпературных, а также из бедных CaO гранитоидов и богатых CaO пород. Выделенные поля разных биотитов заметно перекрывают друг друга (рис. 14—16). Лишь биотиты богатых CaO пород отличаются от других низкими величинами a_{Si} и a_{VI} .

На диаграмме F — TiO_2 выделены аналогичные поля, которые также заметно перекрываются (рис. 17). Отмечается несколько повышенное содержание TiO_2 в биотитах из высокотемпературных гнейсов и бедных CaO гранитоидах. Биотиты из богатых

CaO пород, мало отличаюсь от других по содержанию TiO_2 , имеют железистость не выше 55 и лишь у биотита из чарнокита она превышает 60.

В гранитоидах блоков биотит часто является одним из продуктов калиевого метасоматоза, которому подвергались первичные архейские плагиоклазовые товы и других метаморфических пород, составляющих субстрат мигматитов блока, биотитизированы неравномерно и особенно интенсивно по краям, биотит часто развит по роговой обманке или между кристаллами плагиоклаза и роговой обманки.

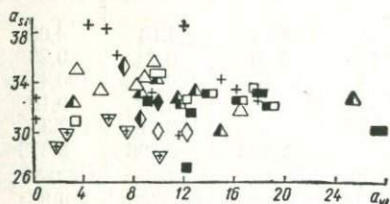


Рис. 16. Диаграмма $a_{Si}-a_{VI}$ для биотитов.

Условные обозначения те же, что для рис. 13.

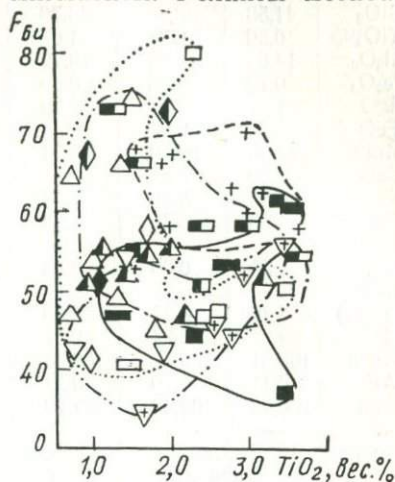


Рис. 17. Диаграмма $F-TiO_2$ для биотитов.

Условные обозначения те же, что для рис. 13 и 14.

Гранаты метаморфических пород изучаемой территории относятся к пиральспитовому ряду. Гроссуляр-андрадитовые разновидности исключительно редки. Пиральспитовые гранаты — это собственно альмандины с содержанием альмандиновой молекулы от 60 до 90%, чаще всего 70—85% (табл. 6).

Гранаты наряду с биотитами входят в состав бедных CaO метаморфических пород центральной части Украинского щита и встречаются во всех метаморфических зонах. Они несколько

Химические составы (вес. %) и показатели

Компонент, характеристика	Высокоглиноземистые породы						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	36,51	38,93	40,34	39,28	36,28	37,60	38,08
TiO ₂	0,00	Следы	0,18	0,08	0,40	0,32	0,11
Al ₂ O ₃	19,98	20,59	20,23	20,26	21,96	21,80	21,83
Fe ₂ O ₃	1,43	0,50	4,47	0,35	—	1,75	0,02
FeO	28,91	31,07	24,39	33,24	33,41	31,45	33,41

Таблица 5

Кристаллохимические формулы флогопитов
Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Si	2,86	2,75	3,05	2,76	2,71	2,84	2,78
Al _{IV}	1,14	1,25	0,95	1,24	1,29	1,11	1,22
Al _{VI}	0,09	0,33	0,18	0,19	0,29	—	0,20
Ti	0,02	—	0,06	0,18	0,08	0,02	0,04
Fe ³⁺	0,03	0,26	0,05	0,66	0,11	0,09	0,13
Fe ²⁺	0,11	0,17	0,16	—	0,77	0,13	0,02
Mg	2,81	2,24	2,55	1,97	1,71	2,80	2,45
Mn	—	—	—	—	—	—	0,01
Ca	0,02	—	—	—	0,02	0,09	0,10
Na	0,09	0,12	0,13	0,05	0,03	0,02	0,02
K	0,42	0,77	0,45	0,79	0,73	0,09	0,89
F	0,06	0,05	0,11	0,04	—	0,07	0,13
OH	2,90	2,06	2,78	1,70	1,96	1,96	1,90

Примечание. 1 — Кварцит — Фл+Кор+Кв (Юрьев, 1969); 2 — кварцит — Фл+Кор+Ант+Кв (Юрьев, 1969); 3 — сланец — Фл+Кор+Ант (Юрьев, 1969); 4 — амфиболит — Фл+Ант₂₁+Пл₆₆ (Юрьев, 1969); 5 — сланец — Фл+Кор_{21,4}+Ант, скв. 12091, гл. 178 м, Петровский участок; 6 — мрамор — Фл+Тр₇+Кв+Дол, скв. 12020, гл. 262 м, Родионовский профиль; 7 — кальцифир — Фл+Тр_{3,5}+Ди+Ка, скв. 12314, гл. 222 м, Родионовский профиль. Анализы выполнены: 5 — Р. Л. Левиню, 6, 7 — Б. В. Мирской.

уступают по распространенности биотиту, но превосходят его по своему значению для петрологического анализа условий образования метаморфических пород, так как являются более тонкими индикаторами изменения температуры и давления. В специфических парагенезисах (например, в богатых К₂О высокоглиноземистых гнейсах) состав гранатов может прямо указывать на степень метаморфизма пород. В породах, богатых СаО, гранаты встречаются редко.

Содержание пироповой молекулы в гранатах изменяется от 4—5 до 30—33%, обычно составляя 10—20%. Оно зависит от состава породы (ее железистости) и от степени метаморфизма, увеличиваясь с повышением последней в породах близкого со-

Таблица 6

преломления гранатов

		Богатые К ₂ О породы			Бедные К ₂ О породы средней железистости	
8	9	10	11	12	13	14
38,05	39,05	38,7	39,96	—	37,15	37,47
0,02	0,10	0,07	0,00	—	0,56	0,05
20,79	20,53	20,54	20,49	—	20,48	19,93
0,66	0,27	9,14	0,72	—	1,40	1,53
35,53	34,70	24,51	27,76	—	8,39	32,60

Компонент, характеристика	Высокоглиноземистые породы						
	1	2	3	4	5	6	7
MnO	7,94	1,89	1,62	0,65	0,50	0,85	0,31
MgO	3,32	4,27	7,25	4,52	2,87	2,91	5,06
CaO	0,14	2,07	1,55	0,90	2,80	1,76	0,81
Na ₂ O	0,03	0,16	0,07	0,05	0,20	—	0,06
K ₂ O	0,17	0,10	0,06	0,29	0,12	0,14	0,12
H ₂ O (гигр.)	0,10	0,10	0,16	0,42	0,36	0,38	0,06
H ₂ O (п. п. п.)	1,15	0,71	0,29	0,04	0,92	0,72	0,18
Сумма	99,68	100,49	100,65	100,13	99,88	99,79	100,05
Уд. вес	4,224	4,058	4,030	4,140	4,105	4,195	—
<i>n</i>	1,808	1,801	1,798	1,807	1,808	1,810	1,799
Мол. %							
Алм	67,0	72,2	63,5	77,4	78,6	79,7	76,3
Пир	13,2	17,4	28,5	18,5	11,7	12,8	20
Спес	18,9	4,4	3,7	1,4	1,4	2,1	0,7
Грос	0,5	6,1	4,4	2,7	8,3	5,3	2,0
<i>F</i>	83,5	80,6	69,0	80,8	87,2	86,2	78,8
<i>f</i> ₀	4,3	1,4	4,5	0,9	—	4,9	0,9
X _{Mg}	0,134	0,222	0,288	0,19	0,128	0,135	0,212
X _{Mn}	0,181	0,047	0,039	0,014	0,015	0,0226	0,71
X _{Ca}	0,005	0,061	0,044	0,027	0,083	0,035	—

Компонент, характеристика	Богатые K ₂ O породы			Бедные K ₂ O породы средней железистости			
	8	9	10	11	12	13	14
	0,33	0,53	0,83	0,42	—	26,50	2,50
	4,12	2,77	4,05	8,45	—	3,94	3,33
	0,53	1,41	1,63	1,54	—	1,31	2,10
	0,08	0,13	—	0,07	—	—	0,44
	0,07	0,07	—	0,13	—	—	0,03
	0,06	0,00	0,00	0,10	—	—	0,10
	0,17	0,02	0,70	0,80	—	—	0,17
	100,41	99,65	100,17	100,44	—	99,73	100,25
	4,094	—	4,24	3,906	—	3,98—4,1	—
	—	—	1,804	1,788	1,793	1,785	—
	81,3	82,6	76,4	61,9	67,9	20,8	75,1
	16,5	11,6	16,8	32,8	22,2	16,3	13,1
	0,7	1,2	1,8	0,95	2,6	59,2	5,6
	1,5	4,6	5,8	4,4	7,3	3,6	6,2
	83,0	87,3	81,9	65,3	75	56,2	84,7
	1,6	0,69	—	2,2	—	—	—
	0,168	0,122	0,1765	0,342	0,24	0,17	—
	0,0075	0,013	0,019	0,010	—	0,615	—
	0,0051	—	0,058	0,044	—	0,036	—

Компонент, характеристика	Бедные K ₂ O породы средней железистости						
	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	37,98	42,22	36,20	37,50	37,01	38,26	40,45
TiO ₂	0,24	0,07	0,10	0,00	0,21	0,18	0,0
Al ₂ O ₃	19,34	19,76	20,54	19,76	20,42	18,60	18,90
Fe ₂ O ₃	0,90	11,00	0,42	0,78	0,12	2,30	2,23
FeO	32,57	18,32	36,51	37,40	34,95	26,93	30,42
MnO	0,10	2,50	0,52	0,23	2,19	6,39	2,39
MgO	3,58	2,74	1,06	2,08	1,60	3,01	4,80
CaO	1,26	3,27	3,86	1,47	2,80	1,12	0,11
Na ₂ O	0,19	—	—	0,08	0,06	—	0,06
K ₂ O	0,35	—	—	0,08	0,08	—	0,12
H ₂ O (гигр.)	0,30	—	—	0,16	0,00	—	0,14
H ₂ O (п. п. п.)	2,16	0,31	—	0,15	0,35	—	0,48
Сумма	98,97	100,19	99,22	99,76	99,79	96,79	100,19
Уд. вес	—	3,91	—	4,302	4,150	—	4,02
<i>n</i>	—	1,801	1,813	1,812	1,810	1,803	1,806
Мол. %							
Алм	81,5	71,0	83,6	86,60	80,3	68,7	74,5
Пир	14,1	12,2	4,3	8,38	6,5	12,63	19,5
Спес	0,4	0,3	1,0	0,38	5,1	15,33	5,6
Грос	3,9	10,6	11,2	4,33	8,2	3,45	0,3
<i>F</i>	85,0	85,4	95,2	91,5	92,3	84,8	79,2
<i>f</i> ₀	—	—	—	1,7	—	—	—
X _{Mg}	—	0,135	0,048	0,0885	0,077	0,131	0,197
X _{Mn}	—	0,071	—	0,0055	0,051	0,15	0,055
X _{Ca}	—	0,106	—	0,44	0,082	0,035	0,003

Компонент, характеристика	Бедные K ₂ O породы высокой железистости						
	22	23	24	25	26	27	28
	36,60	27,28	36,64	35,74	35,65	37,26	37,92
	0,07	0,06	0,14	0,06	0,19	0,20	0,07
	20,08	19,45	16,01	19,13	18,06	20,54	21,06
	2,18	3,12	4,36	2,02	3,16	13,71	6,85
	16,07	27,56	29,87	36,90	36,63	23,99	29,28
	17,13	3,74	4,64	0,66	0,42	0,07	0,05
	2,32	3,07	2,35	2,46	2,89	2,51	3,90
	4,33	2,28	3,83	1,40	0,90	0,61	0,61
	0,05	0,25	0,20	0,11	0,25	—	—
	0,22	—	—	0,07	0,31	—	—
	0,16	0,14	0,08	0,08	0,32	—	—
	1,12	2,41	1,56	0,91	1,80	0,20	0,09
	100,33	99,57	100,09	99,54	100,58	99,09	99,83
	—	—	—	—	4,16	4,00	4,10
	—	—	—	—	—	1,815	1,810
	40,2	71,5	71,3	84,5	85,8	87,3	82,0
	9,2	13,0	8,7	10,0	11,0	0,9	16,2
	38,2	8,9	10,0	1,6	0,8	—	—
	12,4	6,8	10,2	3,9	2,4	1,8	1,75
	81,5	84,6	89,3	89,5	88,6	88,8	83,7
	—	—	—	—	—	33,9	—
	0,1045	—	—	—	—	0,1223	0,1645
	—	—	—	—	—	0,002	—
	0,124	—	—	—	—	—	—

Компонент, характеристика	Бедные К ₂ O породы высокой железистости						Богатые	
	29	30	31	32	33	34	35	
SiO ₂	36,16	36,32	38,39	36,58	37,44	39,38	41,35	
TiO ₂	0,18	Следы	0,02	0,06	0,07	0,07	—	
Al ₂ O ₃	20,15	19,55	20,15	20,74	20,54	21,05	18,93	
Fe ₂ O ₃	12,14	1,94	0,15	0,93	7,14	7,14	0,79	
FeO	26,96	35,10	33,66	32,68	27,09	24,25	28,77	
MnO	0,17	0,35	2,39	0,39	1,15	0,22	1,68	
MgO	1,00	1,41	2,78	1,70	3,02	5,43	2,46	
CaO	3,27	4,06	1,24	6,02	2,24	1,63	5,18	
Na ₂ O	—	0,05	0,12	0,04	—	—	0,06	
K ₂ O	—	0,12	0,09	—	—	—	0,08	
H ₂ O (гигр.)	—	0,18	0,04	0,04	—	—	0,16	
H ₂ O (п. п. п.)	0,40	0,57	1,33	1,19	0,46	0,74	0,72	
Сумма	100,43	99,65	100,36	100,37	99,15	99,91	100,20	
Уд. вес	4,18	4,175	4,130	—	—	—	4,132	
<i>n</i>	1,813	1,811	1,809	—	1,809	1,798	1,801	
Мол. %	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Алм} \\ \text{Пир} \\ \text{Спес} \\ \text{Грос} \\ F \end{array} \right.$	86,0	82,3	79,2	75,1	75,3	72	70,0
		4,1	5,63	11,5	6,8	12,4	22,9	10,4
		0,4	0,81	3,6	0,9	2,7	0,4	4,0
		9,5	11,45	5,7	17,3	6,4	5,1	15,6
		95,5	93,6	87,2	92,1	85,8	75,8	87,0
<i>f</i> ₀	—	4,7	0,4	—	—	—	2,0	
X _{Mg}	0,045	0,0632	0,117	0,083	0,133	0,234	0,125	
X _{Mn}	—	0,0089	—	0,011	0,0298	0,0053	0,049	
X _{Ca}	—	—	—	0,173	0,064	0,051	0,157	

Примечание. 1 — Гнейс — Кв+Му+Пл₁₆+ПШ+Сил+Гр_{33,6}+Би+Грф, скв. 9254, гл. 595 м, Анновская полоса; 2 — гнейс — Кв+ПШ+Пл₆₀+Сил+Би₅₃+Грф₈₀+Кор₃₁+Грф, скв. 12047, гл. 235 м, Ново-Стародубский участок; 3 — гнейс — Кв+(ПШ)+Сил+Би₄₇+Гр₈₀+Грф, скв. 9542, гл. 146 м, Северо-Лозоватский участок, P₂O₅ — 0,04 (Горошников, 1971); 4 — гнейс — Кв+(ПШ)+Сил+Би₆₀+Гр₃₃+Грф, скв. 9559, гл. 139 м, Северо-Лозоватский участок, P₂O₅ — 0,05 (Горошников, 1971); 5 — гнейс — Кв+Сил+Би₆₆+Гр₈₇, Тур, скв. 11923, гл. 81 м, Червонокаменский участок, P₂O₅ — 0,08 (Горошников, 1971); 6 — гнейс — Кв+Сил+Би₅₈+Гр₈₆+Грф, Тур, скв. 11965, гл. 313 м, Овнянский участок, P₂O₅ — 0,11 (Горошников, 1971); 7 — гнейс — Кв+Сил+Сил+Би₄₃+Кор₃₁+Гр₇₀+ (ПШ), скв. 11565, гл. 131 м, Березневатский участок; 8 — гнейс — Кв+ПШ+Сил+Гр₈₃+Би₅₆, скв. 11967, гл. 153 м, Овнянский участок; 9 — сланец — Кв+Му+Би_{49,5}+Гр+Ст₇₅₋₈₀, скв. 11508, гл. 141 м, Родионовский профиль, P₂O₅ — 0,07; 10 — гнейс — Кв+Пл₂₄+ПШ+Би_{54,5}+Гр₃₂, с. Чечелевка, р. Ингулец, обр. 204/7; 11 — гнейс — Кв+Пл₂₉+ПШ+Би₂₇+Гр₈₅+Кор₂₈, р. Верблюжка, 4 км выше устья, обр. 207/1; 12 — кварцито-гнейс — Кв+Гр₇₅+Би₄₆+Кор₁₃, с. Березневатое (Юрьев, 1968, 1969); 13 — сланец — Кв+Би+Гр+Грф, Тур, пирит, пирротин, скв. 13363, гл. 560 м, р-к им. К. Либкнехта, Кривбасс (Мордовец, 1972); 14 — гнейс — Кв+Би+Гр₈₅+Пл₂₉+Хл, скв. 461, гл. 125—128 м, сс. Родионовка — Марьяновка (Мельник, 1963); 15 — сланец — Кв+Би+Гр_{81,5}+Грф, с. Попельнястоє, К₂ (Шнюков, 1958); 16 — сланец — Кв+Пл₄₃+Гр₈₅+Би₅₃, скв. 5903, гл. 301 м, р-к XX Партсъезда, Кривбасс; 17 — сланец — Кв+Би₇₄+Гр₈₅+Грф, скв. 12530, р-к им. Ленина, Кривбасс, обр. 12530/1; 18 — сланец — Кв+Гр_{31,5}+Би₆₄+Грф, скв. 12530, гл. 2175 м, р-к им. Ленина, К₂, С — 0,07; 19 — сланец — Кв+Гр₈₉+Би₆₆, скв. 11509, гл. 239 м, Родионовский профиль; 20 — сланец — Кв+Пл₄₀+Гр₈₅+Би₄₉, скв. 12803, гл. 94 м, Родионовский профиль; 21 — гнейс — Кв+Пл₁₈+Би₄₇+Гр₇₀, восточная окраина с. Сасовки, р. Вшивая, приток р. Ингула, P₂O₅ — 0,05, Cr₂O₃ — 0,04, обр. 24/1; 22 — сланец на контакте с мигматитом — Кв+Мт+Би_{3,5}+Гр_{1,5}, скв. 412, гл. 60 м, с. Марьяновка (Мельник, 1963), обр. 412/74; 23 — сланец — Кв+Пл+Гр_{44,6}+Би+Мт, скв. 462,

CaO породы	Пегматиты и граниты							
	36	37	38	39	40	41	42	43
38,06	37,41	37,74	36,73	37,75	37,14	37,86	37,26	
Следы	0,0	—	0,11	0,12	—	0,05	Следы	
20,33	19,60	20,00	21,04	21,00	19,89	21,57	21,64	
0,15	0,26	2,90	0,12	0,23	2,10	0,11	0,63	
29,63	37,50	34,36	35,14	35,91	35,59	31,97	32,83	
1,06	1,58	1,75	3,26	1,53	1,42	1,75	1,82	
2,50	2,86	2,93	2,74	2,26	2,94	4,20	2,66	
7,74	0,20	0,10	0,36	0,68	0,18	1,42	2,96	
0,20	0,06	0,11	0,09	0,16	0,05	0,11	0,04	
0,08	0,10	0,12	0,16	0,12	0,10	0,11	0,14	
0,10	0,02	0,02	0,02	0,08	0,10	0,09	0,00	
0,64	0,71	0,12	0,47	0,41	0,45	0,23	0,24	
100,49	100,47	100,45	100,24	100,25	100,15	99,61	100,22	
4,00	4,24	4,27	4,207	4,125	4,20	4,130	4,19	
1,799	1,813	1,814	1,811	1,813	1,814	1,803	1,804	
66,5	84,2	83,6	80,8	84,7	84,3	75,00	76,2	
10,0	11,4	11,7	11,0	9,4	11,8	17	10,8	
2,4	3,6	4,0	7,5	3,8	3,3	4	4,2	
22,2	0,3	0,3	1,0	2,1	0,7	4	8,7	
87,0	88,2	87,0	88,0	90,0	88,0	81,2	88	
—	—	—	—	—	5,1	4,65	1,79	
0,1263	0,115	0,118	0,1104	0,0973	0,125	0,805	0,119	
—	—	—	0,076	0,037	—	0,0426	0,046	
—	—	—	0,01	0,038	—	—	—	

гл. 53—66 м, P_2O_5 — 0,04, SO_3 — 0,17; Родионовский участок (Мельник, 1963), обр. 462/13; 24 — мигматит — $Kв+Gr_{85,3}+Би+Мт+Хл$, скв. 466, гл. 55—56 м, с. Родионова, SO_3 — 0,41 (Мельник, 1963), обр. 466/5; 25 — роговик — $Kв+Gr_{89,5}+Кум+Мт$, с. Попельнастое (Шнюков, 1958); 26 — сланец — $Kв+Gr_{88,8}+Кум_{66}+Мт$, сев. часть Кривбасса, K_2 (Половинкина, 1951); 27 — сланец — $Kв+Кум_{60}+Gr_{89}+Би_{49}$, скв. 12341, гл. 806 м, Лихмановская синклираль, K_3^{1-c} ; 28 — сланец — $Gr_{84}+Би_{49}+Кум_{72}+Пл_{5-10}$, Желтореченская синклираль, шахта Новая, K_3 , обр. 48—Г; 29 — сланец — $Kв+Кум_{86}+Gr_{95,6}+Би_{13}$, скв. 12404, гл. 895 м, Желтореченская синклираль, с. Ольховка; 30 — сланец — $Kв+Gr_{84}+Кум+Би_{70}$, скв. 9254, гл. 660 м, Анновская полоса; 31 — железистый кварцит — $Gr_{87}+Гип+Мт+Кв$, скв. 11565, гл. 127 м, Березневатский участок; 32 — сланец — $Kв+Gr_{92}+Кум_{81}+Би_{73}$ (Хл, Мт), Успенский участок (Семеновко, 1956); 33 — крупнозернистый метасоматит — $Kв+Gr+Би_{67,5}+Кум$, Хл, Мт, скв. 11967, гл. 163 м, Овнянский участок; 34 — крупнозернистый метасоматит — $Би+Gr_{76}+Кв$, скв. 12973, гл. 386 м, Ореховский участок; 35 — сланец — $Kв+Пл_{50}+Ро_{60,6}+Би_{54,5}+Gr_{87}$, скв. 12021, гл. 139 м, Анновская полоса, K_3 , С — 0,02; 36 — железистый кварцит — $Kв+Ро_{30}+Пл+Gr_{87}+Мт$, скв. 11565, гл. 120 м, Березневатский участок; 37 — пегматодный гранит — $Kв+Пл_{16}+ПШ+Gr_{88}+Му$, Сил, р. Базарная, 3 км выше устья, приток р. Ингула, P_2O_5 — 0,15, Cr_2O_3 — 0,02, обр. 6/1; 38 — пегматодный гранит — жила в гнейсе — $Kв+Пл_8+ПШ+Gr_{88}+Му$, Би, Сил, Кор, р. Базарная, 2 км выше устья, P_2O_5 — 0,25, Cr_2O_3 — 0,05, обр. 10/2; 39 — крупнозернистый пегматит — жила в гнейсе — $Kв+Пл_{14}+ПШ+Би_{67}+Gr_{88}$, с. Субботцы, карьер в гнейсах, обр. 021/6; 40 — средне-, крупнозернистый пегматит в граните (порфибололастическом подмигматите) — $ПШ+Пл_{20}+Gr_{90}+Би_{66}$, западная окраина г. Кировограда, Соколовский карьер, обр. 019/3; 41 — крупнозернистый пегматит — $ПШ+Gr_{84}$ (Пл, $Би_{57}$), P_2O_5 — 0,16, Cr_2O_3 — 0,03, обр. 19/6, там же; 42 — метатект полосчатого мигматита по биогитовому гнейсу — $Kв+Пл_{23}+ПШ+Би+Gr$, Ц, с. Чечелевка, Ингулец, P_2O_5 — 0,14, обр. 208/4; 43 — чарнокит — $Kв+Пл+Gr+Би_{67,7}+Гип_{69,5}+ПШ$, левый берег р. Бокovenьки, 1,5 км выше плотины, с. Зеленый гай, обр. 306/22. Анализы выполнены: 1, 2, 7—9, 11, 18, 30, 35, 43 — Р. Л. Левиной; 10, 16, 17, 27—29, 33, 34 — И. В. Малютиной; 19, 39, 40 — Б. В. Мирской, 4, 21, 37, 38 — Н. Д. Рябца.

става. Максимальная и минимальная железистость гранатов в трех грубо выделенных степенях метаморфизма составляет: в низкотемпературной — 95 и 83, в среднетемпературной — 92 и 75 и в высокотемпературной — 80 и 65 (см. рис. 29).

Содержание спессартиновой молекулы невелико и составляет от 1—2 до 4—5% (рис. 18), иногда достигает 10, а в исключительных случаях — 15—18%. Высокомарганцовистый гранат описан дважды: в магнетитсодержащих сланцах из полосы мигматитов западнее Криворожского бассейна по р. Ингульцу (38,2% молекулы спессартина) (Мельник и др., 1963) и альмандин-спессартин (спессартина — 59,2%) из низкотемпературных углистых сланцев верхней свиты Кривбасса (табл. 6, 7). Большинство гранатов из бедных СаО пород разных степеней метаморфизма содержат немного спессартина (до 3—4%), повышенные его содержания (до 20%) встречаются в низкотемпературных породах. В гранатах из бедных СаО гранитоидов Приингулья отмечается повышенное, но постоянное содержание спессартина (2—5%) (рис. 18).

По данным экспериментальных исследований (Dahl, 1968; Hsu, 1968), при метаморфических температурах и давлениях (550—650°С и 3 кбар) в системе Si—Al—Fe—Mn—K—O—H насыщение граната марганцем высокое и составляет 48—80% молекулы спессартина, хотя заметно зависит от изменения P — T условий. Низкие содержания минала спессартина в изучаемых гранатах определяются количеством MnO в системе. В этом случае для установления P — T условий важно не содержание марганца в гранате, а его распределение между гранатом и биотитом (Перчук, 1968).

Степень окисления железа (f_0) в гранатах, по данным химических анализов, различна. Чаще всего она невелика, составляет 0—2%, но в некоторых случаях поднимается до 10—20%. При этом повышенное содержание Fe_2O_3 в гранате редко сопровождается увеличением его кальциевости. И, наоборот, высокое содержание СаО в гранате редко сопровождается высокой степенью окисления железа. В случае повышенного содержания в гранате СаО и Fe_2O_3 его показатель преломления при той же железистости оказывается, как правило, ниже, чем у граната с низким содержанием СаО. Из сказанного можно сделать вывод, что содержание андрадитовой молекулы в исследованных гранатах очень низкое, близкое к нулю, СаО идет на молекулу гроссуляра, а трехвалентное железо либо изоморфно замещает двухвалентное в молекуле альмандина, либо его содержание, по данным химанализов, в гранате сильно завышено, что случается нередко. Таким образом, весь СаО следует пересчитывать на гроссуляр, а андрадит не учитывать. Ошибка при этом, вероятно, небольшая, так как получаются обычно хорошие совпадения показателей преломления гранатов, измеренных и

рассчитанных из химанализов с учетом только одного grossуляра.

Содержание молекулы grossуляра (+ андрадит) в гранатах из бедных СаО пород варьирует от нуля до 12%, но чаще всего

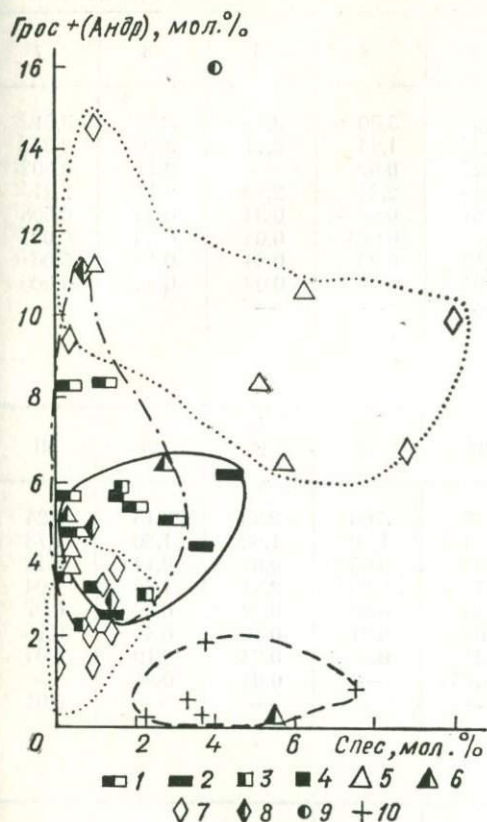


Рис. 18. Соотношение содержаний (в мол. %) миналов grossуляра (+ андрадит) и спессартина в пиральспитовых гранатах:

1, 2 — из средне- и высокотемпературных высокоглиноземистых метапелитов; 3, 4 — из средне- и высокотемпературных богатых K_2O метапелитов; 5, 6 — из низко- и среднетемпературных бедных СаО и K_2O пород; 7, 8 — из низко- и среднетемпературных железистых пород; 9 — из богатых СаО пород; 10 — из бедных СаО гранитоидов.

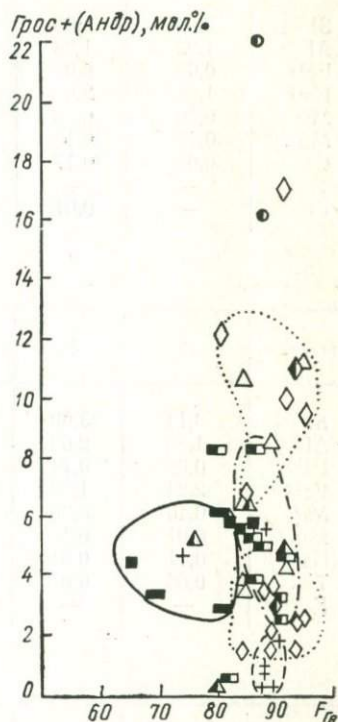


Рис. 19. Соотношение между общей железистостью (F) и содержанием минала grossуляра (+ андрадит) в гранатах.

Условные обозначения те же, что для рис. 18.

составляет 1—7, со средним значением 3—5% (рис. 18, 19). В низко- и среднетемпературных сланцах и гнейсах содержания grossуляровой молекулы наиболее изменчивы. Количество grossуляра в высокотемпературных гнейсах близко к среднему (3—6%), а в бедных СаО гранитоидах Приингулья оно наи-

Кристаллохимические
Количество ионов в

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Si	3,00	3,08	2,99	3,00	2,96	2,98	3,01
Al	1,92	1,92	1,87	1,93	2,11	2,10	2,041
Fe ³⁺	0,09	0,03	0,27	0,02	—	0,11	0,002
Fe ²⁺	1,98	2,06	1,60	2,24	2,28	2,13	2,21
Mg	0,40	0,50	0,84	0,54	0,34	0,36	0,598
Mn	0,58	0,13	0,11	0,004	0,04	0,06	0,021
Ca	0,01	0,17	0,13	0,08	0,24	0,15	0,06
Ti	—	—	0,01	—	0,03	0,02	0,006
K	—	0,01	—	—	—	—	—

Элемент	15	16	17	18	19	20	21
Si	3,14	3,00	2,88	3,06	2,98	3,15	3,24
Al	1,88	2,06	1,99	1,90	1,92	1,80	1,78
Fe ³⁺	0,06	0,74	0,03	0,05	0,01	0,14	0,13
Fe ²⁺	2,24	1,33	2,51	2,56	2,34	1,85	2,04
Mg	0,40	0,36	0,13	0,25	0,19	0,36	0,57
Mn	0,01	0,19	0,04	0,01	0,15	0,44	0,16
Ca	0,11	0,31	0,34	0,13	0,24	0,10	0,01
Ti	0,05	0,01	0,005	—	0,01	0,01	—
K	—	—	—	—	—	—	0,01

Элемент	29	30	31	32	33	34	35
Si	2,91	3,00	3,11	3,00	3,00	3,06	3,26
Al	1,91	1,90	1,92	2,00	1,94	1,93	1,75
Fe ³⁺	0,73	0,12	0,01	0,05	0,43	0,41	0,04
Fe ²⁺	1,81	2,42	2,28	2,2	1,82	1,57	1,90
Mg	0,12	0,17	0,33	0,2	0,37	0,83	0,29
Mn	0,01	0,025	0,164	—	0,08	0,01	0,11
Ca	0,28	0,35	0,106	0,5	0,19	0,14	0,44
Ti	0,01	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—

формулы гранатов
пересчете на 12 (O)

8	9	10	11	12	13	14
3,04	3,13	3,04	3,09	2,99	3,00	3,03
1,96	1,93	1,89	1,86	1,99	1,95	1,89
0,04	0,016	0,54	0,04	0,168	0,08	0,09
2,37	2,32	1,60	1,79	1,874	0,56	2,20
0,494	0,328	0,47	0,97	0,665	0,50	0,40
0,02	0,035	0,05	0,03	0,78	1,82	0,17
0,046	0,121	0,14	0,13	0,22	0,11	0,19
—	0,005	—	—	0,005	—	—
—	—	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 7

22	23	24	25	26	27	28
2,99	3,07	3,06	2,98	3,00	2,96	2,99
1,93	1,89	1,58	1,87	1,78	1,92	1,96
0,13	0,19	0,28	0,06	0,19	0,82	0,41
1,10	1,90	2,09	2,55	2,60	1,60	1,93
0,28	0,38	0,29	0,31	0,36	0,29	0,46
1,17	0,26	0,33	0,05	—	0,005	0,003
0,38	0,20	0,34	0,12	0,08	0,05	0,05
—	—	—	0,005	—	0,01	0,004
—	—	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 7

36	37	38	39	40	41	42	43
3,03	3,06	3,03	2,98	3,06	3,02	3,02	2,99
1,91	1,88	1,89	2,01	2,00	1,91	2,03	2,041
0,01	0,01	0,17	0,01	0,01	0,13	0,01	0,04
1,97	2,56	2,32	2,43	2,42	2,42	2,14	2,20
0,297	0,34	0,35	0,33	0,27	0,36	0,50	0,318
0,07	0,11	0,12	0,23	0,11	0,10	0,118	0,123
0,66	0,02	0,01	0,03	0,06	0,02	0,122	0,256
—	—	—	—	0,006	—	0,002	—
—	0,01	0,01	—	—	0,01	—	—

меньшее (0—2%). В богатых СаО породах содержание молекулы гроссуляра в гранатах выше и составляет 16—22%. Таким образом, содержание СаО в гранате прежде всего зависит от количества этого окисла в породе. На расположение прямых линий — графиков зависимости показателя преломления от железистости — прежде всего влияет содержание гроссулярового минала в гранате. Для гранатов из бедных СаО пород средняя

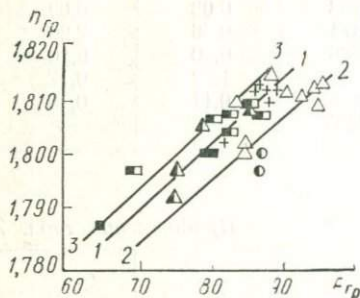


Рис. 20. Графики зависимости общей железистости гранатов от показателя преломления:

1 — средняя прямая для изученных пиральспитовых гранатов; 2 — прямая С. П. Кориковского (1967) для граната с 8,5% гроссулярового минала; 3 — прямая С. П. Кориковского (1967) для безгроссулярового граната, соответствующая гранатам из изученных высокотемпературных метapelитов.

Условные обозначения те же, что для рис. 18.

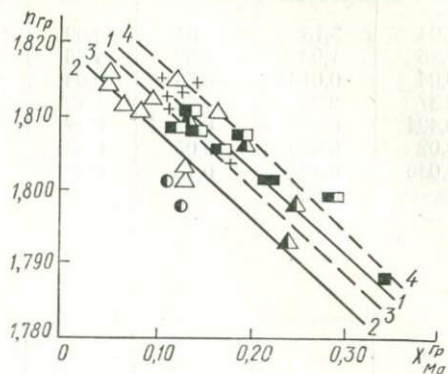


Рис. 21. Графики для определения мольной доли магния (X_{Mg}) в пиральспитовых гранатах из бедных СаО пород по показателям преломления:

1 — для средне- и высокотемпературных гранатов; 2 — для большей части низкотемпературных гранатов (с 8—10% гроссулярового минала); 3 — общая средняя прямая; 4 — для безгроссулярового граната.

Условные обозначения те же, что для рис. 18.

прямая соответствует гранату с 4—5% гроссуляра (рис. 20). Прямая I (Кориковский, 1967), рекомендованная для высокотемпературных гнейсов, примерно отвечает безгроссуляровому гранату. Прямую II, соответствующую гранату с 8—9% гроссуляра, можно, вслед за С. П. Кориковским, использовать для гранатов из низкотемпературных пород, бедных СаО.

Кроме того, можно еще предложить график зависимости показателя преломления граната от мольной доли Mg ($X_{Mg}^{Гр}$) (рис. 21).

Роговые обманки — одни из наиболее сложных минералов метаморфических пород. Они образуются в различных $P-T$ условиях и характерны для пород, богатых СаО, преимущественно для метабазитов. Встречаются также в амфибол-салитовых и роговообманковых гнейсах, образующих прослои небольшой мощности в толще биотитовых гнейсов метапесчаниковой пачки. Биотит-роговообманковые гнейсы имеют промежуточный состав между биотитовыми и салитовыми гнейсами и часто от-

мечаются в переходной зоне (прослое) между слоями этих пород. В мигматитах и гранитах, слагающих блоки, нередко содержится роговая обманка.

Интенсивность окраски роговых обманок зависит главным образом от их железистости, а также от содержания молекулы гастингсита, добавление которой придает кальциевому амфиболу бурый цвет (по Ng) (рис. 22). Роговые обманки централь-

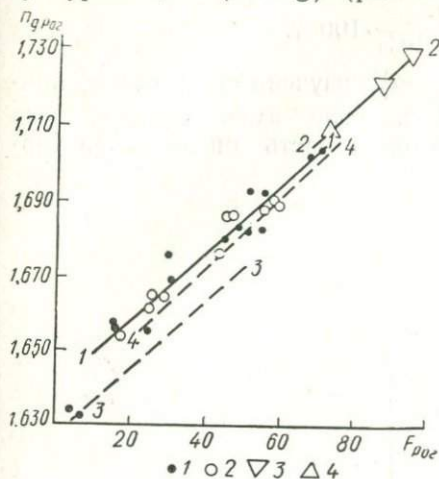


Рис. 22. Зависимость n_g роговых обманок от общей железистости (F).

Прямая 1 — для сине-зеленых, преимущественно среднетемпературных роговых обманок, 2 — для высокотемпературных гастингситовых роговых обманок, 3 — для тремолитов-актинолитов (Соболев, 1950), 4 — для зеленых роговых обманок (Соболев, 1950).

1, 2, 4 — низко-, средне- и высокотемпературные роговые обманки; 3 — гастингситы (Кориковский, 1967).

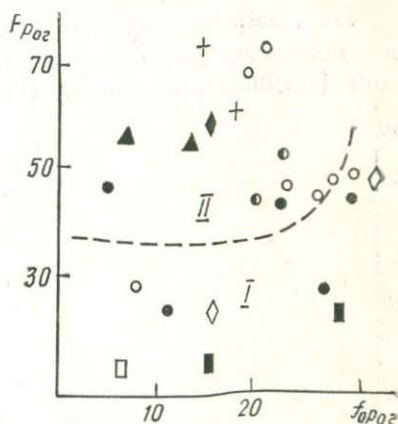


Рис. 23. Влияние общей железистости (F) и коэффициента окисления (f_0) на окраску роговых обманок по n_g :

I — поле голубовато-зеленых, II — поле сине-зеленых и зеленых роговых обманок.

Условные обозначения те же, что для рис. 24. Крестиком обозначены буровато-зеленые роговые обманки из чарнокитов.

ной части щита окрашены в голубовато-зеленый, сине-зеленый, зеленый или буровато-зеленый цвет (по Ng). Голубовато-зеленые роговые обманки из разных метаморфических зон мало железисты (железистость до 30—40) либо среднежелезисты с высоким f_0 ($F=45-55$, f_0 более 27) из низкотемпературных зон (рис. 23). Наиболее распространенные среднежелезистые ($F=45-70$) сине-зеленые роговые обманки встречаются в низко- и среднетемпературных метабазитах. С эпидотом ассоциируют среднежелезистые (45—55) сине-зеленые роговые обманки с несколько повышенным f_0 (20—27). Зеленые и особенно буровато-зеленые роговые обманки характерны для высокотемпературных метабазитов и чарнокитов гранулитовой фации.

Для среднежелезистых роговых обманок из метабазитов намечается такой ряд, соответствующий низко-, средне- и высокотемпературным степеням метаморфизма: голубовато- и сине-зе-

ленные роговые обманки с эпидотом, сине-зеленые (иногда зеленые), буро-зеленые и зеленые роговые обманки.

Изоморфные замещения в роговых обманках могут быть выражены при помощи трех коэффициентов: a_{Si} , a_{VI}^{3+} , a_{Ca} :

$$a_{Si} = \frac{Al_{IV}}{Al_{IV} + Si} \cdot 100\%; \quad a_{VI}^{3+} = \frac{Al_{VI} + Ti + Fe^{3+}}{Mg + Fe + Al_{VI} + Ti + Mn} \cdot 100\%;$$

$$a_{Ca} = \frac{Na + K}{Na + K + Ca} \cdot 100\%.$$

На диаграммах $a_{VI}^{3+}-a_{Si}$ и $a_{Ca}-a_{VI}^{3+}$ изученные роговые обманки попадают преимущественно в поле амфиболитовой фации (Кориковский, 1967). Некоторая часть низкотемператур-

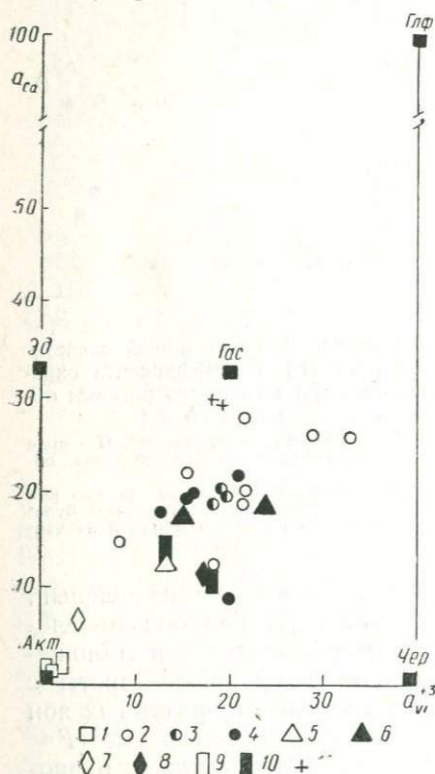


Рис. 24. Диаграмма $a_{Ca}-a_{VI}^{3+}$ для амфиболов:

1 — из карбонатных пород; 2 — из низкотемпературных амфиболитов; 3 — из эпидотсодержащих амфиболитов; 4 — из среднетемпературных амфиболитов; 5, 6 — из низко- и среднетемпературных основных гнейсов; 7, 8 — из низко- и среднетемпературных железистых пород; 9, 10 — из низко- и среднетемпературных метаультрабазитов; 11 — из чарнокитов.

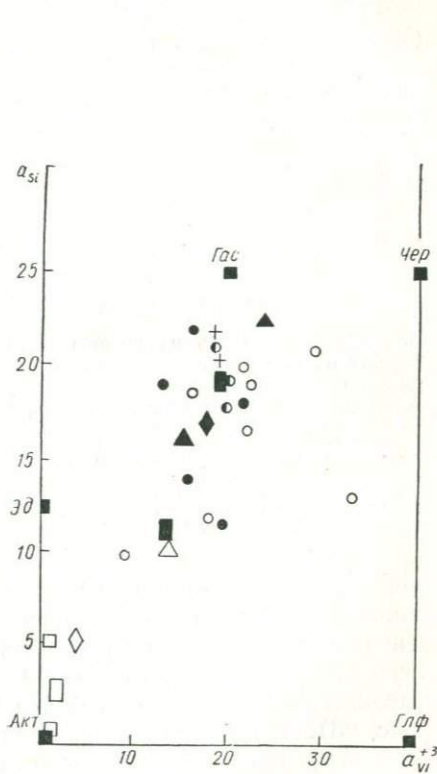


Рис. 25. Диаграмма $a_{Si}-a_{VI}^{3+}$ для амфиболов.

Условные обозначения те же, что для рис. 24.

ных роговых обманок и голубовато-зеленые амфиболы из салитовых гнейсов сильно обогащены актинолитовыми миналом, а роговые обманки из чарнокитов близки к гастингситам (рис. 24, 25). Роговые обманки из метабазитов низко- и среднетемпературных метаморфических зон сходны между собой по химизму и описываются формулой $Акт_{0,2-0,3}Гас_{0,5-0,6}Чер_{0,1-0,2}$. Среднетемпературные роговые обманки обычно содержат несколько меньшее количество чермакитового минала, чем низкотемпературные (10 вместо 20%). Кроме того, среднетемпературные роговые обманки из метабазитов обычно более железисты (F около 60), а низкотемпературные — менее ($F=40-50$), что объясняется более высоким окислительным потенциалом при низкотемпературном метаморфизме, когда часть железа находится в трехвалентной форме и связана в эпидоте или магнетите.

Формула буро-зеленой роговой обманки из чарнокитов приближается к идеальному гастингситу $Акт_{0,1}Гас_{0,9}Чер_{0,0}$, а железистость ее достигает 74. Амфиболы из ультраосновных пород, низкотемпературных железистых кварцитов сильно обогащены актинолитовой молекулой (60—80%) и имеют низкую железистость (15—30). Бесцветные амфиболы из доломитовых мраморов и кальцифиров представляют собой почти идеальные тремолиты (табл. 8, 9). Содержание TiO_2 в роговых обманках изменяются от 0,1 до 2,0 вес.%, обычно составляя 0,5—1,0 вес.%. По содержанию двуокиси титана среднежелезистые роговые обманки из метабазитов несколько разнятся в зависимости от температуры метаморфизма (рис. 26). Так, в низкотемпературных роговых обманках содержание TiO_2 составляет 0,2—1,1 вес.%, редко 1,5; в среднетемпературных — 0,7—1,7, а в гранулитовых роговых обманках — 1,5—2,0 вес.%.
 В роговых обманках из ультрабазитов наряду с низкой железистостью отмечается небольшое содержание TiO_2 (0,1—0,6%).

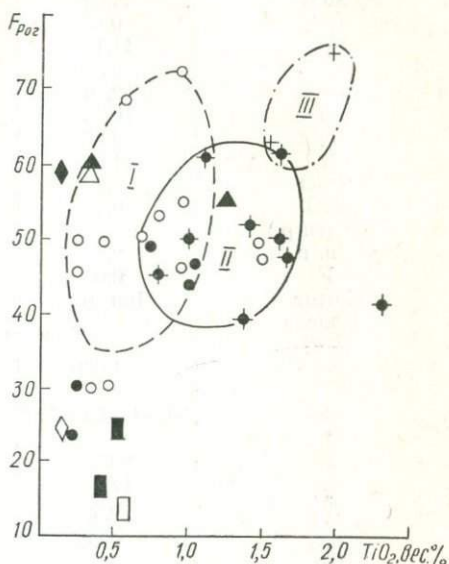


Рис. 26. Соотношение общей железистости (F) и содержания TiO_2 в роговых обманках: I — низко-, II — средне-, III — высокотемпературных.

Условные обозначения те же, что для рис. 24. Крестиками в кружке обозначены анализы Т. П. Хомяка.

Химические составы (вес. %) и

Компонент, характеристика	Метаба			
	1	2	3	4
SiO ₂	44,59	42,90	44,18	42,89
TiO ₂	0,22	0,8	0,24	1,45
Al ₂ O ₃	11,19	11,7	11,99	10,09
Fe ₂ O ₃	5,33	4,57	4,30	5,38
FeO	12,10	14,58	12,67	12,96
MnO	10,48	0,23	0,54	0,37
MgO	10,28	9,33	10,22	10,21
CaO	11,80	11,81	11,75	12,36
Na ₂ O	1,39	1,30	1,30	1,18
K ₂ O	0,40	0,83	0,40	0,98
H ₂ O (гигр.)	—	—	0,05	0,05
H ₂ O (п. п. п.)	2,37	2,72	2,45	2,09
F	0,02	—	0,05	0,01
Сумма	100,20	100,77	100,24	100,12
Окраска (N _g)	Сине-зеленая		Сине-	
n _g	1,680	1,688	1,682	1,694
—2V	66, 69, 68, 68, 73°	60, 59°	72, 72, 74, 73°	51, 57 56, 55°
F	47,3	53	48	49
f ₀	20,2	22,3	23	27
a _{Si}	17,9	21,0	19,0	19,5
a _{VI} ³⁺	19,5	18,7	21,8	19,9
a _{Ca}	0,206	19,4	19,2	0,204
X _{Mg}	0,527	0,468	0,52	0,50
X _{Ca}	0,794	80,5	0,81	0,796
Мол. %	Акт	20	17	20
	Гас	60	60	60
	Чер	20	20	25
	Глф	—	—	—

Компонент, характеристика	Метаба			
	10	11	12	13
SiO ₂	43,66	46,37	46,51	44,72
TiO ₂	0,91	0,76	0,15	1,26
Al ₂ O ₃	9,49	10,06	12,68	9,33
Fe ₂ O ₃	5,10	0,87	1,07	2,46
FeO	12,67	16,18	8,02	17,57
MnO	0,46	0,38	0,2	0,74
MgO	11,14	10,15	16,12	8,73
CaO	12,09	11,8	10,80	11,42
Na ₂ O	1,40	1,05	1,03	1,06
K ₂ O	0,80	0,78	0,40	0,48
H ₂ O (гигр.)	—	—	0,28	0,04
H ₂ O (п. п. п.)	2,21	2,08	2,53	2,26
F	0,10	—	0,10	0,02
Сумма	100,27	100,48	99,89	100,19

оптические константы кальциевых амфиболов

Таблица 8

зтиты	Метаба			
	5	6	7	8
	42,46	46,64	49,55	43,70
	1,53	0,59	0,28	0,97
	10,39	11,87	6,99	13,11
	5,50	4,31	1,08	5,16
	12,67	15,99	9,90	17,08
	0,32	0,36	0,18	0,21
	10,49	5,20	15,92	4,76
	12,36	10,29	11,48	9,80
	1,10	1,48	1,00	1,41
	0,96	0,90	0,37	0,78
	0,06	0,04	0,07	0,05
	2,01	2,52	3,27	3,17
	0,02	—	—	—
	100,04	100,33	100,27	100,40
голубая	Голубовато-зеленая		Сине-зеленая	Темная сине-зеленая
1,694	1,702	1,676	1,704	1,672—1,676
—	72, 74°	66, 70°	—	—
50	68	30	72	44
27,9	19,4	7,66	21,0	22,6
20,0	13,4	10,1	20,8	22,0
21,7	33,0	8,45	29,1	16,1
0,207	0,261	0,152	0,264	0,203
—	—	—	—	—
14	—	—	57	28
49	34	44	54	62
24	48	—	31	10
—	9	—	5	—

Продолжение табл. 8

зтиты	Метаба			Основной гнейс	Железистые породы
	14	15	16		
	40,92	44,17	48,90	48,29	52,73
	0,33	0,96	0,25	0,37	0,14
	14,56	10,19	9,09	7,40	2,80
	3,48	5,42	3,27	1,46	1,79
	17,68	12,01	8,20	18,27	8,64
	0,116	0,33	0,12	0,70	0,48
	7,58	11,07	15,20	8,00	17,66
	11,19	11,88	12,74	11,80	12,43
	1,46	1,17	0,71	0,71	0,33
	1,46	0,97	0,44	0,44	0,24
	—	0,14	0,02	—	0,11
	2,74	1,98	1,30	2,57	2,80
	—	0,10	—	—	—
	101,516	100,39	100,24	100,01	100,18

Компонент, характеристика	Метаба			
	10	11	12	13
Окраска (Ng)	Темная сине-зеленая	Сине-зеленая	Зеленая	Сине-
n_g	1,686	—	1,661	1,688
$-2V$	58, 60°	—	88, 90°	74°
F	46,5	48,4	25,3	56,1
f_0	26,5	4,8	11,5	12,8
a_{Si}	18,6	14,2	19,0	16,4
a_{VI}^{3+}	15,6	15,5	13,6	15,2
a_{Ca}	0,222	19,5	0,178	0,179
X_{Mg}	0,528	0,51	—	0,432
X_{Ca}	0,778	0,805	—	0,821
Мол. %	Акт	27	32	35
	Гас	66	58	60
	Чер	5	10	5
	Глф	—	—	—

зиты	Основной гнейс			Железистые породы
	14	15	16	
зеленая	1,688	Темная сине-зеленая	Светлая голубовато-зеленая	Голубовато-синие-зеленая
80, 80 76, 78, 80°	60, 62, 61°	76, 76 76, 72°	76, 76 74, 73, 75°	Светло-зеленая
60,6	46,1	29,1	57,9	1,655
14,9	28,8	26,5	6,4	74, 76°
22,5	18,0	11,7	10,4	25
23,6	20,9	19,7	13,8	15,4
0,19	21,9	9,0	13,5	5,75
0,394	0,533	0,710	0,412	4,1
0,81	0,785	0,91	0,865	7,0
11	13	36	48	0,74
57	68	29	37	0,93
31	19	35	15	80
—	—	—	—	20
—	—	—	—	—

Компонент, характеристика	Железистые породы			Ультра
	19	20	21	22
SiO ₂	44,00	47,65	44,78	54,52
TiO ₂	0,42	0,35	0,12	0,53
Al ₂ O ₃	9,62	6,62	10,04	1,49
Fe ₂ O ₃	6,25	6,19	3,67	0,57
FeO	12,37	6,32	17,83	7,47
MnO	0,54	0,34	0,13	0,21
MgO	10,44	14,88	8,16	20,05
CaO	12,15	12,32	11,69	12,60
Na ₂ O	0,96	0,58	0,81	0,12
K ₂ O	0,91	0,54	0,58	0,12
H ₂ O (гигр.)	0,10	0,21	0,08	0,12
H ₂ O (п. п. п.)	2,36	3,78	2,36	2,78
F	—	—	—	—
Сумма	100,12	99,78	100,25	100,46
Окраска (Ng)	Голубовато-зеленая		Синева-зеленая	Пятнистая
n_g	1,683	1,674	1,690	1,650
$-2V$	70°	—	73, 73°	75, 80°
F	49,2	31,0	59,2	15
f_0	31,3	47,0	15,3	7,21
a_{Si}	16,8	12,1	16,4	3,26
a_{VI}^{3+}	21,5	18,2	17,8	2,1
a_{Ca}	0,184	0,122	0,117	0,020
X_{Mg}	—	—	0,407	0,85
X_{Ca}	—	—	—	—

основные породы		Кремнисто-карбонатные породы		Граниты	
23	24	25	26	27	28
49,59	44,51	54,75	54,43	41,20	40,63
0,47	0,51	0,04	0,11	1,58	1,97
8,99	12,35	1,52	2,85	10,24	10,80
1,38	2,99	0,19	0,33	4,75	3,94
5,37	6,54	2,34	1,14	18,91	22,15
0,12	0,07	0,14	0,13	0,59	0,17
19,39	15,26	23,17	23,25	7,60	5,02
12,08	13,78	14,42	14,32	10,64	10,24
0,94	0,73	0,11	0,30	1,17	1,51
0,23	0,37	0,16	0,28	1,60	1,40
0,16	0,07	—	—	0,02	0,32
1,14	2,55	2,60	3,26	1,77	2,17
99,86	100,37	100,44	100,40	100,24	100,42
Светлая голубовато-зеленая		Бесцветная		—	Зелено-вато-бурая
1,653	1,666	1,632	1,633	—	1,670
84°	87°	81, 81°	82, 79, 81, 81°	—	66, 68, 69°
16	25	5,7	3,5	63,0	73,8
15,4	28,6	7,14	2,35	18,3	13,8
11,17	19,4	3,2	5,73	20,5	21,8
13,3	18,3	0,4	1,02	18,9	18,3
0,141	0,116	0,0278	0,058	29,9	30,3
0,84	0,75	—	—	0,365	0,256
—	—	—	—	0,721	0,697

Компонент, характеристика	Железистые породы			Ультра
	19	20	21	22
Мол. % { Акт Гас Чер Глф	8	37	35	100
	80	36	40	—
	11	27	27	—
	—	—	—	—

Примечание. Места взятия

Кристаллохимические формулы
Количество ионов в

Элемент	1	2	3	4
Si	6,57	6,32	6,48	6,44
Al _{IV}	1,43	1,68	1,52	1,56
Al _{VI}	0,52	0,37	0,56	0,23
Fe ³⁺	0,56	0,52	0,48	0,60
Fe ²⁺	1,49	1,81	1,56	1,63
Mg	2,29	2,06	2,22	2,29
Mn	0,06	0,03	0,06	0,05
Ti	0,03	0,01	0,03	0,16
Na	0,41	0,37	0,37	0,32
Ca	1,85	1,87	1,85	1,95
K	0,07	0,08	0,07	0,18
OH	2,29	2,70	2,39	2,08
F	0,01	—	0,03	—

Элемент	10	11	12	13
Si	6,51	6,86	6,48	6,72
Al _{IV}	1,49	1,14	1,52	1,28
Al _{VI}	0,18	0,61	0,56	0,37
Fe ³⁺	0,57	0,10	0,12	0,28
Fe ²⁺	1,58	2,00	0,92	2,21
Mg	2,47	2,24	3,53	1,96
Mn	0,06	0,05	0,02	0,09
Ti	0,07	0,085	0,02	0,14
Na	0,41	0,224	0,28	0,32
Ca	1,93	1,77	1,61	1,84
K	0,14	0,204	0,07	0,09
OH	2,20	2,21	2,43	2,33
F	0,02	—	0,08	0,01

Продолжение табл. 8

основные породы		Кремнисто-карбонатные породы		Граниты	
23	24	25	26	27	28
45	37	100	100	10	9
43	35	—	—	88	91
12	30	—	—	2	0
—	—	—	—	—	—

образцов см. в примечании к табл. 9.

Таблица 9

кальциевых амфиболов
пересчете на 24 (O, OH, F)

5	6	7	8	9
6,40	6,93	7,19	6,33	6,24
1,60	1,07	0,81	1,67	1,76
0,28	1,01	0,30	0,66	0,24
0,62	0,48	0,10	0,58	0,46
1,60	1,99	1,21	2,17	1,57
2,22	1,15	3,43	1,07	2,63
0,04	0,04	0,01	0,02	0,03
0,17	0,07	0,03	0,10	0,11
0,32	0,42	0,27	0,41	0,41
1,99	1,64	1,78	1,59	2,00
0,20	0,16	0,05	0,16	0,10
2,21	2,13	2,32	2,38	2,04
0,01	—	—	—	—

Продолжение табл. 9

14	15	16	17	18	19
6,20	6,56	7,06	7,16	7,36	6,55
1,80	1,44	0,94	0,84	0,45	1,35
0,79	0,34	0,59	0,46	—	0,33
0,38	0,60	0,36	0,16	0,19	0,70
2,23	1,49	0,99	2,26	1,05	1,54
1,70	2,44	3,26	1,76	3,70	2,31
0,01	0,04	0,01	0,09	0,06	0,06
0,04	0,11	0,03	0,04	0,02	0,04
0,38	0,33	0,195	0,20	0,09	0,26
1,81	1,89	1,96	1,87	1,87	1,94
0,06	0,19	0,76	0,06	0,05	0,18
2,76	1,96	1,25	2,54	2,61	2,34
—	—	—	—	—	—

Элемент	20	21	22	23
Si	7,03	6,69	7,70	7,06
Al _{IV}	0,97	1,31	0,26	0,94
Al _{VI}	0,18	0,45	—	0,56
Fe ³⁺	0,59	0,72	0,07	0,12
Fe ²⁺	0,78	2,23	0,90	0,66
Mg	3,27	1,82	4,20	4,10
Mn	0,04	0,01	0,03	0,01
Ti	0,04	0,01	0,04	0,05
Na	0,18	0,24	0,04	0,26
Ca	1,94	1,87	1,92	1,83
K	0,09	0,01	—	0,04
OH	3,67	2,36	2,20	1,12
F	—	—	—	—

Примечание. 1 — Сланец (бластомилонит по амфиболиту) — (Кв) + Пл₃₀ + Би₄₁ + Рог₄₅ + Эп, Карб, скв. 394, гл. 204 м, с. Червоный Шахтар; 2 — очковый гнейс (бластомилонит по мигматиту) — Кв + Пл₂₇ + Би₅₃ + Эп + Рог₅₃, скв. 529, гл. 124 м, с. Родионовка; 3 — амфиболит — Кв + Пл₂₇ + Би + Рог₄₈ + Мт, скв. 360, гл. 74 м, с. Червоный Шахтар; 4 — амфиболит — Пл₃₂ + Рог₄₉ + (Эп, Сер по Пл), южная окраина с. Терноватки, правый берег р. Ингульца; обр. 116/6; 5 — амфиболит — южная окраина с. Терноватки, правый берег р. Ингульца, обр. 130/2; 6 — амфиболит — Лихмановская синклинали, с. Рахмановка, Р₂О₅ — 0,10; SO₃ — 0,04 (Сироштан, 1959); 7 — амфиболит — Лихмановская синклинали, восточный борт, с. Рахмановка, Р₂О₅ — 0,06, SO₃ — 0,12 (Сироштан, 1959); 8 — амфиболит — Лихмановская синклинали, западный борт, с. Рахмановка, Р₂О₅ — 0,05, О₂ — 0,15 (Сироштан, 1959); 9 — амфиболит — Анновская полоса; К₀ (Сироштан, 1959); 10 — амфиболит в мигматите — Пл₂₈ + ПШ + Би₄₆ + Рог_{46,5} (±Кв, Эп, Сер), Родионовский профиль, с. Христофоровка, скв. 12801, гл. 58 м; 11 — амфиболит — Пл₂₈ + Рог₄₈ + Би, скв. 9105, гл. 250 м, Зеленевский участок; 12 — амфиболит — Рог₂₅ + Кум₂₇ + Ант + Кор, балка Березневатая, Сев. Криворожье, Р₂О₅ — 0,04 (Горошников, 1968); 13 — гнейс — Кв + Пл₃₉₋₄₀ + Рог₅₆, 2,5 км выше устья р. Базарной, Приингулье, обр. 8/2; 14 — гнейс — Гр₈₇ + Рог₆₁ + Кв + Пл₄₉ + Би₅₄, скв. 12021, гл. 139 м, Анновская полоса; 15 — амфиболит — Пл₂₄₋₃₀ + Рог₄₆ + Кв,

Куммингтониты характерны для железистых кварцитов и богатых железом сланцев низко- и среднетемпературных метаморфических зон. Обычно они ассоциируют с высокожелезистыми гранатами и биотитами, магнетитом и кварцем, иногда с фаялитом. Железистость куммингтонита в таких породах высокая (60—90), что типично для грюнеритов (табл. 9, 10). Отмечается также куммингтонит в богатых магнием, недосыщенных кремнеземом амфиболитах в парагенезисе с маложелезистыми роговой обманкой, антофиллитом и анортитом (Горошников и др., 1968). Железистость такого куммингтонита 27—29. В основных сланцах и амфиболитах с роговой обманкой, плагиоклазом и кварцем куммингтонит встречается на Петровском, Родионовском участках и в Южном Приингулье. Железистость куммингтонита в таких парагенезисах близка к железистости роговой обманки и составляет около 50. В средне- и высокотемпературных зонах куммингтонит в железистых породах постепенно сменяется железистым гиперстеном.

Антофиллиты принадлежат к довольно редким минералам метаморфических пород исследуемой территории и входят в состав недосыщенных кремнеземом сильно магнизальных пород

24	25	26	27	28
6,45	7,44	7,40	6,36	6,26
1,55	0,25	0,45	1,64	1,74
0,56	—	—	0,22	0,22
0,32	0,02	0,04	0,56	0,45
0,80	0,26	0,13	2,44	2,85
3,28	4,69	4,71	1,75	1,15
0,01	—	0,01	0,09	0,02
0,05	—	0,01	0,18	0,23
0,21	0,03	0,08	0,35	0,45
2,13	2,10	2,09	1,71	1,68
0,07	0,03	0,05	0,31	0,28
2,00	3,26	2,96	1,85	2,34
—	—	—	0,03	—

с. Александро-Марьевка, р. Ингулец, обр. 200/2; 16 — амфиболит — Кв+Пл₆₀+Би+Эп_{22_50}+Рог₂₆, с. Искровка, р. Ингулец, обр. 218/6; 17 — гнейс — Кв+Пл₈₁+Рог₅₈+ПШ+Ка, скв. 12538, гл. 261 м, Родионовский профиль, с. Христофоровка; 18 — железистый кварцит — Мт+Рог₂₅+Би+Карб, скв. 394, гл. 107 м, с. Червоный Шахтар; 19 — метасоматит — Мт+Гр+Рог₄₉, скв. 374, гл. 32 м, с. Червоный Шахтар (Мельник, 1963); 20 — железистый кварцит, шахта № 1, с. Червоный Шахтар (Соловьева, 1963); 21 — железистый кварцит — Кв+Рог₅₀+Пи₅₀+Гр₈₇+Мт, скв. 11565, гл. 120 м, Березневатский участок; 22 — сланец — Акт+Хл, Саксаганский район, Кривбасс (Половко, 1960, а); 23 — ультрабазит — Рог+Ол+Гип+Шп+Мт, скв. 1011, гл. 87,1—88,5 м, Зеленовская аномалия (Половко, 1960, а); 24 — ультрабазит — Рог₂₅+ (Ол)+Шп+Мт+Пи₁₅, скв. 1022, гл. 110—111 м, Р₂О₅—0,16; SO₃—0,27; Cr₂O₃—0,21, там же; 25 — мраморная порода — Фл₃+Тр₁+Ди+Ка, скв. 12020, гл. 262 м, Родионовский профиль, К₃²; 26 — карбонатная порода — Фл₃+Тр₁+Ди+Ка, скв. 12314, гл. 222 м, Родионовский профиль, К₃²; 27 — порфири-бластический гранит — Кв+Пл+ПШ+Би₆₁+Рог₆₃+Гип₆₁, р. Боковая, с. Анновка, б. Царева Могила (Сироштан, 1965), обр. 17/63—1; 28 — чарнокит — Кв+Пл₃₄+ПШ₁₅+Гип₇₇+Рог₇₃+Пи₇₀, р. Верблюжка, сс. Малиновка, Спасово, обр. 208/1. Анализы выполнены: 1, 4, 10, 13, 18 — Л. А. Стеценко; 2, 14 — И. В. Малютиной, 15—17, 28—Р. Л. Левиной; 19, 25, 26 — Б. В. Мирской.

(метаультрабазитов). Иногда ортоамфиболы вместе со светло-зеленой магнезиальной роговой обманкой развиваются по первичномагматическим минералам ультрабазитов — оливину (хризолиту) или бронзиту. В магнезиальных амфиболитах ромбический амфибол может ассоциировать с роговой обманкой, куммингтонитом, анортитом и кордиеритом (Горошников и др., 1968). В бедных СаО и К₂О кварцитах магнезиальный антофиллит ($F=12-15$) встречается вместе с силлиманитом, флогопитом ($F=10-15$) и кордиеритом ($F=8-12$). Иногда в безкварцевых бедных СаО и К₂О сланцах отмечается парагенезис Ант_{34,0}+Би₃₀+Кор_{20,9}. Железистость анализированных ромбических амфиболов изменяется от 13 до 34,0. Содержание жел-ритовой молекулы обычно составляет от 5—15 до 23% (табл. 11).

Гиперстен — характерный минерал высокотемпературных пород. Однако в железистых кварцитах амфиболитовой фации высокожелезистый гиперстен, или эулит ($F=65-85$), ассоциирует с кварцем, магнетитом, куммингтонитом, гранатом, реже фаялитом, салитом, роговой обманкой (Половко, 1960). В гранулитовых гнейсах с биотитом, калишпатом, плагиоклазом и

Химические составы (вес. %) и оптические константы куммингтонитов

Компонент, характеристика	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	53,40	47,20	41,2	48,12	54,03	54,11	49,85	48,48
TiO ₂	—	0,12	0,10	0,19	—	0,20	0,05	0,15
Al ₂ O ₃	—	2,99	1,54	0,79	2,16	1,91	1,58	1,78
Fe ₂ O ₃	3,37	5,37	2,14	5,50	2,61	0,79	4,10	0,61
FeO	31,18	23,30	47,34	32,73	13,90	15,45	34,60	39,74
MnO	—	0,66	0,13	0,07	0,36	0,45	0,59	0,09
MgO	9,80	14,51	4,78	8,11	22,01	22,52	5,10	6,63
CaO	—	2,55	0,81	0,56	2,20	1,93	1,78	0,77
Na ₂ O	—	—	—	0,40	0,20	0,09	0,11	0,12
K ₂ O	—	0,05	—	0,02	0,20	0,1	0,16	0,07
P ₂ O ₅	—	0,50	—	—	—	0,03	—	—
SO ₃	—	0,15	—	—	—	—	—	—
H ₂ O								
(гигр.)	0,06	0,40	—	0,14	0,42	0,22	0,12	0,04
H ₂ O								
(п. п. п.)	2,60	2,00	—	3,65	2,49	2,52	1,90	1,93
F	—	—	—	—	0,25	0,15	—	—
Сумма	100,41	99,80	—	100,28	100,83	100,47	99,94	100,41
	1,693	1,678	1,708	1,698	1,654	1,654	1,705	1,707
			1,710	1,702				
2V	—84, —86°	90°	—	+80 —90°	+82, +84°	+82, +84°	—	—
F	66,3	52,3	85,1	72,1	27,0	28,6	81,1	77,2
cNg	12, 17 22	12—15	20	14—16	16—19	16—19	—	—

Кристаллохимические формулы

Количество ионов в пересчете на 24 (O, OH, F)

SiO ₂	8,0	7,72	6,60	7,71	7,63	7,62	7,82	7,68
Al _{IV}	—	0,28	0,30	0,15	0,37	0,32	0,18	0,32
Al _{VI}	—	0,25	—	—	—	—	0,12	0,02
Fe ³⁺	0,4	0,63	0,26	0,65	0,27	0,08	0,49	0,08
Fe ²⁺	3,9	2,98	6,40	4,32	1,64	1,82	4,60	5,27
Mg	2,2	3,31	1,16	1,10	4,63	4,73	1,20	1,56
Mn	—	—	0,01	—	0,04	0,06	—	—
Ti	—	—	0,01	—	—	0,02	0,01	0,02
Na	—	—	—	0,06	0,05	0,03	0,04	0,04
Ca	—	0,42	0,14	0,10	0,33	0,29	0,30	0,13
K	—	—	—	—	0,03	0,02	0,04	0,01
OH	2,60	2,00	—	2,50	2,78	2,43	2,01	2,05
F	—	—	—	—	0,11	0,07	—	—

Примечание. 1 — Сланец — Кв+Кум+Гр_{85,6}+Мт+Хл, сев. часть Кривбасса (Половинкина, 1933); 2 — метасоматит — Гр+Кум+Кв+Би (Пл, Карб), сс. Родионовка, Марьяновка (Мельник, 1963); 3 — сланец — Гр₉₄+Кум+Би₇₀+Кв+Рог, скв. 12404, гл. 895 м, р. Желтая, с. Ольховка (аналитик И. В. Малютин); 4 — роговик — Кв+Мт+Кум₇₂, с. Попельнастое, К₂ (Шнюков, 1958); 5 — амфиболит — Рог+Кум+Ан+Ант+Кор, Березневатский участок (Горошников, 1968); 6 — амфиболит — Рог+Кум+Ан+Ант+Кор, там же; 7 — сланец — Кв+Кум+Мт+Би₇₃+Гр₉₂±Рог, Хл, Желтянский участок (Семенов, 1956); 8 — сланец — Кв+Хл₇₅ (n_g=1,653)+Гр_{95,3}+Кум+Би₇₅ (n_g=1,664)±Мт, Кривбасс, р-к им. К. Либкнехта, скв. 13690, гл. 2450 м, К₂, аналитик Р. Л. Левина.

Таблица 11

Химический состав (вес. %) и оптические константы ромбических амфиболов

Компонент, характеристика	1	2	3	4	5
SiO ₂	53,88	51,60	57,45	55,32	51,06
TiO ₂	0,07	—	0,16	0,11	0,46
Al ₂ O ₃	3,14	5,53	1,20	0,87	4,99
Fe ₂ O ₃	4,26	4,95	—	0,82	0,05
FeO	12,35	11,28	7,72	12,06	18,13
MnO	0,42	0,35	0,12	0,26	0,56
MgO	22,52	22,71	29,44	25,86	19,79
CaO	0,53	1,05	0,50	1,82	1,02
Na ₂ O	0,30	0,49	0,08	—	0,16
K ₂ O	0,16	0,20	0,06	0,26	0,23
P ₂ O ₅	0,13	0,01	0,10	0,11	0,50
SO ₃	—	—	—	0,17	—
H ₂ O (гигр.)	0,04	0,10	0,23	0,07	0,02
H ₂ O (п. п. п.)	2,08	2,36	1,88	2,56	3,51
F	0,08	0,12	0,20	—	0,00
Сумма	100,23	100,75	99,92	100,30	100,48
<i>n_g</i>	1,655	1,657	1,634	1,646	1,673
2 <i>V</i>	+70 —89°	+72 —74°	—84°	+86 —90°	
<i>F</i>	23,5	21	13	23	34
% жедритовой молекулы	14	23	7,5	5	21

Кристаллохимические формулы

Количество ионов в пересчете на 24 (O, OH, F)

SiO ₂	7,19	7,76	7,8	7,57	7,22
Al _{IV}	0,81	0,24	0,2	0,43	0,78
Al _{VI}	0,10	0,05	—	0,13	0,05
Fe ³⁺	0,51	0,02	0,1	0,45	—
Fe ²⁺	1,31	0,87	1,4	1,45	2,18
Mg	4,71	5,92	5,4	4,70	4,16
Mn	0,04	0,02	—	0,05	0,07
Ti	—	0,02	—	0,02	0,05
Na	0,13	0,02	—	0,08	0,04
Ca	0,16	0,07	0,3	0,09	0,15
K	0,03	0,01	—	0,03	0,04
OH	2,31	1,92	2,00	1,97	3,29
F	0,05	0,08	—	0,03	—

Примечание. 1 — Амфиболит — Пл₁₆+Ант+Фл₂₅ (Юрьев, 1968); 2 — амфиболит — Рог+Кум+Ан+Ант+Кор, Березневатский участок (Горошников, 1968); 3 — амфиболит — Ант+Кор, Березневатский участок (Горошников, 1968); 4 — ультрабазит — Ант+Ол+Гип₂₀, скв. 1013, гл. 132 м, Зеленовский участок, Сг₂О₃ — 0,01 (Половко, 1960а); 5 — сланец — Ант+Кор₂₀+Би₂₀, Петровский участок, скв. 12091, гл. 137 м, аналитик Р. Л. Левина.

кварцем содержится гиперстен с железистостью 50—60, а в гастингситсодержащих и дупироксеновых чарнокитах железистость его более высокая (до 65—78). Магнезиальные ромбические пироксены (*F*=20, бронзиты) отмечаются в ультрабазитах вместе с хризолитом и являются, вероятно, первично-

Химические составы (вес.%) и оптические

Компонент, характеристика	1	2	3	4
SiO ₂	53,24	49,54	46,88	46,00
TiO ₂	0,18	0,14	0,14	0,67
Al ₂ O ₃	0,20	1,90	1,08	0,62
Fe ₂ O ₃	3,22	1,43	2,43	1,00
FeO	11,63	28,76	39,74	40,51
MnO	0,22	0,39	0,18	0,62
MgO	28,96	16,32	8,24	8,12
CaO	0,42	0,40	1,43	0,80
Na ₂ O	0,12	0,20	0,30	0,10
K ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,00
H ₂ O (гигр.)	—	—	—	—
H ₂ O (п. п. п.)	1,38	Не опр.	Не опр.	0,95
Сумма	100,04	99,18	100,2	99,39
<i>d</i>	—	3,33	—	3,58
<i>n_g</i>	1,686	1,729	1,755	1,756
<i>n_p</i>	1,676	—	1,743	—
-2V	87°	51, 50°	—	67,66°
<i>Кристаллохимические</i>				
Si	2,00	1,94	1,93	1,90
Al	—	0,09	0,06	0,03
Fe ³⁺	0,06	0,04	0,07	0,03
Fe ²⁺	0,34	0,94	1,37	1,40
Mg	1,58	0,95	0,50	0,50
Mn	—	0,01	0,01	0,02
Ti	—	0,04	—	0,02
Ca	0,01	0,02	0,06	0,03
Na	—	—	—	0,01
F	20,2	51,2	74,1	73,9
X _{Mg}	0,80	0,488	0,259	0,259

Примечание. 1 — Ультрабазит — Ол₂₀+Гип+Ант₂₃+Рог, скв. 1013, гл. 132 м, Зеленовский участок, Р₂О₅—0,11, SO₃—0,20 (Половко, 1960, а); 2 — гнейс — Кв+Пл₂₀+ПШ+Би₁₅+Гип, обр. 220/5, с. Верблюжка, р. Верблюжка, 30 м ниже плотины, аналитик И. В. Малютина; 3 — роговик — Гр+Гип+Кв±Кум, Мт, скв. 12973, гл. 385 м, Ореховский участок, аналитик И. В. Малютина; 4 — гранит — Кв+Пл₃₀+ПШ+Би+Рог+Гип, обр. 209/1, с. Спасово, р. Верблюжка, аналитик К. М. Рахленко; 5 — железистый кварцит — Кв+Мт+Гр₃₇+Гип, скв. 11565, гл. 127 м, Березневатский участок, аналитик

магматическими минералами. Низко- и среднежелезистые гиперстены бесцветны, а железистые слабо плеохроируют (светло-зеленые по Ng, светло-коричневые по Np). Содержание глинозема в изученных гиперстенах небольшое (до 1,9 вес.%). Минимальные содержания Al₂O₃ установлены в гиперстенах из железистых кварцитов и чарнокитов, а максимальные — в гиперстенах из гнейсов гранулитовой фации (табл. 12).

Клинопироксены встречаются в породах весьма богатых СаО: кварцсодержащих кальцифирах, основных гнейсах, реже некоторых метабазитах, ультрабазитах и железистых кварцитах. В кальцифирах клинопироксен маложелезистый, в метабази-

Таблица 12

константы ортопироксенов

5	6	7	8	9
47,64	46,58	48,03	45,72	48,24
0,11	0,17	0,25	0,19	0,05
0,03	0,63	0,36	0,15	0,72
2,34	1,31	0,29	3,04	1,81
36,00	37,69	39,46	43,25	35,66
0,67	1,42	0,70	0,19	0,21
11,35	9,92	9,77	5,75	11,22
0,14	1,10	0,49	0,49	0,85
0,03	0,13	0,04	0,19	0,13
0,04	0,13	0,08	0,19	0,02
0,16	0,06	0,02	0,10	0,06
1,20	1,31	1,05	1,00	1,38
99,71	100,40	100,54	100,27	100,35
—	3,677	3,44	—	—
1,748	—	—	1,764	1,737
—	—	—	1,746	1,720
—	—	—	88,90°	57°
<i>формулы</i>				
1,96	1,87	1,98	2,00	1,96
—	0,03	0,02	—	0,04
0,07	0,04	0,01	0,07	0,06
1,24	1,26	1,36	1,54	1,21
0,70	0,59	0,60	0,70	0,70
0,02	0,06	0,02	—	—
—	0,01	0,01	—	—
0,07	0,05	0,02	0,02	0,03
—	0,01	—	—	—
65,2	68,8	69,5	—	64
0,345	0,302	0,30	—	—

Р. Л. Левина; 6 — чарнокит — Кв+Пл+ПШ+Би₆₁+Рог₆₃+Гип, р. Боковая, б. Царева Могила, с. Анновка, F—0,08 (анализ Н. И. Половко), аналитик Е. В. Романишина; 7 — чарнокит — Кв+Пл+ПШ+Би₆₂+Гр₆₃+Гип, обр. 306/22, р. Боковенька, с. Зеленый Гай, аналитик Р. Л. Левина; 8 — железистый кварцит — Кв+Гр+Гип+Мт, Би, скв. 1007, гл. 94 м, Зеленовский участок, Р₂О₅—0,11, SO₃—0,07; Cr₂O₃—0,02 (Половко, 1960); 9 — железистый кварцит — Кв+Мт+Гип+Сал₄₇+Кум₅₅, скв. 1007, гл. 134 м, Зеленовский участок (Половко, 1960).

тах и основных гнейсах — среднежелезистый, а в железистых кварцитах — средне- или высокожелезистый (табл. 13). В гранулитовой фации салит иногда содержится в гнейсах и чарнокитах в ассоциации с гиперстеном, биотитом и роговой обманкой.

Кордиерит — типичный минерал бедных СаО и богатых глиноземом средне- и высокотемпературных пород (метапелитов). В метапелитах центральной части Украинского щита в наиболее низкотемпературных условиях (силлиманит-мусковитовая субфация) кордиерит встречается редко в ассоциации с ромбическим амфиболом, биотитом или гранатом в бедных К₂О

Химические составы (вес. %) и оптические константы клинопироксенов

Компонент, характеристика	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52,10	51,90	50,00	50,78	50,14	49,57
TiO ₂	0,04	0,32	0,18	0,32	0,12	0,03
Al ₂ O ₃	1,31	2,09	1,81	2,84	0,25	2,32
Fe ₂ O ₃	0,40	0,61	0,18	0,53	0,69	1,57
FeO	6,71	1,43	15,64	4,36	15,83	14,98
MnO	0,50	0,17	1,27	0,20	0,12	0,23
MgO	14,54	17,48	7,57	15,33	10,11	9,27
CaO	24,54	24,43	22,23	24,44	20,44	20,80
Na ₂ O	0,05	0,11	0,06	—	} 0,12	0,20
K ₂ O	0,04	0,24	0,08	0,10		0,05
H ₂ O (гигр.)	0,06	0,08	0,02	0,03	0,12	0,06
H ₂ O (п. п. п.)	0,24	1,42	1,39	1,06	1,15	1,20
Сумма	100,53	100,28	100,43	100,20	100,10	100,33
<i>d</i>	—	3,278	3,467	—	—	3,443
<i>n_g</i>	1,704	1,697	1,727	1,706	1,729	1,731
<i>n_p</i>	1,680	1,666	1,699	1,682	1,695	1,698
2 <i>V</i>	—	—	+61 —63°	+56°	+54°	—

Кристаллохимические формулы

Si	1,95	1,92	1,95	1,90	1,99	1,92
Al	0,05	0,09	0,08	0,12	0,01	0,11
Fe ³⁺	—	0,02	—	0,01	0,04	0,045
Fe ²⁺	0,22	0,04	0,51	0,14	0,44	0,485
Mg	0,81	0,96	0,44	0,86	0,60	0,54
Mn	0,02	—	0,04	—	—	0,01
Ti	—	0,01	0,01	0,01	—	—
Ca	0,98	0,97	0,94	0,98	0,87	0,86
Na	—	0,01	0,01	—	—	0,01
<i>F</i>	21,4	6,0	53,6	15	47	49,6
<i>X_{Mg}</i>	0,786	0,94	0,464	0,85	—	0,508

Примечание. 1 — Карбонатный сланец — Акт+Пи+Клц+Сер+Ка, сс. Родионовка, Марьяновка (Мельник, 1963); 2 — карбонатный сланец — Фл+Тр₈+Пи+Ка, скв. 12314, гл. 222 м, Родионовский профиль, К₃², 2, аналитик Б. В. Мирская; 3 — гнейс — Кв+Пл₉₀+Пи+Ро₃₀, Ка, обр. 24/4, с. Сасовка, р. Вшивая, аналитик Б. В. Мирская; 4 — ультрабазит — Пи+Ол+Ро₃₅, скв. 1022, гл. 110—111 м, Зеленая аномалия, P₂O₅ — 0,05, SO₃ — 0,10, Cr₂O₃ — 0,06 (Половок, 1960а); 5 — железистый кварцит — Кв—Мт+Гип₆₄+Пи+Кум₅₅, скв. 1107, гл. 136 м, с. Ивановка, P₂O₅ — 0,05; SO₃ — 0,07; Cr₂O₃ — 0,09 (Половок, 1960); 6 — железистый кварцит — Кв+Мт+Пи+Гр₃₇+Ро₃₉, скв. 11565, гл. 120 м, Березневатский участок, P₂O₅ — 0,07, аналитик Р. Л. Левина.

породах. В силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации кордиерит находится в богатых K₂O гнейсах и кварцитах в парагенезисе с биотитом, силлиманитом.

Химизм кордиерита изучен слабо. Проанализированы сильно магниезиальные кордиериты (*F*=5—13) из кордиерит-антофиллитовых или флогопит-антофиллит-кордиеритовых пород. Несколько более железистый кордиерит отмечается в кордиерит-антофиллит-биотитовом сланце (*F*=21,4, табл. 14). Еще более железистые кордиериты (до 30 и более) содержатся в

Химические составы (вес.%) и оптические константы кордиеритов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,76	50,84	—	49,90	46,16	52,65	54,10
TiO ₂	0,06	0,06	—	0,0	0,0	Следы	0,0
Al ₂ O ₃	32,99	32,01	—	30,89	32,48	31,41	29,23
Fe ₂ O ₃	0,24	0,64	—	0,16	0,30	0,06	0,03
FeO	1,22	1,58	—	4,89	4,86	5,62	6,02
MnO	—	—	—	0,13	—	0,01	0,01
MgO	12,77	11,72	—	10,32	10,88	7,19	7,48
CaO	—	—	—	0,28	0,14	0,28	0,14
Na ₂ O	0,43	0,42	—	0,54	0,30	0,22	0,15
K ₂ O	0,02	0,06	—	0,36	0,20	0,12	0,37
H ₂ O (гигр.)	0,18	0,21	—	0,04	0,16	0,16	—
H ₂ O (п. п. п.)	1,97	2,57	—	2,85	2,89	2,62	2,81
Сумма	100,51	100,48	—	100,36	100,54	100,34	100,34
<i>d</i>	2,541	—	2,552	2,575	2,62	2,61	2,699
<i>n_g</i>	1,541	1,546	1,547	1,550	1,551	1,554	1,552
<i>n_p</i>	1,534	1,539	1,538	1,539	—	—	—
2 <i>V</i>	+84, —88°	+86, —88°	—	+87, +88°	—	—	+85, —82°

Кристаллохимические формулы

Si	5,05	5,12	5,27	5,14	4,93	5,37	5,52
Al	3,87	3,90	3,74	3,74	3,98	3,78	3,50
Fe ³⁺	0,01	0,05	0,08	0,01	0,02	0,01	—
Fe ²⁺	0,10	0,13	0,23	0,41	0,42	0,49	0,515
Mg	1,89	1,76	1,58	1,57	1,68	1,09	1,13
Mn	—	—	—	0,01	0,015	—	—
Ca	—	0,06	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
Na	0,08	0,08	0,06	0,11	0,06	0,04	0,03
K	—	—	0,02	0,04	0,02	0,01	0,04
F	5	7	12,6	21,4	20,7	31,4	31,5
X _{Mg}	—	—	—	0,782	0,79	0,69	0,685

Примечание. 1 — Антофиллит-кордиеритовая порода, с. Березневатое (Горошников, 1966); 2 — флогопит-антофиллитовая порода, с. Березневатое (Горошников, 1966); 3 — кордиерит-антофиллит-флогопитовая порода (Юрьев, 1968); 4 — сланец — Кор + Би_{33,8} + Ант, скв. 12091, гл. 178 м, Петровский участок; 5 — гнейс — Кв + Пл₅ + Би_{34,1} + Кор, скв. 12091, гл. 159 м, Петровский участок; 6 — гнейс — Кв + ПШ + Сил + Би_{47,5} + Кор — скв. 11040, гл. 125 м, Березневатский участок; 7 — гнейс — Кв + (ПШ) + Сил + Би_{48,5} + Гр_{78,9} + Кор — скв. 11565, гл. 131 м, Березневатский участок. Химические анализы обр. 4—7 выполнены Р. Л. Левиной.

гранатовых гнейсах гранулитовой фации. Обычно 2*V* равен 90 ± 10°, иногда в одном образце изменяется от —80 до +80°.

Эпидот встречается в богатых CaO породах низкотемпературных зон (гранатовой и ставролитовой). Обычно ассоциирует с сине-зеленой или голубовато-зеленой роговой обманкой, андезин-олигоклазом, зеленовато-бурым биотитом, кварцем, магнетитом, кальцитом в метабазитах. Железистость эпидота в них составляет 22—32 (*n_g* = 1,752—1,772; —2*V* = 83—74°). Окраска

по n_g зеленовато-желтая, по n_p — бесцветная. Отмечается эпидот и в плагиомигматитах гранатовой и ставролитовой зон, где является равновесным метаморфическим минералом. Проанализированы эпидоты из метабазитов Ингулецкого блока — $\text{Пл}_{27} + \text{Эп}_{26} + \text{Би} + \text{Рог} + \text{Мт} + \text{Сф}$ (обр. 522/108, Родионовский участок) и из саксаганских плагиогранитов — $\text{Кв} + \text{Пл}_{26,8} + \text{Би}_{51,4} + \text{Эп}_{14} + \text{Карб}, \text{Мт}, \text{Ортит}, \text{Циркон}, \text{Сер} \pm \text{Хл}$ (Октябрьский гранитный карьер, обр. 403/8).

Оливин — редкий минерал метаморфических пород, исключая кальцифиды средне- и высокотемпературных зон, где широко развит форстерит. Оливин с железистостью 20 из ультрабазитов описан Н. И. Половко (1960а). Высокожелезистый оливин (фаялит) отмечается в железистых кварцитах средне- и высокотемпературных зон (Половко, 1956). F фаялита составляет 95. В железистых породах силлиманит-мусковитовой зоны (Анновская полоса) железистый оливин ($n_g = 1,866$, $F = 95$) наблюдается в парагенезисе $\text{Кв} + \text{Мт} + \text{Ол}_{95} + \text{Кум}_{90}$.

Ставролит является индикаторным минералом эпидот-амфиболитовой фации. Особенно распространены ставролитсодержащие сланцы в ставролитовой метаморфической зоне Криворожского бассейна. Минимальная железистость ставролита (74,3) определена из парагенезиса $\text{Ст} + \text{Би}_{41,5} + \text{Анд} + \text{Му} + \text{Кв}$, а максимальная (82,6 и 83,8) — из ассоциации $\text{Ст} + \text{Гр}_{89-93} + \text{Анд} + \text{Би}_{57-64} + \text{Му} + \text{Кв} + \text{Хл}$ (табл. 15).

Таблица 15

Химические составы ставролитов

Окисел			Окисел		
	1	2		1	2
SiO ₂	26,30	30,08	CaO	0,56	0,14
TiO ₂	0,30	0,41	Na ₂ O	0,07	0,04
Al ₂ O ₃	51,76	51,72	K ₂ O	0,08	0,10
Fe ₂ O ₃	14,46	1,14	H ₂ O (гигр.)	0,14	0,06
FeO	—	12,65	(H ₂ O) п. п. п.	2,19	2,46
MnO	0,10	0,02	С	1,03	—
MgO	2,57	1,61	Сумма	99,56	100,43

Примечание. 1 — Сланец — $\text{Кв} + \text{Му}_{11,5} + \text{Анд} + \text{Би}_{41,5} + \text{Ст}_{74,3} + \text{Грф}$. Кривбасс, р-к им. XX Партсъезда, Дальне-Западные полосы, Кз, скв. 5901, обр. 5901/4, кристаллохимическая формула: $(\text{Mg}_{1,06}\text{Fe}_{3,02}\text{Mn}_{0,22}\text{Ca}_{0,02}\text{Na}_{0,05})_{4,18}(\text{Al}_{16,9}\text{Ti}_{0,07})_{17,6}\text{Si}_{7,32}\text{OH}_{4,06}$ (в химическом анализе Fe пересчитан на трехвалентный); 2 — сланец — $\text{Кв} + \text{Му}_{7,8} + \text{Анд} + \text{Би}_{57,2} + \text{Гр}_{88,6} + \text{Ст}_{82,6} + \text{Грф}$, Тур, Фиб, сульфиды, Кривбасс, Анновский железорудный карьер СевГОКа, обр. 608/11а, кристаллохимическая формула: $(\text{Mg}_{0,66}\text{Fe}^{2+}_{2,96}\text{Fe}^{3+}_{0,24}\text{Ca}_{0,04}\text{Ti}_{0,03})_{3,82}\text{Al}_{16,7}\text{Si}_{8,36}\text{OH}_{4,50}$. Аналитик Р. Л. Левина.

Хлориты — характерные минералы метаморфических пород зелено-сланцевой фации. В метабазитовом субстрате саксаганских плагиомигматитов среднежелезистый хлорит (оптически положительный) ассоциирует с кварцем, олигоклазом, синевато-зеленой роговой обманкой, эпидотом, зелено-обтурным био-

титом. Кроме этих минералов в небольших количествах наблюдаются серицит, магнетит, апатит, циркон, ортит, кальцит, сфен. В метабазитах хлорит светло-голубовато-зеленый, большей частью находится в парагенезисе с биотитом, хотя иногда развивается по последнему. Лучше всего изучены хлориты из сланцев гранатовой зоны Кривбасса. В зависимости от состава пород встречаются хлориты разной железистости и глиноземистости — от магнезиальных прохлоритов из тальковых сланцев до тюрингитов и афросидеритов из высокожелезистых сланцев. Особенно интересны хлориты из бедных CaO пород (метапелитов). Химизм хлоритов Кривбасса довольно полно описан в работах З. И. Танатар-Бараш (1948, 1950), Ю. Ир. Половинкиной и В. П. Ивановой (1953), Ю. Г. Гершойга (1949), В. Н. Макарова (1971) и др. Чаще всего хлорит ассоциирует с биотитом, гранатом или куммингтонитом в бедных K₂O метапелитах, реже — с серицитом (\pm Би, Гр). В высокоглиноземистых и высокожелезистых сланцах вместе с хлоритондом наблюдается самый железистый хлорит ($F=73-85$, n_g до 1,662). С гранатом ассоциируют хлориты с железистостью 68—75, а с биотитом — менее железистые. В серицит- и хлоритсодержащих породах глиноземистость хлорита выше ($A=Al: [Al+Fe+Mg] \times 100\% = 42-45$), чем у хлоритов из средне- или низкоглиноземистых сланцев ($A=34-36$) (табл. 16).

В метапелитах Кривбасса преобладают высокожелезистые оптически отрицательные хлориты: афросидериты (светло-зеленые или светло-голубовато-зеленые по n_g) или ярко окрашенные голубовато-зеленые или зеленые тюрингиты. Последние характерны для бедных K₂O магнетитсодержащих сланцев и их окраска, вероятнее всего, определяется несколько повышенным содержанием Fe₂O₃ (2,4—4,3 вес. %), т. е. по классификации У. А. Дира и др. (1966) они приближаются по составу к окисленным хлоритам (содержание Fe₂O₃ более 4 вес. %). Максимальная железистость хлорита в ассоциации с куммингтонитом (+гранат) составляет около 70 (табл. 16, обр. 605/3). Изредка встречается парагенетический хлорит в ставролитсодержащих сланцах.

Хлоритоид — типичный минерал высокоглиноземистых и высокожелезистых метапелитов гранатовой зоны Кривбасса. В богатых K₂O породах ассоциирует с среднежелезистым коричневым биотитом и серицитом (\pm Кв). Вероятен парагенезис хлоритоида с пирофиллитом (\pm Хл, Сер, Би). В бедных K₂O метапелитах он сосуществует с хлоритом, кварцем, магнетитом (возможно, пирофиллитом). Парагенезис хлоритоида с андалузитом нами не отмечается, а с гранатом очень редок. Железистость хлоритоидов, по данным химических анализов, изменяется от 84 до 96 (Ищенко, 1957; Шендерова, 1956), чаще всего составляя 85—88.

Мусковит широко развит среди богатых K₂O сланцев зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В первой мусковит представлен тонкочешуйчатым серицитом. Имеются единичные

Химические составы (вес. %), кристаллохимические формулы и оптические константы хлоритов

Оксид	1	2	3	4
SiO ₂	26,45	27,23	24,24	26,47
TiO ₂	0,17	0,77	0,50	0,36
Al ₂ O ₃	20,89	22,75	20,38	21,71
Fe ₂ O ₃	2,38	4,27	2,36	1,69
FeO	17,96	28,83	33,12	29,95
MnO	0,16	—	Следы	0,10
MgO	19,84	6,26	8,65	8,13
CaO	0,21	0,22	0,14	0,28
Na ₂ O	0,37	—	0,04	0,08
K ₂ O	0,16	—	0,10	0,30
H ₂ O (гигр.)	0,11	—	0,14	0,10
H ₂ O (п. п. п.)	11,55	9,35	10,52	10,76
F	He опр.	—	0,30	0,20
Сумма	100,42	100,26	100,49—0,13= =100,36	100,13— —0,09= =100,4

Количество ионов в пересчете на 18 (O, OH, F)

Si	2,70	2,80	2,66	2,85
Al _{IV}	1,30	1,20	1,34	1,15
Al _{VI}	1,22	1,57	1,30	1,61
Ti	0,02	0,06	0,04	0,03
Fe ³⁺	0,18	0,33	0,19	0,14
Fe ²⁺	1,54	2,49	3,05	2,70
Mg	3,02	1,05	1,42	1,30
Ca	—	0,02	0,02	0,03
K	—	—	0,01	0,03
OH	—	6,00	7,75	7,75
F	—	—	—	—
Al:Al+Fe+Mg	35	42	36	40
<i>n_g</i>	1,614	1,628	1,650	1,647
Цвет	Светло-зеленый	Ярко-зеленый	Ярко-голубовато-зеленый	Светло-зеленый

Примечание. 1 — Сланец — Би_{41,1}+Хл+Кв+пирит, Чертомлыкско-Соленовский район, обр. 10, P₂O₅—0,11, SO₃—0,06 вес. % (Бойко, Щербаков, 1967); 2 — сланец — Хлд+Хл+Кв+Мт, Кривбасс, ш. Валякко-Северная (Макаров, 1971, табл. 4, ан. 13); 3 — сланец — Хл+Гр_{24,6}+Кум₇₃+Мт, Кривбасс, участок Гданцевка, скв. 14736, гл. 373—378 м, обр. 605/3, уд. в. 3,08; 4 — сланец — Кв+Хл+Сер+Гр_{95,6}+Грф+Мт, Кривбасс, р-к им. Р. Люксембург, скв. 14681, гл. 1429 м, уд. в. 3,04.

химические анализы мусковитов из гранатовый, ставролитовой и силлиманит-мусковитовой зон (субфаций). Серицит зеленосланцевой фации несколько обогащен парагонитовой молекулой (14,3%) и феррифенгитовой (43%) (табл. 17, обр. 1) по сравнению с мусковитами эпидот-амфиболитовой фации, которые содержат 8—11,5% парагонитовой и 15—22,5% феррифенгитовой молекулы (табл. 17, обр. 2—4). Железистость мусковитов изменяется от 41 до 60.

Таблица 17

Химические составы (вес. %) и кристаллохимические формулы мусковитов

Окисел	1	2	3	4
SiO ₂	44,33	45,41	44,23	44,75
TiO ₂	0,25	0,60	0,36	0,44
Al ₂ O ₃	34,78	35,33	37,19	35,35
Fe ₂ O ₃	1,80	1,24	0,40	0,93
FeO	1,44	0,50	1,08	0,86
MnO	Не обн.	0,004	—	0,01
MgO	1,19	1,09	0,73	1,35
CaO	0,14	0,42	0,14	0,70
Na ₂ O	1,06	0,68	0,54	0,63
K ₂ O	9,38	7,90	9,80	9,58
H ₂ O (гигр.)	0,15	0,13	0,22	0,28
H ₂ O (п. п. п.)	5,02	6,32	5,24	5,29
F	Не опр.	0,00	0,30	0,00
Сумма	99,67	99,69	100,23—0,13= =100,10	100,40

Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH, F)

Si	2,89	2,95	2,92	2,95
Al _{IV}	1,11	1,05	1,08	1,05
Al _{VI}	1,56	1,65	1,82	1,70
Ti	0,01	0,03	0,02	0,02
Fe ³⁺	0,09	0,06	0,025	0,045
Fe ²⁺	0,11	0,03	0,06	0,05
Mg	0,23	0,105	0,07	0,13
Ca	—	0,03	0,01	0,045
Na	0,13	0,085	0,07	0,08
K	0,78	0,65	0,83	0,81
F	—	—	0,06	—
OH	—	2,75	2,31	2,33
Na(Na+K)	0,143	0,115	0,078	0,092
Fe+Mg/Al+Fe+Mg	0,095	0,069	0,049	0,077
% феррифенгитовой молекулы	43	20	15,5	22,5
F	58	46,8	60,3	41,4
n _g	—	1,595	1,596	1,600

Примечание. 1 — Двуслюдяной микрогнейс — Аб+Кв+Би+Сер+Хл+цонзит, Ап, Гр, Тур, Пирит, Ил, Чертомлыкско-Соленовский район, обр. 14 (Бойко, Шербаков, 1967), P₂O₅=0,13 вес.%; 2 — сланец — Кв+Му+Би_{41,5}+Ст_{74,3}+Анд+Грф, Кривбасс, р-к им. XX Партсъезда, Дальне-Западные полосы, Кз, скв. 5901 (обр. 5901/4), уд. в. 2,98, P₂O₅=0,07 вес.%; 3 — сланец — Кв+Му+Анд+Би_{57,2}+Гр_{38,6}+Ст_{22,6}+Грф, Тур, Фиб, пирит, пирротин, Кривбасс, Анновский железорудный карьер Сев. ГОКа, К₃^с, обр. 608/11а, уд. в. 2,79; 4 — гнейс — Кв+Му+ПШ₂₇+Сил+Би_{57,6}+Гр_{32,6}+Грф, пирит, циркон, Кривбасс, Центральная Анновская полоса, Кз, скв. 9254, гл. 599 м, уд. в. 2,76, P₂O₅=0,23 вес.%. Химические анализы обр. 2—4 выполнены Р. Л. Левиной.

Калиевые полевые шпаты часто встречаются в бедных СаО и богатых К₂О гнейсах из средне- и высокотемпературных метаморфических зон, в пегматитах и гранитах. В низкотемпературных сланцах они обычно представлены только микроклином с четкой двойниковой решеткой. Калишпаты гранитоидов более

грубозернистые, легче выделяются в мономинеральные фракции и значительно лучше изучены, чем калиевые полевые шпаты из метаморфических пород. В мигматизированных породах калишпаты субстрата и метатекта существенно не отличаются друг от друга. Во многих породах, в том числе и в гнейсах, калишпа-

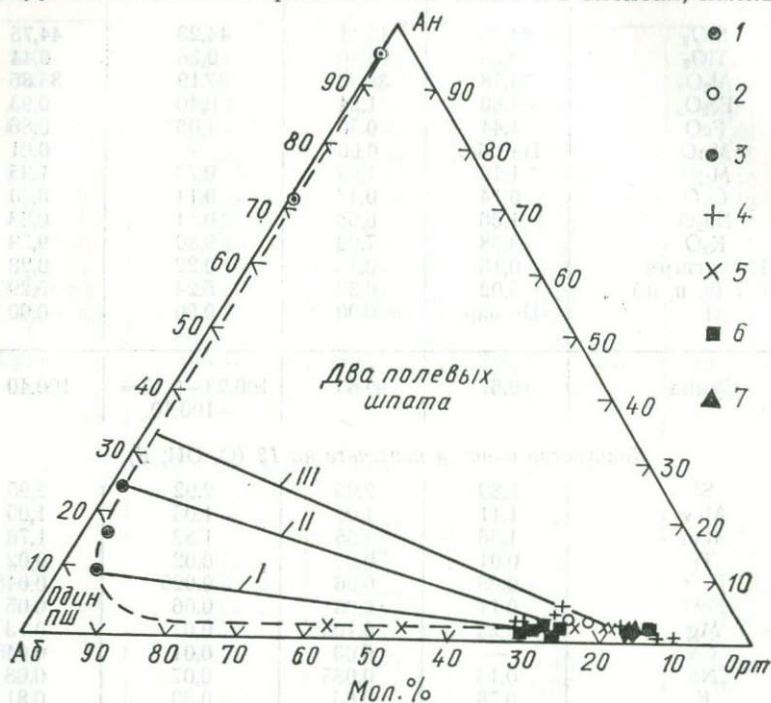


Рис. 27. Диаграмма состава Аб—Орт—Ан. Усредненные конноды для соответствующих полевых шпатов из: I — пегматитов и пегматоидных гранитов; II — порфиробластических гранитовых полимigmatитов; III — чарнокитов.

1 — плагиоклазы (табл. 20); калиевые полевые шпаты (табл. 18, 19); 2 — из низкотемпературных сланцев и метапесчаников, 3 — из среднетемпературных гнейсов, 4 — из порфиробластических полимigmatитов, 5 — из пегматоидных гранитов, 6 — из пегматитов, 7 — из чарнокитов.

ты замещают другие минералы. Особенно характерны структуры замещения калишпатами плагиоклазов в гранитоидах блоков.

В гнейсах и гранитоидах калишпаты ассоциируют с плагиоклазами различного состава: от 6—8 до 35—40% Ан, а в некоторых гнейсах до битовнита. Обычно состав сосуществующих с калишпатами плагиоклазов в пегматитах и пегматоидных гранитах равен 6—15, в нормальных биотитовых гранитах — 20—28, а в чарнокитовых гранитах — 30—35% Ан (рис. 27).

Состав калишпатов изменяется от 10 до 60% Аб, но большей частью от 10 до 30 (табл. 18, 19). Их кристаллы нередко содержат реликты плагиоклаза, за счет которых химический

анализ дает несколько завышенное содержание натрия и кальция в калиевых полевых шпатах. Резко повышенное содержание альбитового минала (до 50—60%) отмечено лишь в калишпатах из пегматоидных гранитов Приингуля. Состав калишпатов из гнейсов и пегматоидов различен. В порфиробластических гранитоидах (Кировоградский массив) и порфиробластических чарнокитах (Верблюжский блок) калишпаты содержат соответственно 24—31% Аб и 12—16% Аб.

Изученные калишпаты представляют собой микро- или криптопертиты. Микропертитовые вроски альбита жилковатой, игольчатой или неправильной формы составляют 5—15% объема калишпата. Жилки изгибаются и ветвятся, но в общем ориентированы примерно параллельно плоскости (100). Толщина микропертитовых вросков 5—15 мкм, а криптопертитовых — 1—2 мкм и менее. В состав пертитовых вросков по оптическим определениям входит 5—7% Ан. Криптопертитовый калишпат особенно характерен для чарнокитов.

Изученные калишпаты принадлежат к различным структурно-оптическим типам по величине упорядоченности. Степень упорядоченности связана с углом оптических осей калишпатов и со степенью их полисинтетического двойникования (степень совершенства микроклиновой решетки) (Марфунин, 1962). Выявлена отчетливая связь между двойникованием (решетчатостью) и $2V$. Можно выделить три структурно-оптических типа калишпатов по величине упорядоченности: 1) нерешетчатые криптопертитовые калишпаты из высокотемпературных пород с $-2V=50-65^\circ$ (ортоклаз-криптопертиты); 2) крипто- и микропертитовые калишпаты с плохой и неравномерно проявленной («размазанной») решеткой, преимущественно из среднетемпературных пород, с $-2V$ от $65-75$ до 80° (промежуточные ортоклаз-микро- и криптопертиты или ортоклаз-микролины); 3) микро-, реже криптопертитовые калишпаты с ясной двойниковой решеткой (четкорешетчатые) из средне- и низкотемпературных пород с $-2V=80-85^\circ$ (микроклин-микропертиты).

Часто в одной и той же метаморфической зоне, образце, а иногда в одном зерне калишпата отмечают сразу два, а иногда даже три структурно-оптических типа. Это видно по меняющемуся углу $-2V$ в одном зерне (от $50-60$ до 76° в некоторых чарнокитах), а также по характеру решетчатости. В высокотемпературных зонах обычны первые два типа калишпатов, в среднетемпературных — второй и третий, а в низкотемпературных наиболее распространен микроклин.

Плаггиоклаз — характерный минерал метаморфических пород всех метаморфических зон. В бедных СаО гнейсах и метапесчаниках обычно содержится олигоклаз, до кислого андезита (15—45% Ан). Более редок лабрадор и битовинит. В метабазилах плаггиоклаз представлен олигоклаз-андезином или андезином (25—50% Ан) и лишь в некоторых амфиболитах встречается

Химические составы (вес. %), оптические константы и кристаллохими-

ческие формулы калиевых полевых шпатов (полные химические анализы)

Компонент, характеристика	1	2	3
SiO ₂	64,26	63,14	64,41
Al ₂ O ₃	18,72	19,08	19,75
Fe ₂ O ₃	0,24	—	0,30
MgO	0,07	—	0,27
CaO	0,14	0,20	0,35
Na ₂ O	1,51	1,28	3,44
K ₂ O	14,44	14,74	11,40
H ₂ O (гигр.)	0,10	—	0,02
H ₂ O (п. п. п.)	0,38	—	0,36
BaO	—	—	0,05
Сумма	99,86	98,43	100,35
Уд. вес	2,604	2,56	—
-2V	83, 84, 85°	—	83°
Дрентг	—	—	0,63
Si	2,99	2,96	2,93
Al	1,02	1,05	1,06
Fe ³⁺	0,01	—	0,01
Mg	—	—	0,02
Ca	0,01	0,01	0,02
Na	0,134	0,119	0,30
K	0,85	0,88	0,66
Ан	0,80	1,20	1,70
Аб	13,50	11,80	330,90
Орт	87,70	87,00	67,40
X _{Na} ^{ПШ}	0,136	0,12	0,314
(Аб/Аб+Орт).	—	—	—
100 вес. %	13,10	11,30	29,80
X _{Na} ^{Пл}	0,83	0,70	0,92

4	5	6	7
64,85	65,34	64,06	64,76
19,85	20,35	19,24	17,85
0,35	0,40	—	—
0,18	0,27	—	—
0,36	0,42	Следы	Следы
5,32	6,38	1,40	2,90
8,40	6,20	14,43	12,88
0,02	0,02	—	—
0,24	0,26	—	—
0,08	0,12	—	—
99,64	99,86	99,13	99,39
—	2,52	2,58	—
—	84°	80, 81, 82, 80°	—
0,87	0,63	—	—
2,93	2,93	2,99	2,98
1,06	1,07	1,05	1,02
0,01	0,01	—	—
0,01	0,02	—	—
0,02	0,02	—	—
0,47	0,55	0,13	0,26
0,49	0,36	0,85	0,76
1,70	2,20	—	—
48,20	59,50	13,10	25,60
50,10	38,30	86,90	74,60
0,49	0,608	0,131	0,256
46,70	57,70	12,40	24,60
0,91	0,92	0,92	0,90

Продолжение табл. 18

Компонент, характеристика	8	9	10
SiO ₂	64,09	63,90	64,22
Al ₂ O ₃	19,75	19,50	19,75
Fe ₂ O ₃	0,15	—	0,40
MgO	0,18	—	0,18
CaO	0,63	0,20	0,63
Na ₂ O	3,44	1,14	3,20
K ₂ O	11,20	14,12	11,50
H ₂ O (гигр.)	0,04	—	0,02
H ₂ O (п. п. п.)	0,26	—	0,23
BaO	0,12	—	0,05
Сумма	99,86	98,86	100,18
Уд. вес	—	2,52	—
-2V	71, 73, 80, 82°	72, 72, 76, 77, 80°	83°
Дрентг	0,77	—	0,80
Si	2,93	2,95	2,93

11	12	13	14
64,07	64,97	64,17	63,98
19,10	19,20	19,50	19,98
0,40	0,40	—	0,56
0,18	0,18	—	0,27
0,56	0,49	0,40	0,20
2,80	3,00	1,64	2,14
12,10	11,50	14,15	12,92
0,02	0,12	—	0,14
0,34	0,44	—	0,96
0,04	0,06	—	—
99,61	100,36	99,85	100,51
—	—	2,55	2,62
83°	83°	76,76°	56, 64, 64, 65, 65, 68, 72, 76°
—	0,77	—	—
2,96	2,96	2,96	2,94

Компонент, характеристика	8	9	10
Al	1,07	1,06	1,06
Fe ³⁺	0,01	—	0,01
Mg	0,01	—	0,01
Ca	0,03	0,01	0,03
Na	0,306	0,10	0,283
K	0,655	0,83	0,67
Мол. % {			
An	3,00	1,20	3,30
Ab	30,90	10,70	28,80
Орт	66,10	88,10	67,90
X _{Na} ^{ПШ}	0,319	0,11	0,297
(Ab/Ab+ +Орт) · 100 вес. %	29,70	10,00	28,00
X _{Na} ^{Пл}	0,82	0,78	0,76

Примечание. 1 — Гнейс — Кв+Пл+ПШ+Гр+Би+Сил+Грф, скв. 9254, гл. 595 м, Кз, Центрально-Анновская полоса, Кривбасс; 2 — очковый гнейс — Кв+ПШ+Пл₃₀+Би, скв. 12047, гл. 219 м, Ново-Стародубский участок; 3 — среднезернистый пегматоидный гранит — Кв+Пл₈+ПШ+Би, р. Базарная, приток, р. Ингула, устье р. Сухоклей, обр. 39/2; 4 — крупнозернистый пегматоидный гранит — Кв+Пл₉+ПШ+Гр, р. Ингула, устье р. Сухоклей, обр. 39/2; 5 — крупнозернистый пегматоидный гранит, участками письменный — Кв+ПШ+(Пл), р. Вшивая, обр. 24/5; 6 — крупнозернистый пегматит — Кв+ПШ+(Пл₃+Би+Му, скв. 11040, гл. 154 м, Березневатский участок; 7 — крупнозернистый пегматит — Кв+ПШ+(Пл₁₀+Би, скв. 12943, гл. 400 м, б. Гледовая, Петровский участок; 8 — крупнозернистый гранит (метатект полосчатого мигматита) — Кв+ПШ+Пл₁₈+Би+Гр, устье р. Вшивой, обр. 29; 9 — мелкозернистый калишпатизированный

Химические составы (вес. %) и оптические константы калиевых

Компонент, характеристика	1	2	3	4
CaO	0,63	0,07	0,63	Следы
Na ₂ O	2,00	1,42	2,88	2,00
K ₂ O	11,10	13,76	10,45	13,25
—2V	74, 83, 84°	78, 79, 78, 83, 82, 84°	80, 81, 84°	82, 84°
Мол. % {				
An	3,5	0,3	3,6	—
Ab	20,5	13,6	23,9	18,5
Орт	75,9	86,0	72,5	81,5
X _{Na} ^{ПШ}	0,213	0,137	0,248	0,185
(Ab/Ab+ +Орт) · 100 вес. %	19,60	12,70	23,00	17,60
Двойниковая решетка	Четкая	Четкая	Четкая	Четкая
X _{Na} ^{ПШ}	0,80	0,91	0,87	0,88
CaO	0,20	—	—	—
Na ₂ O	2,90	2,22	2,44	2,58
K ₂ O	12,40	13,28	13,44	12,88
—2V	71°	80, 82°	—	64, 64, 72, 76, 80, 82, 84°
Мол. % {				
An	1,0	1,00	—	—
Ab	26,0	20,00	21,6	23,5
Орт	73,0	80,0	78,4	76,5

11	12	13	14
1,04	1,03	1,03	1,07
0,01	0,01	—	0,02
0,01	0,01	—	0,02
0,03	0,02	0,02	0,01
0,25	0,27	0,14	0,22
0,71	0,67	0,83	0,75
2,80	2,50	2,00	1,00
25,20	27,70	14,60	22,30
72,00	69,80	83,40	76,70
0,260	0,284	0,148	0,217
25,20	26,50	13,80	23,10
0,76	0,76	0,66	0,68

теневого плагиомигматит — Кв+ПШ+Пл₂₂+Би, скв. 9104, гл. 247 м, с. Мышеловка, Лелековский участок; 10 — очковый мигматит — Кв+ПШ+Пл₂₄+Би, р. Вшивая, с. Сасовка, обр. 23/2; 11 — порфиобластовый гранитный полимгматит — Кв+ПШ+Пл₂₄+Би±Гр, г. Кировоград, Соколовский карьер, обр. 01/1; 12 — порфиобластовый гранитный полимгматит — Кв+ПШ+Пл₂₄+Би+Гр, г. Кировоград, Соколовский карьер, обр. 01/3; 13 — среднезернистый чарнокит — Кв+ПШ+Пл₃₄+Гип₇₇+Рог₇₄+Пл₇₀, с. Спасово, р. Верблюжка, обр. 208/1; 14 — порфиобластовый чарнокит — Кв+Пл₃₂+ПШ+Би₅₇+Гип₅₀+Рог, с. Александровка, р. Боковенька, обр. 305. Анализы выполнены: 1,14 — Р. Л. Левинной; 2, 6, 7, 9, 13 — К. М. Рахленко, 3—5, 8, 10—12 — Б. В. Мирской.

Таблица 19

полевых шпатов (сокращенные химические анализы)

5	6	7	8	9
Следы	Следы	—	—	—
2,53	2,30	2,32	2,32	3,10
12,65	11,60	13,60	14,16	10,64
80°	—	—	78, 82, 76°	—
—	—	—	—	—
18,1	23,0	20,6	20,2	30,5
81,9	77,0	79,4	79,8	69,5
0,181	0,23	0,206	0,202	0,305
17,30	22,10	20,00	19,60	29,70
Четкая	Четкая	Четкая	Четкая, участками «размазанная»	«Размазанная», участками нет
0,84	0,90	0,88	0,85	0,80
Следы	—	—	—	0,20
1,86	1,80	1,80	2,34	1,76
12,73	13,60	14,24	13,44	13,54
59, 61, 66, 69, 70, 75, 76, 82°	72, 73, 74, 75, 79, 80°	—	—	60°
—	—	—	—	1,50
18,2	17,0	16,1	21,5	16,20
81,8	83,0	83,9	78,5	83,3

Компонент, характеристика	10	11	12	13
$X_{Na}^{ПШ}$ (Аб/Аб+ +Орт) · 100 вес. % Двойниковая решетка	0,263 25,00 Нет	0,20 19,40 Четкая	0,216 21,0	0,235 22,80 «Размазанная»
$X_{Na}^{Пл}$	0,73	0,80	0,80	0,73

Примечание. 1 — Метапесчаник — Кв+Фл+Тр+Пл₂₀+ПШ, карб., рудн., скв. 12019, гл. 287 м, Родионовский профиль; 2 — метапесчаник — Кв+ПШ+Пл₉+Би+Гр, скв. 12803, гл. 154 м, Родионовский профиль; 3 — гнейс — Кв+ПШ+Пл₁₃+Би, скв. 12537, гл. 105 м, Родионовский профиль; 4 — пегматоидный гранит — Кв+ПШ+Пл₁₂+Би, скв. 12547, гл. 180 м, Родионовский профиль; 5 — пегматоидный гранит — Кв+ПШ+Пл₁₆+Би, скв. 12546, гл. 203 м, Родионовский профиль; 6 — пегматоидный гранит — Кв+ПШ+Пл₁₆, скв. 12798, гл. 195 м, Родионовский профиль; 7 — крупнозернистый пегматит — Кв+ПШ+Пл₁₂+Би+Тур, б. Пирогова, Кривбасс, Анновская полоса, обр. 125/5; 8 — крупнозернистый пегматит в гнейсе — Кв+ПШ+Пл₁₅+Би₂₃+Гр₈₃, с. Субботцы, р. Ингул, обр. 021/6; 9 — крупнозернистый гранит в гнейсе — (Кв)+ПШ+Пл₂₀+Би+Гип, с. Верблюжка, обр. 220/7; 10 — крупнозернистый пегматит — Кв+ПШ+Пл₂₇, с. Чечелевка, р. Ингулец, обр. 206/8; 11 — крупнозернистый пегматит в полимикматите — (Кв)+ПШ+Пл₂₀+Би₆₆+Гр₉₀, г. Кировоград, Соколовский карьер,

Таблица 20

Химические составы (вес. %), оптические константы и кристаллохимические формулы плагиоклазов

Компонент, характеристика	1	2	3	4	5
SiO ₂	—	—	65,60	54,65	42,62
Al ₂ O ₃	—	—	21,32	28,69	35,14
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,25	0,58
MgO	—	—	—	0,34	Следы
CaO	4,62	2,87	2,01	13,24	18,35
Na ₂ O	7,46	7,00	9,44	2,48	0,65
K ₂ O	0,20	0,70	1,00	0,18	0,60
H ₂ O (п.п.)	—	—	—	0,25	1,86
Сумма	—	—	99,37	100,35	99,88
n_p (N ₂)	1,543 (28)	1,535 (15)	1,532 (9)	1,563	1,578
2V	+88, ±90 -80, -80 -89, -80 ±90, +82°	+89, +90 ±88, ±87°	+86, +82, +86, +86°	до 90°	-82°
Si	—	—	2,90	2,47	2,01
Al	—	—	1,11	1,52	1,96
Fe ³⁺	—	—	—	0,02	0,02
Mg	—	—	—	0,02	—
Ca	—	—	0,096	0,64	0,92
Na	—	—	0,79	0,22	0,05
K	—	—	0,06	0,012	0,03
Мол. % { Ан.	25,0	17,3	10,1	73,2	92
{ Аб	73,7	78,0	83,7	25,0	5
{ Орт.	1,3	4,7	6,2	1,2	3

Примечание. 1 — Гнейс — Кв+Пл₂₂+Би+Эп+Рог, скв. 529, гл. 124 м, р. Ингулец, с. Марьяновка; 2 — очковый гнейс — Кв+Пл₁₅+Би, скв. 538, гл. 85 м, там же; 3 — крупнозернистый пегматоидный гранит — Кв+Пл₉+Би+Му±(Сил, ПШ), скв. 10886, гл. 155 м, участок Желтянский; 4 — гнейс — Пл+Ант+Фл, скв. 11041, гл. 68 м, Березневатский участок (Юрьев, 1968); 5 — амфиболит — Рог+Кум+Ант+Пл₉₂, скв. 11042, гл. 190 м, Березневатский участок (Юрьев, 1967). Анализы выполнены: 1, 2 — Р. Л. Левиной; 3 — К. М. Рахленко.

14	15	16	17	18
0,182 17,30 Четкая, участками «размазанная» 0,78	0,17 16,50 Четкая, нередко «размазанная» 0,77	0,161 15,60 Четкая 0,77	0,215 21,00 «Размазанная» 0,76	0,165 15,40 Нет 0,78

обр. 019/3; 12 — крупнозернистый пегматит в полимigmatите — ПШ+(Пл₂₀, Би), с. Федоровка, р. Боковенька, обр. 409/3; 13 — крупнозернистый гранит (метатект полосчатого мигматита) — Кв+ПШ+Пл₂₇+Би+Гр, с. Чечелевка, обр. 204/10; 14 — порфиروبластовый мигматит — Кв+ПШ+Пл₂₂+Би, скв. 12550, гл. 98 м, Родионовский профиль; 15 — порфиروبластовый мигматит — Кв+ПШ+Пл₂₂+Би, с. Христофоровка, р. Боковенька, обн. 101/4; 16 — порфиروبластовый полимigmatит — Кв+ПШ+Пл₂₃+Би+Эп, ортит, сфен, гранитный карьер у ст. Савро, обр. 405; 17 — порфиروبластовый полимigmatит — Кв+ПШ+Пл₂₄+Би+Рог, с. Федоровка, р. Боковенька, обр. 409/2; 18 — порфиروبластовый полимigmatит — чарнокит — Кв+ПШ+Пл₃₂+Би+Рог+Гип₄, с. Спасово, р. Верблюжка, обр. 209/1.

Анализы выполнены: 1—5, 14 — Р. Л. Левиной; 6, 10, 18 — К. М. Рахленко; 7—9, 12, 13, 15—17 — Л. Д. Стеценко.

анортитовый плагиоклаз (Юрьев, 1967). Битовит типичен для основных салитовых гнейсов верхней метапесчаниковой пачки. В гранитоидах плагиоклаз содержит от 6—8 до 35—40% Ан. В пегматитах отмечается более кислый плагиоклаз (до 20% Ан), в нормальных и плагиоклазовых гранитах — олигоклаз (20—30% Ан), а в чарнокитах — кислый андезин (30—40% Ан). Содержание ортоклазовой молекулы в плагиоклазах уменьшается с увеличением основности от 6,2 в Пл₁₀ до 1—3% в лабрадорах и анортитах (табл. 20). Плагиоклазы полисинтетически sdвойникованы по альбититовому, реже периклиновому законам. Нередко они корродированы калишпатом, а на контакте с последним часто мирмекитизированы. По оптическим свойствам плагиоклазы относятся преимущественно к высокоупорядоченным структурно-оптическим типам. В метабазитах, реже в гранитоидах встречаются зональные плагиоклазы. Состав центральных зон отличается от краевых частей на 5—20 и более номеров и достигает Пл₇₀. При этом зональные плагиоклазы больших размеров (до 1—3 мм) могут быть отнесены к бластопорфиroidным выделениям древних первичных базитов. Плагиоклазы чарнокитовых гранитов обычно содержат антипертитовые вроски калиевого полевого шпата (5—30 об. %).

Силикаты глинозема — андалузит, силлиманит и дистен — важные индикаторные минералы средне- и высокотемпературных высокоглиноземистых метаморфических пород. В низкотемпературных высокоглиноземистых сланцах зеленосланцевой фации этих минералов нет. Здесь вероятен их химический эквивалент (+кварц, вода) — пирофиллит. В среднетемпературных метапелитах эпидот-амфиболитовой фации распространен андалузит в ассоциации с кварцем, мусковитом, ставролитом, биоти-

том и гранатом. Дистен в таких породах встречается исключительно редко (Семененко и др., 1956, 1967). Состав андалузита почти отвечает идеальной формуле, а содержания Fe_2O_3 и MnO не превышают 0,5 вес. % (Белевцев и др., 1962).

В высокотемпературных метапелитах амфиболитовой и гранулитовой фаций андалузит (и дистен) сменяется силлиманитом. Последний характерен для силлиманит-калишпатовых гнейсов, хотя встречаются и силлиманит-мусковитовые сланцы и кварциты.

Силлиманит в гнейсах длиннопризматический. Тонкоигольчатый силлиманит (фибролит) в спутанноволокнистых агрегатах является вторичным минералом и развивается по биотиту, кордиериту, андалузиту. Обычно в высокотемпературных гнейсах силлиманит ассоциирует с кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом, плагиоклазом, гранатом и кордиеритом. Парагенезис силлиманита с кордиеритом и гранатом отмечается лишь в метапелитах гранулитовой фации. Ассоциация силлиманита с гиперстеном не встречена.

Состав силлиманита почти точно соответствует идеальной формуле. Содержание Fe_2O_3 не превышает 1 вес. %.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОМОРФНЫХ КОМПОНЕНТОВ
МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ

Работами Д. С. Коржинского, Г. Рамберга, Т. Барта, Р. Кретца, В. С. Соболева, А. А. Маракушева, Л. Л. Перчука, И. С. Усенко, С. И. Кориковского, И. Д. Рябчикова, Л. Хсу, Д. Линдсли, Дж. Ийямы, О. Даля и других теоретически и экспериментально показана зависимость распределения элементов между минералами переменного состава от внешних факторов равновесия этих минералов (температуры, давления, P_{O_2}).

Изменение железистости (или магнезиальности) магнезиально-железистых сосуществующих минералов отражает один из наиболее распространенных и совершенных случаев изоморфизма при региональном метаморфизме.

При помощи анализа парагенезисов минералов метаморфических пород, проведенного Д. С. Коржинским (1957), А. А. Маракушевым (1965, 1968) и другими, установлена закономерная связь железистости сосуществующих минералов с внешними условиями их образования. Изменение состава минералов и минеральных парагенезисов описываются химическими реакциями и подчиняются правилу фаз.

Однако на основании проведенных исследований и прежде всего с помощью диаграммы $P_{Tb}-H_2O$, как заменителя $P-T$ диаграммы, можно получить лишь качественную характеристику внешних условий метаморфизма.

Железистость минералов непосредственно зависит от железистости породы и только в маловариантных парагенезисах может служить индикатором внешних условий образования. Коэффициент распределения изоморфных компонентов между минералами (K_p) значительно меньше зависит от состава породы, а определяется главным образом температурой и давлением. Чтобы избавиться от влияния состава минералов на K_p , необходимо использовать ди- и моновариантные парагенезисы.

В последнее время данные по экспериментальным минеральным равновесиям и термодинамические расчеты используются для градуировки константы распределения элементов между минералами переменного состава с целью определения температуры или давления этих равновесий. В этом отношении наиболее значительны работы Т. Барта, Р. Кретца, В. Финнея, В. С. Соболева, А. А. Маракушева и особенно Л. Л. Перчука.

Л. Л. Перчук (1970) различает два главных типа минеральных равновесий: обменные и смещенные. Равновесия первого типа описываются с помощью обменных реакций. Коэффициент распределения (K_P) изоморфных компонентов между минералами, например, магния и железа между гранатом и биотитом, может быть выражен формулой

$$K_P = X_{Mg}^{Gr} (1 - X_{Mg}^{Bi}) / (1 - X_{Mg}^{Gr}) X_{Mg}^{Bi}$$

В типе смещенных равновесий коэффициент распределения компонентов между минералами нельзя выразить с помощью обменных реакций. Для полевых шпатов это равновесие, например, выражается формулой

$$K_P = X_{Na}^{Pl} / X_{Na}^{Psh} \text{ (Перчук, 1970).}$$

Коэффициент распределения (K_P) в этих минеральных равновесиях зависит от температуры, давления и состава минералов. Л. Л. Перчук занялся учетом количественного влияния этих факторов на коэффициент распределения. Он исследовал важные для метаморфической петрологии равновесия магниально-железистых минералов и вывел диаграммы фазового соответствия. Так были созданы несколько геотермометров и геобарометров, которые продолжают уточняться, но уже сейчас могут быть использованы для определения физических условий метаморфических процессов.

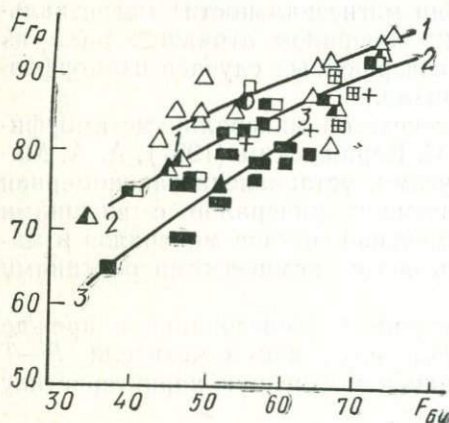


Рис. 28. Корреляция общей железистости биотита и граната из бедных CaO пород. Кривые 1, 2, 3 соответствуют низко-, средне- и высокотемпературным породам. Условные обозначения те же, что для рис. 13, 18. Крестиками в квадрате обозначены пары минералов из пегматитов.

Пара биотит — гранат является наиболее распространенной из сосуществующих магниально-железистых минералов преимущественно в бедных CaO породах — сланцах, гнейсах, кварцитах, гранитах, реже в метабазах. Она часто встречается во всех метаморфических зонах — от гранатовой до гранат-кордиерит-ортоклазовой, т. е. от зеленосланцевой до гранулитовой фации включительно.

Как показали исследования Р. Кретца, В. Финнея, С. Зена, А. А. Маракужева, А. Хитанен и других, корреляция железистости в паре биотит — гранат зависит от степени метаморфизма. С повышением степени метаморфизма железистость этих мине-

ралов в породах близкого состава уменьшается. Это хорошо иллюстрируется и на паре биотит — гранат из бедных СаО пород центральной части Украинского щита. Так, максимальная железистость гранатов в низкотемпературных (эпидот-амфиболитовая фация), среднетемпературных (амфиболитовая фация) и высокотемпературных (гранулитовая фация) породах составляет соответственно 95, 92 и 81, а минимальная — 84, 75 и 65 (рис. 28).

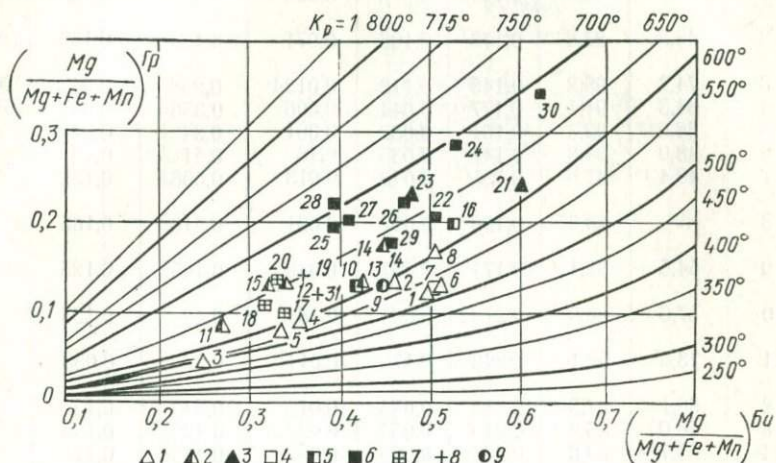


Рис. 29. Распределение магния между биотитом и гранатом:

1, 2, 3 — из бедных K_2O метapelитов, соответственно, низко-, средне- и высокотемпературных метаморфических зон; 4, 5, 6 — из низко-, средне- и высокотемпературных богатых K_2O метapelитов; 7 — из гранитов и мигматитов; 8 — из пегматитов; 9 — из богатых СаО пород. Цифры соответствуют парам сосуществующих биотитов и гранатов по табл. 21. Основа по данным Л. Л. Перчука (1968, 1970).

Л. Л. Перчук (1967, 1968, 1970) показал, что распределение магния между биотитом и гранатом близко к идеальному, мало зависит от состава минералов и давления, но сильно зависит от температуры. Так был создан один из наиболее точных биотит-гранатовый геотермометр.

Температуры биотит-гранатового равновесия в породах центральной части щита приведены в табл. 21 и вынесены на диаграмму (рис. 29). Использована 31 пара, из них лишь у четырех минералов железистость определена по показателю преломления. Составы остальных биотитов и гранатов получены при помощи химического анализа.

По рассчитанным и экспериментальным температурам равновесия полиморфных модификаций Al_2SiO_5 (андалузит-силлиманит-дистен) определены возможные пределы давления (P_{TB}) метаморфизма. Для этого использовались экспериментальные данные Э. Альтхауса (Althaus, 1967) и С. Ричардсона (Richardson e. a., 1969).

Составы сосуществующих биотитов и гранатов
центральной части Украинского щита и

Номер образца	F _{Би}	F _{Гр}	K _P ^{Mg}	X _{Ca} ^{Гр}	X _{Mn} ^{Гр}	X _{Mg} ^{Би}	X _{Mg} ^{Гр}	T, °C по K _P ^{Mg}
1	49	88,8	0,139	0,018	0,002	0,50	0,122	530
2	46,5	85,5	0,179	0,106	0,071	0,465	0,135	580—590
3	74,2	95,2	0,145	0,112	0,0134	0,258	0,048	500—550
4	64,3	91,1	0,177	0,044	0,006	0,356	0,089	570—590
5	66,0	92,3	0,161	0,082	0,051	0,34	0,077	560
6	48,9	84,8	0,147	0,035	0,15	0,51	0,13	540
7	49,4	87,6	0,135	0,043	0,013	0,506	0,122	540
8	49	83,6	0,190	0,017	0,001	0,510	0,165	600
9	54,5	87,1	0,171	0,157	0,049	0,455	0,125	580—590
10	57,6	83,5	0,212	0,004	0,181	0,42	0,135	620
11	73,2	92,1	0,243	0,173	0,011	0,27	0,083	630
12	66,1	87,2	0,282	0,083	0,015	0,34	0,13	655
13	58,0	86,2	0,215	0,053	0,0226	0,42	0,135	620
14	55,7	83,0	0,254	0,005	0,0075	0,445	0,17	645
15	67,5	85,8	0,307	0,004	0,03	0,325	0,133	665
16	47,0	79,2	0,218	0,003	0,055	0,53	0,197	620
17	65,7	90,0	0,206	0,038	0,037	0,34	0,097	620
18	66,8	88,0	0,249	0,01	0,075	0,33	0,11	640
19	63,0	83	0,277	—	—	0,37	0,14	650
20	67	84,3	0,29	0,007	0,033	0,33	0,125	660
21	40,1	75,0	0,211	0,073	0,03	0,60	0,24	620
22	48,5	78,9	0,250	0,023	0,0074	0,515	0,21	645
23	52,2	75,8	0,334	0,051	0,0053	0,478	0,234	680
24	46,6	69,0	0,352	0,044	0,039	0,537	0,288	690
25	60,0	80,8	0,357	0,027	0,014	0,395	0,19	680
26	53,2	80,6	0,325	0,061	0,047	0,467	0,222	675
27	58,1	79,1	0,351	—	—	0,414	0,20	680
28	60,6	79,0	0,406	0,02	—	0,394	0,21	700
29	54,5	81,9	0,265	0,058	0,019	0,453	0,177	645
30	37,1	65,3	0,31	0,044	0,01	0,627	0,342	690
31	62,7	87,7	0,224	0,086	0,046	0,372	0,117	630

из метаморфических пород и гранитоидов
физические условия равновесий этих минералов

P _{ТВ} (кбар), соответственно T, °C по X _{Mg}			Парагенезис	Метаморфическая зона
Althaus, 1967	Richardson, 1969	Среднее		
6,0	4,5	5,5	Кв+Кум ₆₀ +Гр+Би+ +Грф, Хл(Мт)	2,1
6,5	5,1	5,9	Кв+Пл ₄₃ +Би+Гр, Пир(Мт)	2,1
6,0	4,5	5,5	Кв+Би+Гр+Грф	1,3
6,5	5,2	6,0	Кв+Би+Гр+Грф, Мт	1,3
6,1	4,8	5,6	Кв+Би+Гр, (Грф, Мт)	2,1a
6,0	4,6	5,5	Кв+Пл ₄₀ +Би+Гр, Мт	2,1a
6,0	4,6	5,6	Кв+Му+Би+Гр+Ст+ +Анд, Грф	2,1a
6,5	5,3	6,0	Кв+Кум ₇₈ +Пл ₈ +Би+ +Гр+Грф	2,1
6,5	5,1	5,9	Кв+Пл ₅₀ +Рог ₆₀ +Би+ +Гр, Ар	2,2
5,1—7,3	5,5	5,7—6,4	Кв+Пл ₁₇ +ПШ ₁₄ +Сил+ +Му+Би+Гр+Грф	2,2
4,5—7,6	5,5	5,2—6,7	Кв+Кум ₈₁ +Би+ +Гр+Мт	2,2
3,0—8,3	4,5—7,0	4—7	Кв+Сил+Би+Гр+Грф	3,1
5—7,3	5,5	5,5—6,5	Кв+Сил+Би+Гр+Грф	3,1
3,5—8,1	4,9—6,1	4—7	Кв+ПШ+Сил+Би+Гр	3,1
2—9	5,5—7	3,5—7,5	Кв+Би+Гр	3,1
5—7,3	5,5	5,5—6,5	Кв+Пл ₁₈ +ПШ+Би+Гр	3,1
5—7,3	5,5	5,5—6,5	Кв+Пл ₂₀ +ПШ+Би+Гр	3,1
4—8	5—6	4,5—7	Кв+Пл ₁₄ +ПШ+Би+Гр	3,1
3—8,3	4,8—6,3	4—7	Кв+Пл ₂₄ +ПШ+Би+Гр	3,1
2,5—8,6	4,8—6,5	4—7,5	Кв+Пл+ПШ+Би+Гр	3,1
5—7,3	5,5	5,5—6,5	Кв+(Сил)+Кор+ +Би+Гр	3,1a
3,5—8	4,9—6	4—7	Кв+Сил+Кор ₃₁ +Би+ +Гр+ПШ	3,1a
1,5—9,5	4—7,0	3—8	Кв+Би+Гр+Мт	3,1a
1—10	3,7—7,3	2,5—8	Кв+(ПШ)+Сил+ +Би+Гр	3,1a
1,5—9,5	4—7,0	3—8	Кв+(ПШ)+Сил+ +Би+Гр	3,1a
1,5—9,5	4—7	3—8	Кв+ПШ+Сил+Кор ₃₂ + +Би+Гр+Пл ₇₀ , Грф, Мт	3,1a
1,5—9,5	4—7	3—8	Кв+ПШ+Сил+Кор ₃₇ + +Би+Гр+Пл	3,1a
10	3,5—7,5	2—8,5	Кв+ПШ+Кор ₃₅ +Би+ +Гр+Пл	3,1a
3,5—8	5—6	4—7	Кв+Пл ₂₄ +ПШ+Би+ +Гр	4,1
1—10	3,7—7,3	2,5—8	Кв+ПШ+Кор ₂₈ +Би+ +Гр+Пл ₂₉	4,1
4,5—7,5	5,5	5—7	Кв+(ПШ)+Пл ₂₈ + +Гип _{69,5} +Би+Гр, Мт, Ил	4,1

Примечание к табл. 21. Железистость минерала без десятых долей определялась по показателям преломления.

$$K_{\text{P}}^{\text{Mg}} = \frac{X_{\text{Mg}}^{\text{Гр}}(1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Би}})}{X_{\text{Mg}}^{\text{Би}}(1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Гр}})}; \quad X_{\text{Mg}} = \text{Mg} : (\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}); \quad X_{\text{Mn}} = \text{Mn} : (\text{Mn} + \text{Mg} + \text{Fe});$$

$X_{\text{Ca}} = \text{Ca} : (\text{Ca} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$. Химические анализы минералов проводились в лабораториях ИГФМ АН УССР и треста «Кривбассгеология». Индексация метаморфических зон — см. табл. 47.

1 — сланец (K_2), скв. 12341, гл. 806 м, р-к «Ингулец», Кривбасс, $n_{\text{гБи}} = 1,642$; 2 — сланец (K_3), скв. 5903, гл. 301 м, р-к им. XX партсъезда, Кривбасс; 3 — сланец (K_2) скв. 12530, р-к им. Ленина, Кривбасс, обр. 12530/1; 4 — сланец (K_2), скв. 12530, гл. 2175 м, там же; 5 — сланец, скв. 11509, гл. 239 м, Родионовский участок; 6 — микрогнейс, скв. 12803, гл. 94 м, Родионовский участок; 7 — сланец, скв. 11508, гл. 141 м, Родионовский участок; 8 — сланец (K_2), Желтореченский участок ($n_{\text{гБи}} = 1,641$); обр. 48—Г; 9 — плагиогнейс (K_3), скв. 12021, гл. 139 м, Анновская полоса; 10 — гнейс (K_3), скв. 9254, гл. 595 м, Анновская полоса; 11 — сланец (K_2), Успенский участок, (Семененко и др., 1956); 12 — гнейс, скв. 11923, гл. 81 м, Червонокаменский участок, обр. 3936 (Горошников, 1971); 13 — гнейс, Овнянский участок, обр. 3935 (Горошников, 1971); 14 — гнейс, скв. 11967, гл. 153 м, Овнянский участок; 15 — крупнозернистая биотит-гранатовая порода, скв. 11967, гл. 163 м, Овнянский участок; 16 — гнейс, обр. 24/1, р. Вшивая, (приток р. Ингула); 17 — пегматит, обр. 019/3, г. Кировоград; 18 — пегматит, обр. 021/6, с. Субботцы; 19 — порфиболовый тневой гранитный полимиктит, обр. 02/1, г. Кировоград ($n_{\text{гБи}} = 1,660$); 20 — пегматит, обр. 19/6, г. Кировоград, ($n_{\text{Гр}} = 1,809$); 21 — гнейс, Березневатский участок (Юрьев, 1968а); 22 — гнейс, скв. 11565, гл. 131 м, Березневатский участок; 23 — крупнозернистая порода, скв. 12973, гл. 386 м, Ореховский участок; 24 — гнейс, обр. 3006, Северо-Лозоватский участок (Горошников, 1971); 25 — гнейс, обр. 3956, Северо-Лозоватский участок (Горошников, 1971); 26 — гнейс, скв. 12047, гл. 235 м, Ново-Стародубский участок; 27 — гнейс, скв. 13, Южно-Ингульский участок (Берзенина, 1970); 28 — гнейс, скв. 149, Южно-Ингульский участок (Берзенина, 1970); 29 — пегматоидный метатект полосчатого мигматита, обр. 204/7, устье р. Берблужки. 30 — гнейс, обр. 207/1, р. Верблужка, с. Малиновка; 31 — метатект полосчатого мигматита, обр. 306/22, р. Боковенька, с. Ивановка.

Коэффициент распределения магния между биотитом и гранатом (K_{P}^{Mg}) в породах центральной части щита составляет: в ставролитовой зоне (2,1) 0,14—0,18, в промежуточной ставролитовой (2,1а) — 0,15—0,19, в силлиманит-мусковитовой (2,2) — 0,18—0,24, в биотит-силлиманит-ортоклазовой (3,1) — 0,21—0,35, в промежуточной силлиманит-биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой (3,1а) — 0,31—0,40 и в гранат-кордиерит-ортоклазовой (4,1) — 0,31—0,43.

Биотит и гранат часто сосуществуют в сланцах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. С ними обычно ассоциирует куммингтонит в породах высокой железистости и бедных СаО и роговая обманка в породах богатых СаО (основные сланцы и метабазиты). В высокоглиноземистых метапелитах, богатых K_2O , пара биотит — гранат сопровождается ставролитом, андалузитом, кордиеритом, силлиманитом.

В сланцах и не затронутых мигматизацией гнейсах биотит и гранат можно рассматривать как равновесные минералы. Температуры по биотит-гранатовому геотермометру определяют условия этого равновесия. В пегматитах и мигматитах генетические отношения биотита и граната более сложные. Замечено, что образование пегматитовых или гранитовых венитовых жил в биотитовых гнейсах сопровождается появлением большого количества граната при небольшом содержании биотита в метатекте. Это явление особенно характерно для пегматитов и пегматоидных гранитов амфиболитовой фации. Гранат в них иног-

да полностью вытесняет биотит. Такие соотношения свидетельствуют о неравновесности биотита и граната во многих гранитоидах.

Гранат в чарнокитах, где он развивается за счет гиперстена и биотита, также во многих случаях неравновесен с биотитом. Этот вывод подтверждается низкими температурами биотит-гранатового равновесия в гранатсодержащих гранитах гранулитов.

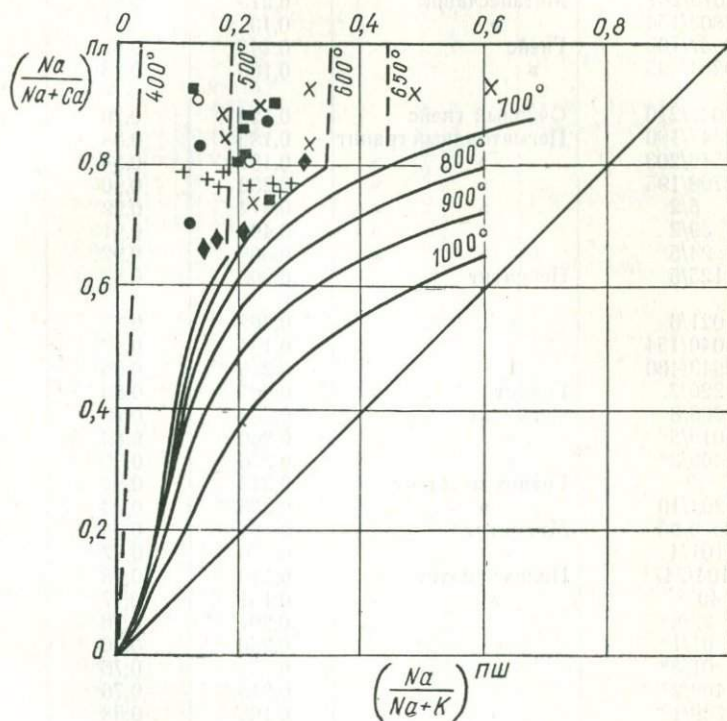


Рис. 30. Диаграмма фазового соответствия для системы плагиоклаз (Пл) — калиевый полевой шпат (ПШ).

Условные обозначения те же, что для рис. 27. Основа по данным Л. Л. Перчука и др. (Perchuk e. a., 1968).

вой фации (600—650° С) по сравнению с температурой того же равновесия в контактирующих гнейсах (около 700° С).

Сосуществующие калиевый полевой шпат и плагиоклаз — едва ли не самая распространенная пара минералов переменного состава в породах центральной части УЩ. Эта пара, однако, значительно более характерна и лучше изучена в гранитоидах, чем в метаморфических породах.

В метапесчаниках и гнейсах состав плагиоклаза изменяется от 10 до 30% Ан, а содержание альбитового минала в калишпатах от 12 до 25%. Коэффициент распределения натрия между

Температуры равновесий сосуществующих калиевых

Номер образца	Порода	$X_{Na}^{ПШ}$	$X_{Na}^{ПШ}$	$T, ^\circ C$ (рис. 30)
12019/287	Метапесчаник	0,213	0,80	520
12803/154	»	0,137	0,91	480
12537/105	Гнейс	0,248	0,87	540
9254/595	»	0,136	0,83	480
12047/219	Очковый гнейс	0,120	0,70	470
12547/180	Пегматоидный гранит	0,185	0,88	500
12546/203	»	0,181	0,84	490
12798/195	»	0,230	0,90	520
5/2	»	0,314	0,92	590
39/2	»	0,490	0,91	650
24/5	»	0,608	0,92	675
125/5	Пегматит	0,206	0,88	510
021/6	»	0,202	0,85	510
11040/154	»	0,131	0,92	480
12943/400	»	0,256	0,90	540
220/7	Гранит	0,305	0,80	590
206/8	Пегматит	0,263	0,73	560
019/3*	»	0,200	0,80	510
409/3*	»	0,216	0,80	520
29	Гранит-метатект	0,319	0,82	590
204/10	»	0,235	0,73	520
12550/98	Мигматит	0,182	0,78	490
101/4	»	0,170	0,77	480
9104/247*	Полимигматит	0,110	0,78	450
405*	»	0,161	0,77	480
23/2*	»	0,297	0,76	580
01/1*	»	0,260	0,76	540
01/3*	»	0,284	0,76	570
409/2*	»	0,215	0,76	520
209/1*	»	0,165	0,68	480
208/1*	»	0,148	0,66	470
305*	»	0,217	0,68	520

* Гранитоиды блоков.

плагноклазом и калишпатом $K_P = X_{Na}^{Пл} : X_{Na}^{ПШ}$ в этих породах равен 3,6—6,1, а температура по диаграмме Ийямы (Jiyama, 1963) (рис. 30) составляет 460—540° С.

Среди гранитоидов, из которых анализировались калиевые полевые шпаты, можно выделить такие основные разновидности: 1) жильные тела пегматитовых гранитов; 2) жилы и гнезда крупнозернистых пегматитов; 3) жилы гранитов — метатект мигматитов; 4) однородные теньевые мигматиты.

полевых шпатов и плагноклазов

K_P	Парагенезис	Индекс метаморфической зоны	Участок
3,75	Кв+ПШ+Пл+Фл+Тр	2,1a	Родионовский
6,64	Кв+ПШ+Пл+Би+Гр	2,1a	»
3,64	Кв+ПШ+Пл+Би	2,1a	»
6,10	Кв+ПШ+Пл+Грф+ +Сил+Гр+Би+Му	2,2	Анновский
3,80	Кв+ПШ+Пл+Пл+Би	3,1a	Ново-Стародубский
4,75	Кв+ПШ+Пл+(Би)	2,1a	Родионовский
4,66	Кв+ПШ+Пл+Би	2,1a	»
3,90	Кв+ПШ+Пл	2,1a	»
2,93	Кв+ПШ+Пл+Би	3,1	Ингульский
1,86	Кв+ПШ+Пл+Гр	3,1	»
1,51	Кв+ПШ+(Пл)	3,1	»
4,28	Кв+ПШ+(Пл+Би+ +Тур)	2,2	Анновский
4,20	Кв+ПШ+(Пл)+Би+Гр	3,1	Ингульский
7,00	Кв+ПШ+(Пл)+Би+Му	3,1a	Березневатский
3,65	Кв+ПШ+(Пл)+Би	3,1	Петровский
2,62	(Кв)+ПШ+Пл+Би+Гип	4,1	Верблюжский
2,78	Кв+ПШ+Пл	4,1	»
4,00	(Кв)+ПШ+Пл+Би+Гр	3,1	Кировоградский
3,70	ПШ+(Пл+Би)	3,1	Долинский
2,57	Кв+ПШ+Пл+Би+Гр	3,1	Ингульский
3,11	Кв+ПШ+Пл+Би+Гр	4,1	Верблюжский
4,30	Кв+ПШ+Пл+Би	2,1a	Родионовский
4,53	Кв+ПШ+Пл+Би	2,1a	»
7,08	Кв+ПШ+Пл+Би	2,2	Лелековский
4,80	Кв+ПШ+Пл+Би+Эп	2,1	Демурицкий
2,55	Кв+ПШ+Пл+Би	3,1	Ингульский
2,93	Кв+ПШ+Пл+Би+(Гр)	3,1	Кировоградский
2,67	Кв+ПШ+Пл+Би+(Гр)	3,1	»
3,53	Кв+ПШ+Пл+Би	3,1	Долинский
4,13	Кв+ПШ+Пл+Би+Гип+ +Рог	4,1	Верблюжский
4,45	Кв+ПШ+Пл+Рог+Гип+ +Пи	4,1	»
3,13	Кв+ПШ+Пл+Би+Гип+ +Рог	4,1	Боковьянский

Первые три разновидности представляют собой жильные и гнездообразные преимущественно согласные тела среди нижнепротерозойских метаморфических пород межблоковых синклиналей. Пегматоидные граниты обычно наблюдаются среди пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Во всех пегматоидных гранитах практически нет темноцветных минералов, и калишпат ассоциирует с кислым плагноклазом (около 10% An). В эпидот-амфиболитовой фации калишпаты из пегматоид-

ных гранитов содержат меньше натрия, чем в амфиболитовой (табл. 22, рис. 30). Содержание альбитового минала в калишпатах из низкотемпературных пегматоидных гранитов составляет 18—30% при температурах по двуполевошпатовому геотермометру 480—520° С, в то время как в высокотемпературных достигает 60% при температурах 600—675° С. Между калишпатом и плагиоклазом в пегматоидных гранитах реакционные взаимоотношения обычно не наблюдаются.

Крупнозернистые пегматиты встречаются преимущественно среди пород амфиболитовой фации. Нередко они состоят только из калишпата. Температуры двуполевошпатового равновесия в них 550—500° С. Пегматоидные граниты и пегматиты, бедные СаО, и их полевые шпаты можно рассматривать по составу в системе щелочных полевых шпатов.

Жильные граниты составляют метатект венитовых мигматитов, субстратом которых являются гнейсы амфиболитовой фации. Температуры двуполевошпатового равновесия в них около 600° С.

Теневые мигматиты представляют собой преимущественно полимигматиты блоков — калишпатизированные плагиограниты. В этих породах температура двуполевошпатового равновесия изменяется от 450 до 600° С.

В высокотемпературных мигматитах по гнейсам и в гранитоидах блоков калишпат ассоциирует с олигоклазом или даже с кислым андезином (от 22—30 до 33—35% Ан). В таких породах распространены структуры замещения плагиоклаза калишпатом: порфиropойкилобласти, антипертиты замещения, венцовые каймы, мирмекиты, которые могут рассматриваться как признаки неравновесности плагиоклаза и калишпата.

Как видно, у большинства исследованных пород температуры двуполевошпатового равновесия низкие — 450—600° С (рис. 30). Это можно объяснить либо неравновесностью плагиоклаза и калишпата, либо влиянием на равновесие еще неизученных факторов. В какой-то степени здесь сказываются высокие давления (Перчук, 1970). Повышение давления на 10 кбар равносильно понижению температуры двуполевошпатового равновесия примерно на 100° С. В среднем температурная поправка на давление для изученных пород составляет +50° С. Остается неясным влияние на составы полевых шпатов возможного перераспределения натрия в регрессивный этап образования пород, хотя этот фактор из-за кинетических причин вряд ли мог иметь существенное значение.

Если попытаться учесть влияние неравновесности калишпата и плагиоклаза, то можно ожидать максимальных температур, отвечающих равновесию между этими минералами, в метаморфических породах и пегматоидных гранитах. Для жильных пегматоидных гранитов и низкотемпературных метаморфических пород это предположение как будто оправдывается. Однако для высо-

котемпературных гнейсов получены очень низкие температуры (450—500° С) двуполевошпатового равновесия, что заставляет сомневаться в существовании последнего.

Низкие содержания натрия в неравновесных с плагиоклазом калишпатах из средне- и высокотемпературных тневых полимigmatитов блоков ($X_{\text{Na}}^{\text{ПШ}} = 0,11—0,32$, в среднем 0,20) можно объяснить следующим образом. При протерозойском орогенезе через архейские плагиограниты нижнего структурного яруса просачивались щелочные растворы (флюиды), которые в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций способствовали интенсивному росту метасоматических калиевых полевых шпатов, в частности, порфиробластов. В этом случае калиевый полевой шпат был равновесен с этими растворами, а не с реликтовым плагиоклазом, и состав калишпата определялся составом раствора, а также температурой и давлением.

В интервале 500—700° С увеличение температуры на 100° способствует увеличению $X_{\text{Na}}^{\text{ПШ}}$ примерно на 0,15 (Orville, 1963), а для уменьшения $X_{\text{Na}}^{\text{ПШ}}$ на эту же величину необходимо увеличить давление приблизительно на 3 кбар (Перчук, 1968 а). Учитывая данные этих авторов, можно сделать вывод, что при $P_{\text{ТВ}} \approx 5$ кбар и $T = 650—700^\circ \text{C}$ для образования калишпата с $X_{\text{Na}}^{\text{ПШ}} = 0,10; 0,20; 0,30$ необходим водный раствор KCl соответственно с $X_{\text{KCl}}^{\text{V}} \approx 0,50; 0,40$ и 0,30.

Таким образом, особенностями состава щелочных растворов, проникающих через древние плагиоклазовые гранитоиды, можно объяснить низкие содержания натрия в метасоматических калишпатах из олигоклазовых полимigmatитов блоков.

В заключение следует отметить, что вопросы генезиса полевых шпатов и условия их формирования как из метаморфических пород, так и из гранитоидов центральной части щита очень сложны и далеки еще от решения.

Пара роговая обманка — плагиоклаз характерна для метабазитов. Встречается также в основных салитовых гнейсах восьмой пачки (см. табл. 1) и в плагиомigmatитах блоков. Плагиомigmatиты и реликтовые метабазиты зачастую подвержены биотитизации, что ведет к исчезновению роговой обманки. Чарнокиты содержат зеленовато-бурую гастингситовую роговую обманку и антипертитовый андезин-олигоклаз в ассоциации с кварцем, калиевым полевым шпатом, гиперстеном и биотитом. Для метабазитов эпидот-амфиболитовой фации типичны эпидот, олигоклаз, сине-зеленая, иногда актинолитовая, роговая обманка. Метабазиты амфиболитовой фации представлены плагиоклазовыми амфиболитами с сине-зеленой и зеленой роговой обманкой. В амфиболитах гранулитовой фации развиты гиперстен и салит в ассоциации с андезином и зеленовато-бурой роговой обманкой. В метабазитах блоков часто наблюдаются

Равновесные температуры сосуществующих

Номер образца	Порода	$X_{Ca}^{Пл}$	$X_{Ca}^{Рог}$	$T, ^\circ C$
394/204	Сланец (бластомилонит) по амфиболиту	0,30	0,794	520
529/124	Гнейс (бластомилонит) по плагиомигматиту	0,252	0,805	480
360/74	Амфиболит	0,37	0,81	550
116/6	Амфиболит	0,32	0,796	530
12538/261	Основной гнейс	0,19	0,865	630
12801/58	Амфиболит	0,26	0,778	500
12021/139	Гнейс плагиоклазовый	0,50	0,81	600
8/2	Основной гнейс	0,39	0,821	550
200/2	Амфиболит	0,24	0,785	480
218/6	Амфиболит	0,60	0,91	500
208/1	Чарнокит	0,34	0,697	600
17/63	Чарнокит	0,32	0,721	580

структурные взаимоотношения между минералами, которые могут рассматриваться как признаки неравновесности некоторых роговых обманок и плагиоклазов: салит содержится в виде реликтовых включений в зернах роговой обманки, роговая обманка и плагиоклаз замещаются биотитом и калишпатом, плагиоклаз встречается в виде зональных зерен с лабрадором в центре.

В метабазах, амфиболовых сланцах и гнейсах межблоковых синклиналей структурные признаки неравновесности минералов выражены слабее. Все это заставляет подходить с известной осторожностью к установлению равновесности сосуществующих роговых обманок и плагиоклазов, особенно в метабазах блоков.

По химическим анализам роговых обманок и оптическому определению состава плагиоклазов изучен характер распределения между ними. Установлено закономерное перераспределение Са из плагиоклаза в роговую обманку с уменьшением степени метаморфизма (Перчук, 1966).

Температуры амфибол-плагиоклазового равновесия составляют для пород эпидот-амфиболитовой фации 480—550°С, для пород амфиболитовой фации — 580—600°С (табл. 23). Большая часть анализируемых пар относится к метабазам гранитоидных блоков и к самим гранитоидам. Температура равновесия роговой обманки и плагиоклаза из плагиогнейса Анновской полосы составляет 600—610°С и близка к определенной по более надежному биотит-гранатовому геотермометру (см. табл. 21).

роговых обманок и плагиоклазов

Парагенезис	Зона метаморфизма	Место взятия образца
(Кв) + Пл + Би + Рог + + Эп + Ка	2,1—1,3	Червоношахтарский участок
Кв + Пл + Рог + Би + Эп	2,1—1,3	Марьяновский участок
Кв + Пл + Би + Рог + Мт	2,1—1,3	Червоношахтарский участок
Пл + Рог ± Эп	2,1—1,3	с. Терноватка, р. Ингулец
Кв + Пл + Рог + ПШ + + Ка ± Пи	2,1а	Родионовский участок
Кв + Пл + ПШ + Би + + Рог ± Эп	2,1а	» »
Кв + Рог + Пл + Би + Гр	2,2	Анновская полоса
Кв + Пл + Рог	3,1	Кировоградский участок, р. Ингул
Пл + Рог ± Кв	2,2—2,1	с. Александро-Марьевка, р. Ингулец
Кв + Пл + Би + Рог + Эп	2,1	с. Искровка, р. Ингулец
Кв + Пл + Орт + Гип + Рог	4,1	с. Спасово, р. Верблюжка
Кв + Пл + Орт + Би + + Рог + Гип	4,1	с. Анновка, р. Боковая

Пара биотит — гиперстен широко распространена лишь в гнейсах и чарнокитах гранулитовой фации. Температура биотит-гиперстенового равновесия около 700°С (табл. 25).

Пара гранат — гиперстен сосуществует в гнейсах и чарнокитах центральной части Украинского щита. Особенно характерна для чарнокитов Новоукраинского поля гранитоидов. В чарнокитах Верблюжского и Боковьянского участков сосуществующие гранат и гиперстен редки. Встречаются гиперстен и гранат в железистых породах амфиболитовой и гранулитовой фации. По распределению магния между гранатом и гиперстеном можно определить давление, зная температуру этого минерального равновесия (Перчук, 1969, 1970). Для железистого кварцита Березневатского участка метаморфическое давление можно оценить в 5—6 кбар (табл. 24). Для чарнокита Боковьянского участка температуре 700°С отвечает давление 5 кбар, а для температуры гранат-биотитового равновесия в этой породе 630°С это давление должно составить 10 кбар. Последняя цифра сильно завышена и, вероятно, может быть объяснена неравновесными соотношениями минералов в этом чарноките.

Пара гранат — клинопироксен является редкой для метаморфических пород центральной части Украинского щита. Она встречена лишь дважды: в железистом кварците Березневатского участка и в гранат-салитовой эклогитоподобной породе Анновской полосы Кривбасса. В последнем случае прослой гранат-салитовой породы с графитом содержит немного андезина

Равновесные давления сосущество

Номер образца	$F_{Гр}$	$F_{Гип}$	$F_{Пи}$	$x_{Ca}^{Гр}$	$x_{Mn}^{Гр}$	$x_{Mg}^{Гр}$	$x_{Mg}^{Гип}$
1	77,8	—	38,5	0,147	0,163	0,163	—
2	87,0	—	49,8	0,22	0,03	0,126	—
3	87,2	65,3	—	0,114	0,059	0,117	0,343
4	87,7	69,5	—	0,086	0,046	0,119	0,30
5	93,8	77,9	—	—	—	0,061	0,223

Примечание. 1—Эклогитоподобная порода, скв. 9254, гл. 572 м, Восточно-Анновская полоса; 2—железистый кварцит, скв. 11565, гл. 120 м, Березневатский участок; 3—железистый кварцит, скв. 11565, гл. 127 м, там же; 4—чарнокит-метатект грубополосчатого

(Пл₄₀), микроклина, турмалина, шпинели, биотита, сульфидов. Переслаивается она с гранат-биотитовым сланцем и гранат-салит-биотитовым гнейсом с парагенезисом:

ПШ + Пл₃₇ + Гр + Пи + Кв + Би + Сф + Тур + Грф, Ап.

Гранат-салитовая порода Анновской полосы отличается повышенным содержанием MnO — 4,2 вес.%, содержание спессартинового минала в гранате равно 23,4 мол.%. На обоих участках по гранат-клинопироксеновому геобарометру давление составляет 5—6 кбар (табл. 24).

Парагранат — роговая обманка встречается в железистых кварцитах Западно-Ингулецкой полосы, плагиогнейсах и амфиболитах Криворожско-Кременчугской зоны, обогащенных железом.

В плагиогнейсе Анновской полосы температура равновесия этой пары составляет по гранат-амфиболовому геотермометру (Перчук, 1970) 610°С, что близко к температуре по гранат-биотитовому геотермометру в этой породе (590°С). Для железистого кварцита Березневатского участка температура по гранат-амфиболовому геотермометру равна 615°С (табл. 26).

Парагиперстен — роговая обманка отмечается в чарнокитах и метаультрабазах. У первых железистость минералов высокая (65—75), у вторых — низкая (15—25) (табл. 27). В чарнокитах температура гиперстен-роговообманкового равновесия составляет примерно 600°С и, вероятно, занижена, в мета-

Таблица 24

Ющих гранатов и пироксенов

$x_{Mg}^{Пи}$	$K_{Mg}^{Гр-Гип}$	$K_{Mg}^{Гр-Пи}$	$T, ^\circ C$	$P, \text{ кбар}$	Парагенезис
0,584	—	0,141	600 620 650	7,2 6,1 5,0	Гр + Пи + Грф ± Шп, Пл ₄₀ , ПШ, Тур, сульфиды, (Би)
0,499	—	0,145	650 660 670	5,2 4,8 4,2	Кв + Мт + Гр + Пи + Рог _{59,1} , пирит
—	0,254	—	650 660 670	6,3 5,6 5,0	Кв + Мт + Гр + Гип, Кум, пирит
—	0,304	—	700 630	5,0 10,0	Кв + Пл ₃₂ + (ПШ) + Гр + Гип + Би ₆₃ + Ил + Мт
—	0,227	—	600 650	7,8 4,8	Гр + Гип + Кум ₇₅ + Мт + Кв

гранитного мигматита, р. Боковенька, с. Ивановка, обр. 306/22; 5—железистый кварцит, скв. 12511, гл. 195 м, Петровский участок.

ультрабазах она необычно высока (850—1100°С), что можно объяснить неравновесностью роговой обманки и гиперстена как в чарнокитах, так и в метаультрабазах. Для последних это отчетливо видно по венцовым структурам и развитию светло-зеленых актинолитовых амфиболов по трещинам в зернах гиперстена (Половко, 1960а).

Клинопироксен — роговая обманка вместе изредка встречаются в амфиболитах, основных гнейсах, железистых

Таблица 25

Равновесные температуры сосуществующих биотитов и гиперстенов

Номер образца	$x_{Mg}^{Би}$	$x_{Mg}^{Гип}$	$T, ^\circ C$	Парагенезис
1	0,555	0,48	700	Кв + ПШ + Пл ₂₉ + Гип + Би
2	0,555	0,488	700	Кв + ПШ + Пл + Гип + Би
3	0,385	0,302	690	Кв + ПШ + Пл + Рог + Би + Гип
4	0,375	0,30	685	Кв + (ПШ) + Пл + Би + Гип + Гр ₈₈
5	0,425	0,30	660	Кв + ПШ + Пл + Рог ₇₀ + Би + Гип

Примечание. 1—Гнейс, с. Чечелевка, р. Верблюжка, $n_{Гип} = 1,729$, обр. 206/11; 2—гнейс, с. Верблюжка, обр. 220/5; 3—чарнокитовый гранит, с. Анновка, б. Царева могила, р. Боковенька, обр. 17(63)-1; 4—чарнокит, р. Боковенька, с. Ивановка, обр. 306/22; 5—чарнокит порфиробластовый, р. Боковенька, р. Александровка, $n_{Гип} = 1,751$, обр. 305.

Равновесные температуры сосуществующих гранатов и роговых обманок

Номер образца	$F_{Гр}$	$F_{Рог}$	$X_{Mg}^{Гр}$	$X_{Mg}^{Рог}$	$K_{Р}^{Гр-Рог}$	$T, ^\circ C$	Парагенезис
1	87,0	60,6	0,125	0,394	0,219	620	Кв+Пл ₅₀ +Би _{54,5} + +Гр+Рог
2	87,0	59,2	0,126	0,407	0,211	615	Кв+Мт+Пи _{49,6} + +Гр+Рог

Примечание. 1 — Основной гнейс, скв. 12021, гл. 139 м, Анновская полоса; 2 — железистый кварцит Березневатского участка, скв. 11565, гл. 120 м.

Равновесные температуры сосуществующих гиперстенов и роговых обманок

Номер образца	$F_{Гип}$	$F_{Рог}$	$X_{Mg}^{Гип}$	$X_{Mg}^{Рог}$	$K_{Р}^{Гип-Рог}$	$T, ^\circ C$	Парагенезис
1	68,8	63	0,302	0,365	0,75	600	Кв+Пл ₃₂ +ПШ+Би ₆₁ + +Гип+Рог
2	20	16	0,80	0,84	0,80	850	—
3	20	25	0,80	0,75	1,33	1100	—
4	77,3	73,8	0,226	0,256	0,852	600	Кв+Пл ₃₄ +ПШ+Рог+ +Гип+Пи ₇₀

Примечание. 1 — Чарнокитовый гранит Боковьянского участка, обр. 17(63)—1; 2, 3 — метаультрабазиты Зеленореченского участка (Половко, 1960а); 4 — чарнокит Верблюжского участка, обр. 208/1.

кварцитах и метаультрабазитах. Температуры равновесия этих минералов в основных салитовых гнейсах и железистых кварцитах амфиболитовой фации составляют соответственно 620°С и 650°С, а из метаультрабазита — примерно 1000°С. Последняя величина явно завышена и может быть объяснена неравновесностью первичномагматического клинопироксена и развивающейся по нему вторичной низкотемпературной роговой обманки (табл. 28).

Равновесные температуры сосуществующих клинопироксенов и роговых обманок

Номер образца	$F_{Пи}$	$F_{Рог}$	$X_{Mg}^{Пи}$	$X_{Mg}^{Рог}$	$K_{Р}^{Пи-Рог}$	$T, ^\circ C$	Парагенезис
1	53,5	58	0,464	0,42	1,2	620	Кв+Пл ₉₀ +Пи±Рог+ +Эп ₁₀ +Ка
2	15	25	0,85	0,75	1,9	1000	Ол+Пи+Рог
3	50	59,2	0,499	0,407	1,45	650	Кв+Мт+Гр ₈₇ +Пи+ +Рог

Примечание. 1 — Основной гнейс Кировоградского участка, обр. 24/4; 2 — метаультрабазит Зеленореченского участка (Половко, 1960а); 3 — железистый кварцит, скв. 11565, гл. 120 м, Березневатский участок.

Сравнивая температуры равновесия трех или четырех сосуществующих минералов переменного состава, можно оценить данные разных геотермометров Л. Л. Перчука (табл. 29). Наилучшие совпадения показаний геотермометров получены по метаморфическим породам, в которых нет реакционных взаимоотношений минералов. В основном гнейсе из Анновской полосы Кривбасса (силлиманит-мусковитовая зона) по геотермометрам Гр—Би, Гр—Рог и Рог—Пл фиксируются температуры 590—620° С. В гнейсе из Березневатского участка (силлиманит-биотит-ортоклазовая зона) по геотермометрам Гр—Би, Гр—Кор и Кор—Би определены температуры около 650° С. В железистом

Таблица 29

Сравнение температур равновесия минералов по разным геотермометрам Л. Л. Перчука

Минеральное равновесие		1	2	3	4	5
Гр	<i>F</i>	87,0	87,0	78,8	—	87,6
	X_{Mg}	0,123	0,126	0,212	—	0,119
	X_{Mn}	0,049	—	0,0071	—	0,046
Би	<i>F</i>	54,5	—	48,9	61,2	62,5
	X_{Mg}	0,455	—	0,511	0,385	0,375
	X_{Mn}	0,0013	—	0,00016	—	0,001
Рог	<i>F</i>	60,6	60,6	—	63,0	—
	X_{Mg}	0,394	0,406	—	0,365	—
	X_{Ca}	0,81	—	—	0,721	—
Кор	<i>F</i>	—	—	31,5	—	—
	X_{Mg}	—	—	0,685	—	—
Гип	<i>F</i>	—	—	—	68,5	69,5
	X_{Mg}	—	—	—	0,302	0,30
Пи	<i>F</i>	—	49,6	—	—	—
	X_{Mg}	—	0,504	—	—	—
Пл	X_{Ca}	0,49	—	—	0,32	—
Гр—Би (Mg)	Температура, °С	580—590	—	645	—	630
Гр—Би (Mn)		620	—	—	—	620
Гр—Рог		610	615	—	—	—
Гр—Кор		—	—	640	—	—
Кор—Би		—	—	650—700	—	—
Гип—Би		—	—	—	690	685
Пи—Рог		—	650	—	—	—
Рог—Пл		600	—	—	570	—
Гип—Рог		—	—	—	600	—
Индекс метаморфической зоны		2,2	3,1 (а)	3,1 (а)	4,1	4,1

Примечание. 1 — Основной гнейс — Кв+Пл+Гр+Би+Рог, скв. 12021, гл. 139 м, Анновская полоса; 2 — железистый кварцит — Кв+Мт+Гр+Пи+Рог, скв. 11565, гл. 120 м, Березневатский участок; 3 — гнейс — Кв+(ПШ)+Сил+Гр+Би+Кор, скв. 11565, гл. 131 м, там же; 4 — чарнокит — Кв+Пл+ПШ+Би+Гип+Рог, б. Царева Могила, приток р. Боковой, с. Анновка, обр. 17(63)—1; 5 — чарнокит-метатект грубополосчатого гранитного мигматита, р. Боковенька, с. Ивановка, обр. 306/22.

кварците Березневатского участка показания геотермометров Гр—Рог и Пи—Рог существенно расходятся. Однако наибольшие различия в определениях температур по разным геотермометрам наблюдаются в гранитоидах. В чарнокитах самые высокие температуры дает Гип—Би геотермометр (около 690°C), в то время как по Гр—Би, Гип—Рог и Рог—Пл геотермометрам определяются сильно заниженные температуры ($570\text{—}630^{\circ}\text{C}$).

Таким образом, геотермометры Л. Л. Перчука дают в метаморфических породах неплохую сходимость. Значительный разброс показаний разных геотермометров по одной породе, что особенно характерно для гранитоидов, объясняется, скорее всего, неравновесностью минералов этих пород.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Изучение петрографии и минералогии метаморфических пород докембрия Украинского щита имеет большую историю. Обстоятельные петрографические описания метаморфических пород даны в работах Н. И. Безбородько, В. И. Луцицкого, В. М. Чирвинского, П. П. Пятницкого, Н. И. Свитальского, П. И. Лебедева, Л. Г. Ткачука, Ю. Ир. Половинкиной, П. М. Каниболоцкого, Н. П. Семененко, И. С. Усенко и др. В последние десятилетия большое внимание уделяется типоморфным особенностям химизма породообразующих минералов метаморфических пород, генетическим вопросам метаморфической петрологии с использованием парагенетического анализа и принципа минеральных фаций в работах Н. П. Семененко, Ю. Ир. Половинкиной, И. С. Усенко, П. М. Каниболоцкого, Р. И. Сироштана, И. Б. Щербакова, Ю. П. Мельника, А. И. Стрыгина, Н. И. Половко, Б. И. Горошникова, З. И. Танатар-Бараш, Т. Г. Хмарук и др.

Термодинамике метаморфизма железистых, ультраосновных и карбонатных пород посвящены работы Ю. П. Мельника (1969, 1970, 1973), в которых сделаны выводы о физических условиях метаморфизма, а также об инертности воды, углекислого газа и кислорода при прогрессивном метаморфизме. Ю. П. Мельник и др. (1970) полагают, что многоминеральность парагенезисов изучаемых пород формируется под влиянием наложенного гидротермального метаморфизма.

Некоторые геологи метаморфизм генетически связывают с гранитообразованием, хотя представления о механизме последнего могут существенно различаться. Н. П. Семененко (1966) рассматривает региональный метаморфизм как разновидность контактового, определяемого активным влиянием гранитной интрузии. Г. И. Каляев (1970), следуя представлениям Д. С. Коржинского (1952), считает, что метаморфизм вызывается потоком сквозьмагматических растворов, которые выделяются из зон гранитизации при магматическом замещении толщ в гнейсо-мигматитовых куполах.

И. С. Усенко и соавторы (1971) только для архейских пород самой высокотемпературной части гранулитовой фации признают прогрессивный метаморфизм, обусловленный погружением их на большую глубину. По их мнению метаморфизм пород ам-

фиболоитовой и низкотемпературной гранулитовой фаций связан со вторым регрессивным этапом метаморфизма, который был вызван тепловыми потоками и газо-водными растворами, идущими из зоны дегранитизации гранулитового уровня, и сопровождался гранитизацией. Эти авторы полагают, что в пределах Украинского щита резко преобладают (составляют 75% площади, сложенной архейскими образованиями) метаморфические комплексы, генетически связанные именно с процессами гранитизации.

И. С. Усенко и др. (1971) считают, что условия метаморфизма изменяются только по вертикали, и объясняют формирование такой вертикальной метаморфической зональности региональным диафторезом, связанным с дегранитизацией гранулитового уровня. Таким образом, постулируется прямо пропорциональная зависимость между температурой и давлением (глубинностью) метаморфизма.

Среди украинских петрографов широко распространено представление о разновозрастности разнофациальных метаморфических комплексов (Луцицкий, 1947; Половинкина, 1954; Усенко и др., 1964, 1971). При этом обычно высокотемпературные образования гранулитовой и амфиболитовой фаций относят к архею, а породы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций — к нижнему протерозою. Степень метаморфизма как стратиграфический критерий не признается Н. П. Семененко (1956, 1959, 1966) и Г. И. Каляевым (1965).

В сложных случаях совместного нахождения или перемежаемости разнофациальных метаморфических пород допускаются неоднозначные толкования. Например, многие геологи считают, что в Кривбассе на общий слабый метаморфизм зеленосланцевой фации участками накладывается более интенсивный, связанный с циркуляцией высокотемпературных гидротермальных растворов по зонам разломов (Никольский и др., 1969; Половинкина, 1953а; Семененко и др., 1956; Федорченко, 1969). Другие на многих примерах показали, что низкотемпературные минеральные ассоциации возникают при наложенных регрессивных процессах (Половинкина, 1953; Сиворонов, 1967; Танатар-Бараш, 1948, 1950). Так, Ю. Ир. Половинкина и В. П. Иванова (1953) описали замещение биотита тюрингитом в богатых железом сланцах, причем реликты биотита в хлорите могут быть настолько тонкими, что обнаруживаются лишь химическим или рентгеновским анализами хлоритов.

Следует отметить, что классификация метаморфических фаций для Украинского щита проведена лишь в общем виде и явно недостаточна для картирования метаморфической зональности. Необходимо выработать критерии выделения метаморфических фаций, субфаций и фациальных серий, а также определения физических условий регионального метаморфизма для докембрия щита. Кроме того, для составления среднemasштабных

карт метаморфической зональности важное значение приобретает установление закономерностей взаимосвязи метаморфизма и тектоники щита.

В настоящей главе на материале центральной части УЩ рассмотрены: петрохимия метаморфических пород, экспериментальные минеральные равновесия, критические минеральные парагенезисы метапелитов, основных, карбонатных и железистых пород в разных метаморфических субфациях (зонах), физические условия регионального метаморфизма, метаморфическая зональность и гранитообразование.

Исследуемые метаморфические породы характеризуются широким развитием кристаллобластических структур, закономерным распределением изоморфных компонентов между сосуществующими минералами переменного состава, а также значительным площадным распространением с одинаковыми, и что особенно важно, с многоминеральными парагенезисами. Эти признаки дают возможность относить эти породы к продуктам прогрессивного регионального метаморфизма.

Минералы и парагенезисы регрессивного низкотемпературного метаморфизма распространены незначительно и обычно хорошо отличаются по характерным структурам замещения (псевдоморфозы, венцовые структуры). Диафторические изменения (альбитизация, хлоритизация, актинолитизация, эпидотизация, серицитизация, рибекитизация пород или отдельных минералов) лишь в локальных разломно-трещинных зонах достигают степени образования диафторических сланцев и метасоматитов без реликтов высокотемпературных метаморфических пород.

В некоторых участках метаморфические породы вторично окварцованы. Этот метасоматический процесс, видимо, может доходить до образования больших масс сливных, почти мономинеральных кварцитов. Однако вполне определенное стратиграфическое положение белых кварцитов свидетельствует о первичноосадочной природе преобладающей их части (гл. II).

В высокотемпературных метаморфических зонах метапелитовые гнейсы межблоковых синклиналей обычно частично мигматизированы, что выражается в наличии согласных жилков гранита или пегматита, более крупнозернистых, чем гнейс. В таком полосчатом мигматите-вените в большинстве случаев гранитный метатект (неосома) четко отграничен от субстрата (палеосомы). Минеральные ассоциации последнего вне зоны контактового влияния метатекта (меланосомы) можно рассматривать как метаморфические.

В полимигматитах блоков метаморфические породы обычно залегают в виде небольших реликтов. Они подвергались, особенно с краев, метасоматическим преобразованиям — биотитизации и калишпатизации амфиболитов, реже гнейсов.

Все перечисленные наложенные на метаморфические породы процессы следует учитывать при выборе равновесных метамор-

фических минеральных парагенезисов, отвечающих прогрессивному метаморфизму.

За основу систематики фаций и субфаций регионального метаморфизма приняты классификации Ф. Тернера (1961, 1968), Г. Винклера (1969), Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева и др. (1970). В качестве петрогенетической решетки использована также диаграмма $P_{ТВ} - \mu_{H_2O}$ (Маракушев, 1965; Кориковский, 1969), дивариантные поля которой соответствуют некоторым субфациям и фациям метаморфизма, а линия основных моновариантных критических реакций — границам субфаций и фаций (рис. 38).

В центральной части щита развит метаморфизм умеренных давлений. По классификации А. Мияширо (Miyashiro, 1961), этот метаморфизм относится к андалузит-силлиманитовому типу.

По упомянутым классификациям, метаморфические породы центральной части щита принадлежат к зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фациям.

Ф. Тернер и Т. Винклер не выделяют эпидот-амфиболитовую фацию, однако оказалось, что в случае широкого развития среднетемпературных метаморфических пород (что типично для УЩ), геологически обоснованно и удобно относить ставролит-мусковитовые или андалузит-(силлиманит)-мусковитовые сланцы к самостоятельной эпидот-амфиболитовой фации, как это делают Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев и др. (1970). Переходные критические реакции между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями связаны с исчезновением хлорита, хлоритоида и появлением ставролита, андалузита в метапелитах. Сверху по температуре эпидот-амфиболитовая фация ограничивается реакцией $Kв + Му \rightleftharpoons ПШ + Сил$ (Анд) + H_2O , однако эта реакция из-за участия в ней Na_2O протекает дивариантно, в связи с чем довольно часто встречается равновесный парагенезис $Kв + Му + ПШ + Сил$.

Альмандиновый гранат обычен в зеленосланцевой фации и не является индикаторным минералом эпидот-амфиболитовой фации.

Подразделение эпидот-амфиболитовой фации на субфации зависит от давления. При пониженном давлении, когда температуры разложения мусковита с кварцем и андалузит-силлиманитового перехода примерно совпадают, субфации не выделяются. При увеличении давления возникает поле устойчивости мусковита с силлиманитом, в связи с чем можно выделить андалузит-мусковитовую и силлиманит-мусковитовую субфации эпидот-амфиболитовой фации. С. П. Кориковский (1967, 1969) предложил разделение эпидот-амфиболитовой фации на субфации по реакции разложения ставролита: $Ст + Му + Kв \rightleftharpoons Анд$ (Сил) + $Гр + Би + H_2O$. В некоторых случаях эту реакцию можно использовать для выделения субфаций эпидот-амфиболитовой фации.

В амфиболитовой фации или фации силлиманит-биотитовых

гнейсов устойчив парагенезис Сил+Би+ПШ. Переход к гранулитовой фации связан с исчезновением этого парагенезиса по реакции $Kв + Сил + Би \rightleftharpoons Гр + Кор + ПШ + Н_2О$ (Маракушев, 1965; Кориковский, 1969; Добрецов и др., 1970), а также с разложением ромбического амфибола.

Для гранулитовой фации типичны, кроме гранат-кордиеритовых, двупироксеновые гнейсы. Обычно гранулитовая фация достаточно надежно устанавливается по парагенезису гиперстена с калиевым полевым шпатом или (и) плагиоклазом в бедных СаО гнейсах или метабазитах (Кориковский, 1969).

Краткая петрохимическая характеристика метаморфических пород

Для анализа парагенезисов минералов использовалось подразделение метаморфических пород по составу, в основу которого положены известные классификации (Добрецов и др., 1970; Семененко, 1966; Файф, 1962; Turner, 1968).

Выделены такие группы пород:

- 1) метапелиты, 2) основные породы, 3) карбонатные породы, 4) метаультрабазиты, 5) железистые породы.

В группу метапелитов входят бедные СаО сланцы, метапесчаники, гнейсы, белые кварциты. Среди метапелитов по химизму можно выделить подгруппу богатых K_2O пород (с мусковитом или калиевым полевым шпатом) и бедных K_2O , где калийсодержащие минералы представлены одним биотитом. Кроме того, выделяется подгруппа высокоглиноземистых метапелитов, содержащих андалузит, силлиманит или дистен. Эти породы, как правило, богаты K_2O . Метапелиты с недостатком SiO_2 (без кварца) встречаются редко. Кварц-полевошпатовые породы (метапесчаники) преимущественно бедны K_2O .

В группе основных пород достаточно определенно выделяется подгруппа метабазитов ($FM > C$) и подгруппа основных гнейсов ($C > FM$).

В центральной части Украинского щита преобладают мраморы и кальцифиры доломитового состава с недостатком SiO_2 . Лишь редкие кальцифиры содержат кварц.

Среди железистых пород, напротив, преобладают кварцсодержащие, например, железистые кварциты.

На основной петрохимической диаграмме $AC (FM)$, где $A = Al_2O_3$, $C = CaO$, $(FM) = FeO + Fe_2O_3 + MgO$ выделяются поля групп и подгрупп метаморфических пород центральной части щита. Колебания A , C и FM для пород разного состава представлены на рис. 31, который составлялся с привлечением некоторых данных Н. П. Семененко (1966). Для метапелитов характерно небольшое C (среднее 5—15), а A обычно составляет 40—55 и только у высокоглиноземистых пород повышается до 60—80. FM у метапелитов большей частью равно 30—50.

Метабазиты и основные гнейсы имеют небольшую и одинаковую глиноземистость ($A=20-35$), но резко различаются по величине C , которая у метабазитов составляет $15-35$, а у основных гнейсов — $35-65$. FM в этих породах обнаруживает обратную тенденцию.

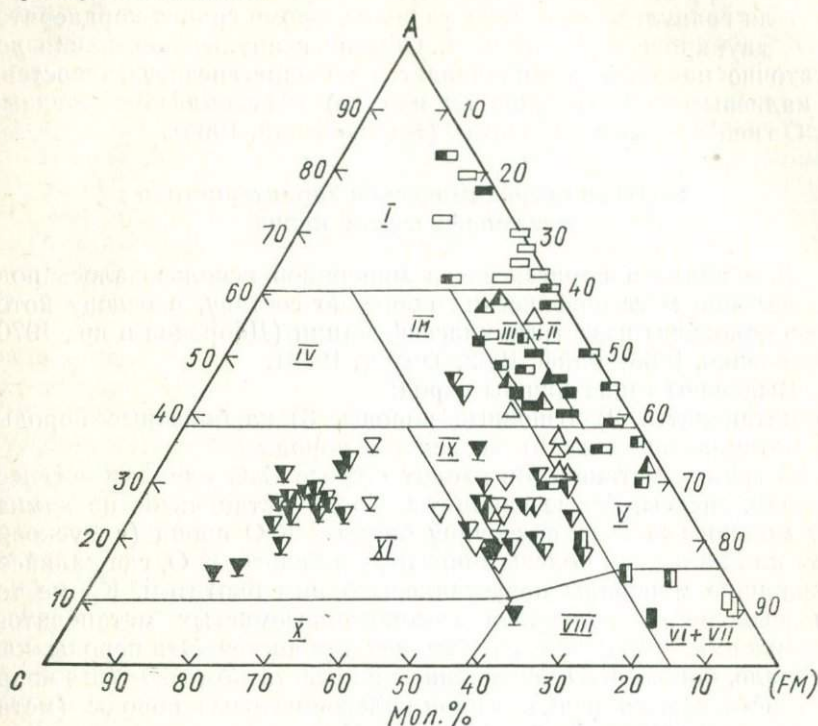


Рис. 31. Диаграмма $AC(FM)$ (мол. %).

Условные обозначения те же, что для рис. 32.

Основа по Н. П. Семенову (1966): I — поле подгруппы собственно алюмосиликатных пород; II — поле подгруппы железисто-магнезиально-алюмосиликатных пород; III — поле подгруппы щелочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда; IV — поле подгруппы известково-алюмосиликатных пород; V — поле группы глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород; VI — поле группы железисто-кремнистых пород; VII — поле группы магнезиальных ультраосновных пород орторяда; VIII — поле группы щелочноземельно-магнетитовых ультраосновных пород орторяда; IX — поле группы щелочноземельно-глиноземистых основных пород орторяда; X — поле известково-карбонатной подгруппы щелочноземельно-известкового ряда; XI — поле глиноземисто-известковой подгруппы щелочноземельно-известкового ряда.

Метаультрабазиты и железистые породы, как правило, бедны глиноземом ($A=0-20$) и кальцием ($C=0-15$), но отличаются большой величиной FM ($65-100$).

Для характеристики железистости пород построена диаграмма AFM ($A=Al_2O_3$, $F=FeO+Fe_2O_3$, $M=MgO$, рис. 32). Колебания железистости метабазитов больше (30—80, в среднем 40—60) и не зависят от степени метаморфизма. Железистость метабазитов изменяется от 40 до 60, а основных гнейсов — от 50 до

60. Наиболее железистыми, естественно, являются железистые породы (60—90, в среднем 75—80), наименее железистыми — метавултрабазиты (10—20).

На диаграмме A^1FK [$A^1 = (Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O + CaO)$, $K = K_2O$ и $F = FeO + MgO + MnO$ (Винклер, 1969)] метапелиты центральной части щита располагаются в поле глин,

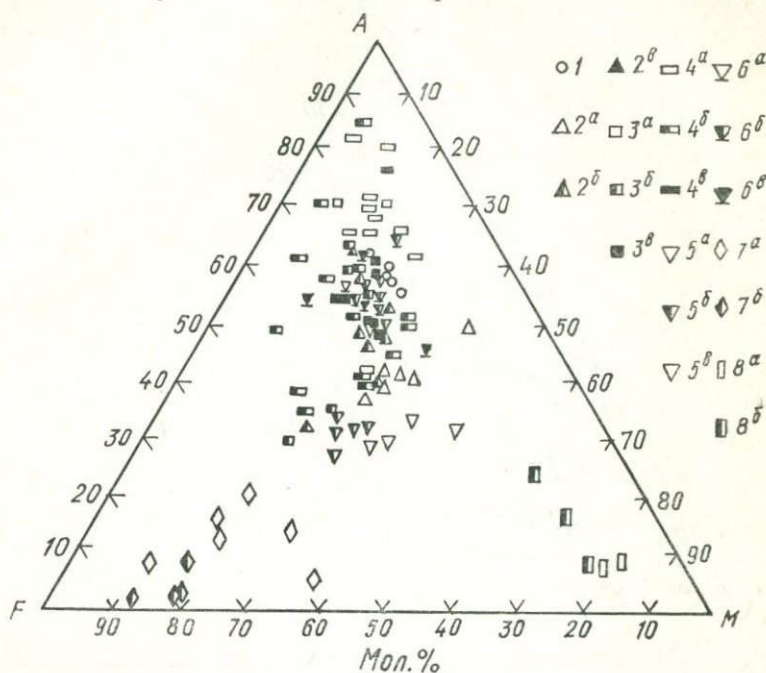


Рис. 32. Диаграмма AFM для метаморфических пород центральной части Украинского щита:

1 — кварц-полевшпатовые породы; 2 — бедные K_2O метапелиты; 3 — богатые K_2O метапелиты; 4 — высокоглиноземистые метапелиты; 5 — метабазиты; 6 — основные гнейсы; 7 — железистые кварциты; 8 — метавултрабазиты; а, б, в — означают, соответственно, породы из низко-, средне- и высокотемпературных метаморфических зон.

частично в поле граувакк, особенно бедные K_2O породы и метапесчаники (рис. 33).

Некоторые петрохимические особенности метаморфических пород выявляются на диаграмме $CaO-Na_2O-K_2O$. Повышенным содержанием K_2O отличается большинство высокоглиноземистых пород и богатые K_2O породы. Бедные K_2O метапелиты имеют примерно равные величины CaO и Na_2O при пониженном K_2O . Степень метаморфизма не влияет на распределение щелочей в метаморфических породах.

Различие метаморфических пород по петрохимическим признакам не всегда совпадает с принятой для них классификацией, в основу которой положен не только химический, но и мине-

ральный состав. Например, некоторые высокотемпературные калишпатсодержащие гнейсы обеднены K_2O и обогащены Na_2O , что можно объяснить появлением ортоклаза при увеличении степени метаморфизма в бедных K_2O метапелитах, которые, таким образом, переходят из подгруппы бедных K_2O пород в подгруппу богатых K_2O .

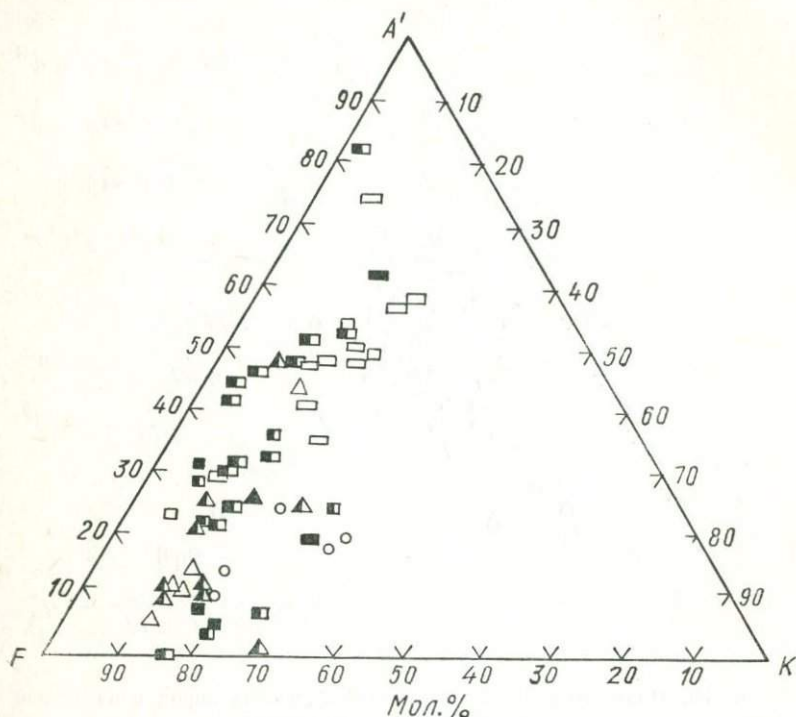


Рис. 33. Диаграмма $A'FK$ (мол.%), основа по Г. Винклеру (1969).
Условные обозначения те же, что для рис. 31.

Повышенным содержанием кальция характеризуются мета-базиты, а в основных гнейсах Na_2O и K_2O содержатся совсем в незначительных количествах (рис. 34). Биотитизированные мета-базиты из гранитоидных полимигматитов блоков попадают в поле бедных CaO и K_2O пород.

Петрохимические особенности карбонатных пород, а также метаультрабазитов представлены на диаграмме $SiO_2-CaO-MgO$ (рис. 35). Преобладающая часть карбонатных пород изученной территории близка по составу кремнистым доломитам с небольшой примесью кальцита. Добавки CaO к доломиту не превышают 10%, а содержание SiO_2 достигает 30%. При значительном содержании SiO_2 в кальцифирах появляется кварц, который в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях ассоциирует

с диопсидом и тремолитом. В карбонатных породах зеленосланцевой фации доломит сосуществует с кварцем.

В метаультрабазитах (в том числе и в тальковых сланцах) содержание CaO обычно не превышает 10%, а содержание SiO₂ изменяется от 45 до 55% (рис. 35).

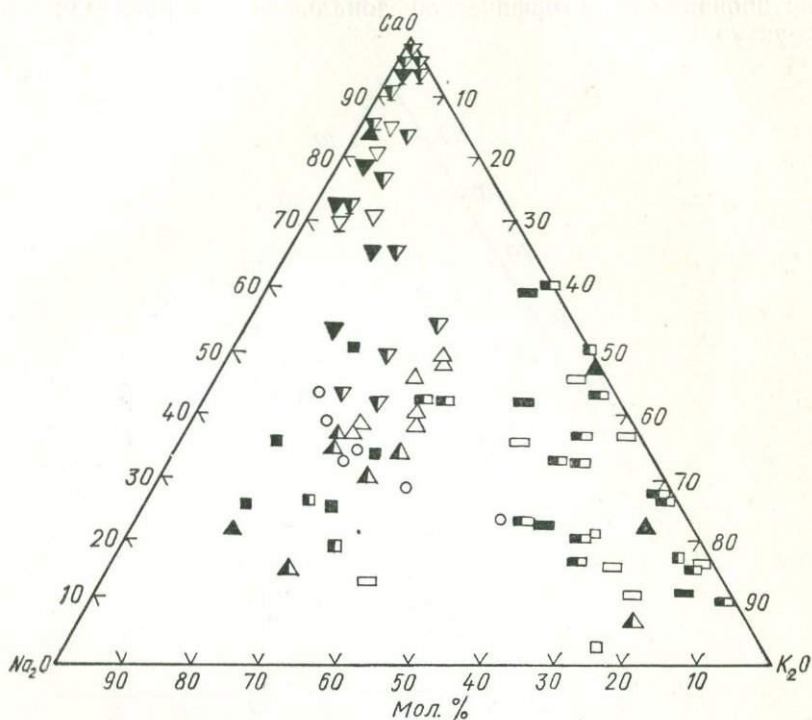


Рис. 34. Диаграмма Na₂O—K₂O—CaO (мол. %).
Условные обозначения те же, что для рис. 31.

Метаморфизм бедных CaO пород (метапелитов)

Известно, что парагенезисы минералов метапелитов богатых SiO₂ и K₂O (с кварцем и мусковитом или калиевым полевым шпатом) являются наилучшими индикаторами степени метаморфизма (Файф и др., 1962; Винклер, 1969; Маракушев, 1965; Кориковский, 1969). Особенности таких парагенезисов и условия их образования хорошо изучены петрографически и экспериментально.

Однако богатые K₂O метапелиты неравномерно и в общем незначительно распространены среди метаморфических пород центральной части Украинского щита, что затрудняет изучение метаморфической зональности на этой территории. Такие метапелиты встречаются среди толщ межблоковых синклиналей в

виде отдельных пластов и прослоев в разрезах K_1 , K_3^1 , K_3^2 , K_3^3 или пачках 2, 4, 5, 7 и 8 (см. рис. 6). Наибольшую мощность пласты богатых K_2O метапелитов образуют в метапелитовой (5) и сланцевой (7) пачках. Среди метаморфических пород блоков, богатых K_2O , метапелиты встречаются редко, что затрудняет картирование метаморфической зональности в пределах этих структур.

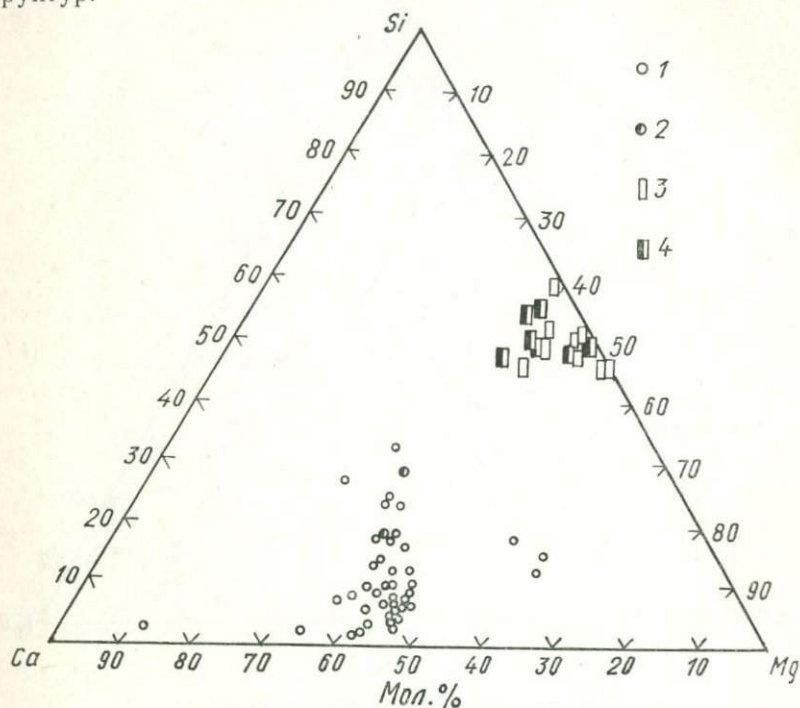


Рис. 35. Составы карбонатных пород и металабазитов на диаграмме Ca—Mg—Si (мол.%):

1, 2 — низко- и среднетемпературные карбонатные породы; 3, 4 — низко- и среднетемпературные металабазиты.

Экспериментальные фазовые равновесия в метапелитах. Метапелиты центральной части УЩ часто содержат графит, который является окислительным буфером. Его наличие в породе характеризует относительно восстановительные условия ее образования, которые при высоких давлениях (2 кбар и более) и метаморфических температурах (500—700° С) примерно соответствуют условиям кварц-фаялит-магнетитового буфера (French, 1965). К тому же в железистых среднетемпературных породах непосредственно встречается парагенезис $Kв + Фа + Мт$ (Анновская полоса, Петровский участок). Эти данные позволяют использовать только те экспериментальные фазовые равновесия в метапелитах с участием железа, которые проведены в

окислительно-восстановительных условиях кварц-фаялит-магнетитового буфера.

Большое значение для метаморфической петрологии имеют фазовые равновесия полиморфных модификаций Al_2SiO_5 — андалузита, силлиманита и дистена. Наиболее надежны последние определения Э. Альтхауза (Althaus, 1967) и С. Ричардсона (Richardson e. a., 1969)

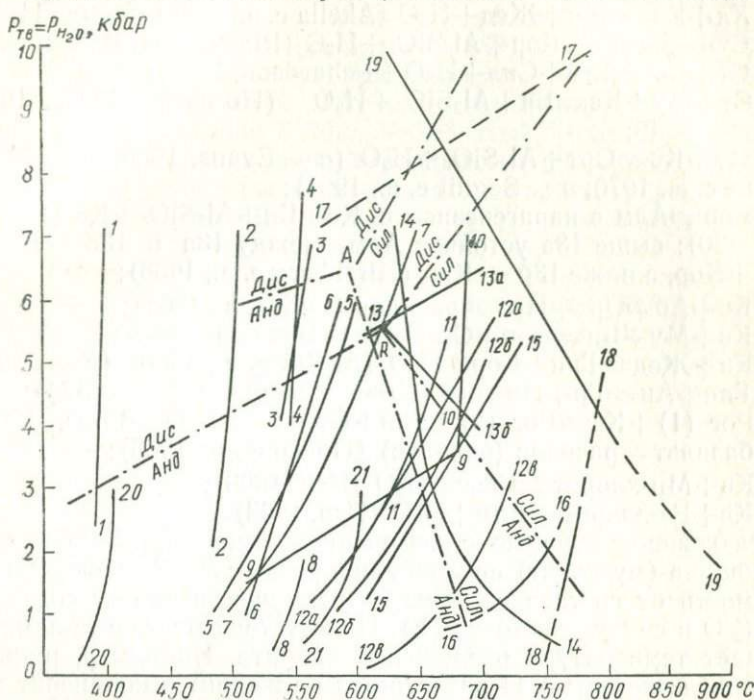


Рис. 36. P — T диаграмма экспериментальных минеральных равновесий в метапелитах и частично в metabазитах.

Номера линий отвечают метаморфическим реакциям (с. 125—126). Штрих-пунктиром проведены границы полей устойчивости полиморфных модификаций Al_2SiO_5 с тройными точками: А — (Althaus, 1967) и R — (Richardson e. a., 1969).

и др. (Richardson e. a., 1969) с координатами тройной точки соответственно $595^\circ C$ и $6,5$ кбар и $620^\circ C$ и $5,5$ кбар (рис. 36).

Наиболее важные экспериментальные равновесия в метапелитах при $P_{Tв} = P_{H_2O}$ нанесены на P - T диаграмму (рис. 36). Для определения физических условий метаморфизма наибольшее значение имеет положение моновариантных линий метаморфических реакций с участием хлорита, хлоритоида, ставролита, мусковита, альмандина, ортоклаза, кордиерита, гранитного расплава, железо-магнезиальных амфиболов, гиперстена:

- 1) $Каол + Кв \rightleftharpoons Пирф + H_2O$ (Винклер, 1969);
- 2) $Пирф \rightleftharpoons Анд (Дис) + Кв + H_2O$ (Винклер, 1969);

- 3) $\text{Хл} + \text{Му} \rightleftharpoons \text{Ст} + \text{Кв} + \text{Би} + \text{H}_2\text{O}$ (Hoschek, 1967, 1969) $F_{\text{сист}} = 40$;
- 4) $\text{Хлд} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 \rightleftharpoons \text{Ст} + \text{Кв} + \text{H}_2\text{O}$ (Hoschek, 1967);
- 5) $\text{Пар} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Аб} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (Chatterjee, 1972);
- 6) $\text{Хл} + \text{Му} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Кор} + \text{Би} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (Hirshberg e. a., 1968)
 $F_{\text{сист}}$ — переменная;
- 7) $\text{Хл} + \text{Му} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Мг-Кор} + \text{Фл} + \text{H}_2\text{O}$ (Seifert, 1970);
- 8) $\text{Хл} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Кор} + \text{Жед} + \text{H}_2\text{O}$ (Akella e. a., 1966) $F_{\text{сист}} = 44$;
- 9) $\text{Ст} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Fe-Кор} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (Richardson, 1968);
- 10) $\text{Ст} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Алм} + \text{Сил} + \text{H}_2\text{O}$ (Richardson, 1968);
- 11) $\text{Ст} + \text{Му} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Би} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (Hoschek, 1968, 1969)
 $F_{\text{сист}} = 40$;
- 12) $\text{Му} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Орт} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (a — Evans, 1965; b — Althaus e. a., 1970; c — Segnit e. a., 1961);
- 13) $\text{Кор} \rightleftharpoons \text{Алм}$ в парагенезисе с $\text{Кв} + \text{Би} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Кв}$ ($F_{\text{сист}} = 80$): выше 13а устойчив Алм, между 13а и 13б — Алм + Кор, а ниже 13б — Кор (Hirshberg e. a., 1968);
- 14) $\text{Кв} + \text{Аб} + \text{Орт} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{расплав}$ (Luth e. a., 1964);
- 15) $\text{Кв} + \text{Му} + \text{Би} \rightleftharpoons \text{Кор} + \text{Орт} + \text{H}_2\text{O}$ (Винклер, 1969);
- 16) $\text{Кв} + \text{Жед} \rightleftharpoons \text{Гип} + \text{Кор} + \text{H}_2\text{O}$ (Akella e. a., 1966) ($F_{\text{сист}} = 44$);
- 17) $\text{Гип} + \text{Ан} \rightleftharpoons \text{Гр} + \text{Пи} + \text{Кв}$ (Green e. a., 1965) ($F_{\text{сист}} = 64$);
- 18) $\text{Рог (1)} + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Рог (2)} + \text{Гип} + \text{Пи} + \text{Пл} + \text{H}_2\text{O}$ (Binns, 1969);
- 19) $\text{базальт} \rightleftharpoons \text{расплав (солидус)}$ (Йодер и др., 1965);
- 20) $\text{Кв} + \text{Мп-хлорит} \rightleftharpoons \text{Спес} + \text{H}_2\text{O}$ (Hsu, 1968);
- 21) $\text{Кв} + \text{Fe-хлорит} \rightleftharpoons \text{Алм} + \text{H}_2\text{O}$ (Hsu, 1968).

Разложение хлоритов с повышением температуры в присутствии кварца (мусковит) проходит при разных P — T условиях в зависимости от состава системы — преимущественно от содержания K_2O и ее железистости (F). Присутствие мусковита заметно снижает температуру разложения хлорита. Например, рипидолит с железистостью 44 разлагается на жедрит и кордиерит при температуре 550 — 560°C и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ — 2 кбар (Akella e. a., 1966), в то время как разложение хлорита примерно такой же железистости ($F = 40$) в присутствии мусковита проходит при тех же температурах, но при давлении воды 4 — 7 кбар (рис. 36, реакции 3 и 8). (Здесь и ниже приводятся P — T условия экспериментальных фазовых равновесий при кварц-фаялит-магнетитовом буфере). Даже разложение магнезиального хлорита в присутствии кварца и мусковита происходит при более низких температурах, чем среднежелезистого хлорита без примеси мусковита (реакции 7 и 8). Mg-хлорит разлагается при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ — 2 кбар и температурах 500 — 530°C (Seifert, 1970).

Окислительная обстановка оказывает сильное влияние на температуру реакции 21 (рис. 36). Температура образования альмандина увеличивается с ростом f_{O_2} от 540°C при 3 кбар и железо-кварц-фаялитовом буфере до 600°C при том же давлении и фаялит-магнетит-кварцевом буфере (Hsu, 1968).

Образование спессартина при разложении Мп-хлорита + Кв

проходит на 140—200° С ниже, чем образование альмандина из Fe-хлорита + Кв (Hsu, 1968). Спессартин-альмандиновые гранаты могут образовываться между температурой 400 и 600° С в зависимости от состава исходной породы.

Устойчивость альмандина в метапелитах высокой железистости зависит от содержания K_2O . В бедных K_2O метапелитах (без мусковита) альмандин устойчив при низких давлениях выше температуры 500—540° С (Hsu, 1968, 1969), а в богатых K_2O метапелитах образуется лишь при давлении воды выше 6 кбар ($T=587^\circ C$) по реакции $Тюр + Кв + Му \rightleftharpoons Алм + Би + Al_2SiO_5 + H_2O$. Ниже давления 6 кбар железистый хлорит, разлагаясь, дает вместо альмандина кордиерит (Hirshberg e. a., 1968). С кварцем наиболее устойчивы магнезиальные хлориты средней глиноземистости: при $P_{H_2O} = 2-5$ кбар температура их разложения составляет 575—600° С (Fawcett e. a., 1966).

$P-T$ поле устойчивости хлоритоида ограничено сверху температурой 540—550° С при средних давлениях (Hoschek, 1967; Richardson, 1968). Появление полиморфных модификаций Al_2SiO_5 может быть связано с разложением пиррофиллита при температуре около 500° С (Винклер, 1969). Кроме того, в метапелитах андалузит или дистен образуется в результате разложения хлоритов в присутствии мусковита и кварца, которое проходит при более высоких температурах (540—600° С) (реакция 6).

Для фациального расчленения среднетемпературных метаморфических пород важно установить условия стабильности ставролита. Его появление связано с разложением хлорита и хлоритоида (Hoschek, 1967, 1969; Richardson, 1968), которое происходит при температурах 540—560° С и мало зависит от давления. Снизу по давлению устойчивость ставролита ограничена реакцией: $Ст + Кв \rightleftharpoons Fe = Кор + Al_2SiO_5 + H_2O$ (Richardson, 1968), которая равновесна при давлении воды 2 и 3,5 кбар и температурах соответственно 550 и 680° С. По температуре (680—690° С) устойчивость ставролита ограничена реакцией $Ст + Кв \rightleftharpoons Алм + Сил + H_2O$ (Richardson, 1968) и почти не зависит от давления. Верхний предел стабильности ставролита в присутствии мусковита и кварца оценивается в 605° С при 2 кбар и 675° С при 5,5 кбар (Hoschek, 1969). Как видно, поле стабильности ставролита несколько расширяется с уменьшением содержания K_2O в системе.

Mg-ставролит устойчив в $P-T$ поле выше линии, соединяющей точки с координатами 750° С и 12 кбар, 975° С и 25 кбар (Schreyer e. a., 1969).

Важная критическая реакция разложения мусковита в присутствии кварца, служащая границей между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями (Добрецов и др., 1970), изучена экспериментально многими исследователями. Однако результаты этих экспериментов различны. Самые низкие температуры равновесия этой реакции были получены Эвансом (Evans, 1965),

а наиболее высокие — Р. Сегнитом (Segnit e. a., 1961). Вероятно, наиболее надежны последние эксперименты Альтхауса, Винклера и др. (Althaus e. a., 1970), которые занимают промежуточное положение, но ближе к данным Эванса. Парагонит с кварцем разлагается при температуре на 200°C более низкой, чем мусковит с кварцем (Chatterjee, 1972). Экспериментально Г. Винклер и др. (1968) установили влияние добавки Na_2O на реакцию разложения мусковита с кварцем. При давлении воды 2 *кбар* температура этой реакции составляет 660°C при 0,4 вес. % Na_2O в исходной глине, 620°C при 1,3 вес. % и 600°C при 2,1 вес. %.

При температуре $650\text{--}670^{\circ}\text{C}$ в зависимости от $P_{\text{ТВ}}$, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и состава в метапелитах начинается выплавление анатектических расплавов гранитного состава (Винклер, 1969; Платен, 1967). Минимальная температура анатексиса наблюдается в бедных CaO породах, близких по составу к системе Кв—Аб—Орт. Фазовые соотношения в этой системе хорошо изучены (Tuttle e. a., 1958; Luth e. a., 1964). Положение линии солидуса зависит прежде всего от давления воды.

Приложение экспериментальных данных к метаморфическим реакциям в гранулитовой фации с участием водосодержащих минералов затруднено в связи с неопределенностью величин соотношения $P_{\text{H}_2\text{O}} \leq P_{\text{ТВ}}$. Можно воспользоваться интерпретацией В. С. Соболева и др. (1966, 1970), который принимает для гранулитовой фации $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,2\text{--}0,3 P_{\text{ТВ}}$.

Реакция образования гиперстена при разложении ромбического амфибола изучена при низких давлениях воды: Жед + Кв \rightleftharpoons Гип + Кор + H_2O , которая при средней железистости жедрита проходит при 1 *кбар* и 705°C , 2 *кбар* и 755°C (Akella and Winkler, 1966). Гранулитовая фация по давлению ограничена сверху реакцией эклогитизации гранулитов: Гип + Пл \rightleftharpoons Пи + Гр (смешанный Грос—Пир—Алм) + более кислый Пл (Green e. a., 1965; Винклер, 1969). Равновесие этой реакции зависит от отношений $\text{Mg} : \text{Fe} + \text{Ca} : \text{Na}$ в системе. При средних составах оно соответствует условиям 950°C и 12,5 *кбар*, 1100°C и 14 *кбар*, а экстраполяция до 750° дает примерно 9 *кбар* (Green e. a., 1965).

В последние годы все больше проводится экспериментов, в которых изучается распределение элементов между минералами переменного состава. На основании этих исследований создаются геологические барометры и термометры. Много работ посвящено влиянию температуры и давления на распределение щелочей в полевых шпатах (Jiyama, 1963; Orville, 1960, 1963; Luth e. a., 1966; Seck, 1971). Создан магнетит-ильменитовый геотермометр (Lindsley e. a., 1968).

Для метаморфической петрологии особенно важно экспериментальное изучение изоморфизма в магнезиально-железистых минералах. В этом направлении сделано еще мало.

Изучена растворимость железа и марганца (Hsu, 1968) и железа и магния (Hsu e. a., 1969) в гранатах при небольших давлениях воды (1—3 кбар). При давлении 10 кбар намечено поле устойчивости пироп-альмандинового граната в зависимости от температуры и состава с минимальной железистостью около 45 (Yoder e. a., 1960). При $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар в условиях Кв—Фа—Мт буфера (Hsu e. a., 1969) (при составе системы $3(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \times \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) гранат полностью устойчив лишь при высокой железистости в интервале температур 570—735° С. Минимальная железистость устойчивого граната равна 78 при температуре 648° С. Повышение температуры ведет к разложению граната на Гр+Кор+Шп+Ол+Кв, а понижение — на Гр+Кор+Ант+Шп (\pm Хл, Кв). Минимальная железистость граната в этих ассоциациях — 62—65. Повышение температуры до 735° С увеличивает минимальную железистость граната до 82, а падение до 570° С — до 75—78.

На основании экспериментального изучения распределения Fe и Mn между гранатом и биотитом (Dahl, 1968) можно сделать вывод, что возрастание давления (при постоянной температуре) способствует увеличению содержания Mn в равновесном с биотитом гранате. Температура увеличивает железистость, а давление — марганцовистость граната, равновесного с биотитом. При этом влияние температуры (при $P_{\text{тв}} \approx 3$ кбар) более существенно, чем давления. При избытке Mn в системе равновесия марганцовистость (Mn/Mn+Fe) граната ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 3$ кбар, $T = 650^\circ \text{C}$) составляет 0,5. Небольшие содержания Mn в гранатах из метapelитов можно объяснить недостатком Mn в этих породах.

Проведены эксперименты по исследованию устойчивости граната и кордиерита в метapelитах разного состава (Hensen e. a., 1969, 1971).

Экспериментально также изучено распределение Fe и Mg между гранатом и кордиеритом и предложен геологический термометр (Suggie, 1971). Определены равновесные составы кордиерита и граната в парагенезисе Гр+Кор+Сил+Кв (\pm Гип) при давлениях до 10 кбар и температурах 600, 700, 800, 900° С.

Экспериментально изучена растворимость Al_2O_3 в энстатите (Anastasion e. a., 1972; Boyd e. a., 1964), которая повышается с увеличением температуры. Влияние давления менее значительно, причем до 20 кбар растворимость Al_2O_3 в энстатите с ростом давления увеличивается, а при более высоких давлениях падает.

Минеральные парагенезисы бедных СаО пород (метapelитов). Границы метаморфических фаций и субфаций (особенно средне- и высокотемпературных) проводятся в основном по реакциям в богатых K_2O метapelитах. Минеральные парагенезисы последних являются индикаторными при картировании метаморфической зональности. Ниже рассмотрены типичные минеральные ассоциации метapelитов, богатых и бедных K_2O , в раз-

личных метаморфических зонах, которые соответствуют субфациям регионального метаморфизма.

Зеленосланцевая фация. Гранатовая зона (1, 3). Породы этой фации наиболее полно изучены в пределах Центрального (Саксаганского) района Криворожского бассейна, где они составляют гранатовую метаморфическую зону. Последняя отвечает высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации, поскольку по латерали при повышении температуры метаморфизма она непосредственно сменяется ставролитовой зоной эпидот-амфиболитовой фации. В гранатовой зоне метapelиты содержат альмандин-спессартиновый или альмандиновый гранат, хлоритоид, хлориты, биотит и серицит. Породы отличаются большой тонкозернистостью (величина зерен основной ткани 0,001—0,1 мм в поперечнике).

Известно несколько анализов хлоритов (Танатар-Бараш, 1948, 1950; Гершойг, 1949; Макаров, 1971) и хлоритоидов (Шендерова, 1956; Ищенко, 1957) из разных парагенезисов: Хл_{72,8}+Хлд+Кв+Мт (ш. Валявко-Северная), Хл_{54,2}+Мт+Кв (участок «Валявко»), Кв+Би+Хл_{62,0}+Гр (Ингулецкий ГОК), Хл+Хлд_{84,2}+Мт, Тур, Гем, слюда; Хлд_{85,5}+Сер±Кв (рудник им. Фрунзе), Хл+Хлд_{89,5}±Кв (ш. Валявко-Скиповая), Кв+Сер+Би+Гр+Хлд_{88,3} (ш. Северная, рудник им. Ленина). По данным А. Г. Шендеровой (1956), в породах верхней и средней свит (у их контакта) хлоритоид ассоциирует с хлоритами (афросидеритом, тюрингитом с $n_g = 1,636—1,657$), серицитом, кварцем, турмалином, магнетитом, углистым веществом; встречается андалузит вместе с хлоритоидом в хлорит-магнетитовом микрокварците.

Новые данные по минеральным парагенезисам хлоритоидных и гранат-хлоритовых сланцев средней и верхней свит приведены в табл. 30. Следует отметить, что в Кривбассе значительно распространены хлоритоид-биотитовые (±Сер, Кв, Тур, Грф) сланцы, что противоречит представлениям некоторых петрологов (Добрецов и др., 1972; Кепежинская, 1974), которые считают, что хлоритоид с биотитом может ассоциировать лишь при очень высоких давлениях (дистен-силлиманитовый и глаукофановый типы метаморфизма). Железистость коричневого биотита из хлоритоид-биотитовых сланцев изменяется от 60 ($n_g = 1,648$) до 70 ($n_g = 1,654$). Железистость самих сланцев близка к этим величинам (63,2 и 74,7). Выделить монофракции биотита или хлоритоида пока не удалось из-за тонкозернистости породы.

Хлоритоид-хлоритовые сланцы обычно более железисты, чем хлоритоид-биотитовые. Можно предположить, что с повышением железистости при одной и той же глиноземистости парагенезис Хлд+Би±Сер заменяется Хлд+Хл+Сер. Критическая ассоциация Кв+Сер+Хл+Би+Хлд встречается очень редко (табл. 30, обр. 13690/1615). В этом парагенезисе, судя по показателям преломления, железистость хлоритов выше, чем у биотита.

Минеральные парагенезисы бедных СаО пород (метапелитов) гранатовой зоны
 (1,3) Криворожского бассейна

Номер образца	Парагенезис	Рудник
605/3 (скв. 14736, гл. 373 м)	Хл _{69,6} +Гр _{94,6} (Спес—0,3, Грос—6,4)+Кум ₇₃ (1,701)+Мт Кв+Хл _{72,8} +Хлд+Мт	им. Ильича, уч. Гданцевка им. Ильича, ш. Ва- лякко-Северная (Ма- каров, 1971, ан. 13) им. К. Либкнехта (Мордовец, 1972)
13363/560	Кв+Грф+Би+Гр (Спес—59,2)	им. К. Либкнехта
13690/1615	Кв+Сер+Хл ₈₀ (1,662)+ +Би ₇₀ (1,654)+Хлд	им. К. Либкнехта
13690/1980	Кв+Сер+Хл ₇₀ (1,651)+Би+ +Гр _{98,5} (Спес—8,2, Грос—9,0)	им. К. Либкнехта
13690/2230	Кв+Сер+Хл ₇₅ (1,654)+Би _{74,2} + +Гр _{96,0} (Спес—8,0, Грос—7,7)	»
13690/2450	Кв+Би ₇₅ (1,664)+Хл ₇₅ (1,654)+ +Гр _{95,3} (Спес—1,5, Грос— —12,0)+Кум _{77,2}	»
13690/2476	Кв+Сер+Би ₅₅ (1,646)+ +Хл ₆₀ (1,640)+Грф	»
15118/1617	Хл ₆₅₋₇₀ (1,649)+Кум ₇₀ (1,696)+ +Би±Кв, Мт	»
15119/2030	Кв+Би ₆₅₋₇₀ (1,654)+Хлд± ±Сер, Грф	»
12436/673	Кв+Би _{61,4} +Гр _{91,2} (Спес—2,6, Грос—11,0)±Рог	им. Фрунзе
9999/1949	Би ₆₀ (1,648)+Хлд+Сер+Кв+ +Грф	»
9999/1970	Прослой 1: Сер+Би+Хлд+ +Кв+Грф+Тур	»
	Прослой 2: Би+Хл±Гр	»
	Прослой 3: Гр+Кум±Хл, Мт	»
10000/1094	Кум ₆₅ (1,691)+Хл ₆₀₋₆₅ (1,644)+ +Мт±Кв, Би Хл+Хлд _{84,2} +Мт, слюда	» им. Фрунзе (Шенде- рова, 1956)
14681/1429	Кв+Сер(1,600)+Хл _{68,7} + +Гр _{95,6} (Спес—7,0, Грос— —4,5)+Мт+Грф	им. Р. Люксембург им. Ленина
12530/1	Кв+Би _{74,2} +Гр _{95,2} +Грф	»
12530/2155	Би+Гр+Хл±Кв, Сер	»
12530/2175	Кв+Би _{64,3} +Гр _{91,5} ±Грф	»
12530/2327	Гр+Кум ₇₅ (1,702)+ +Би ₇₀₋₇₅ (1,663)±Хл, Кв, Мт	»
12530/2440	Кв+Сер+Би _{51,2} ±ПШ	»
15159/428	Кв+Гр+Би+Хл	им. Первого Мая

Примечание. После индексов некоторых минералов приводится их n_g и примерная общая железистость, определенная по этим показателям преломления. Содержание в гранатах минералов спессартина и гроссуляра дается в молекулярных процентах. Железистость минералов по данным химических анализов здесь и далее приведена в десятых долях, а без десятых — по показателям преломления.

По нашим данным, в высокоглиноземистых сланцах гранатовой зоны Кривбасса андалузит не наблюдается, хотя описаны породы, у которых отношение $Al_2O_3 : K_2O$ больше, чем у серицита, т. е. больше, чем 4 : 1 (Белевцев и др., 1962). Такие сланцы должны содержать пирофиллит, но он в Кривбассе не описан, видимо, из-за трудности его диагностики в шлифах. Вероятные парагенезисы с пирофиллитом следующие: Пирф + Кв + Сер + Хлд ± Хл, Би.

Альмандин-спессартиновый гранат (до 60 мол. % спессартина) изредка отмечается в углистых сланцах верхней свиты, содержащих до 2—3 вес. % MnO (Мордовец, 1972). Значительно шире распространен альмандиновый гранат, особенно в бедных K_2O средне- и низкоглиноземистых породах. Он не ассоциирует с хлоритоидом и редко сосуществует с серицитом. Достаточно характерно тонкое переслаивание сланцев разного состава: 1) Хлд + Би ± Сер, Кв, Грф; 2) Би + Сер ± Хл, Кв; 3) Би + Хл ± Гр; 4) Гр + Хл ± Кум, Би, Мт. При непосредственном соприкосновении хлоритоид- и гранатосодержащих сланцев очень редко образуются переходные прослойки, в которых сосуществуют эти минералы, например, Хлд + Гр + Би + Кв + Грф — скв. 9999, гл. 1970 м. Критическая ассоциация гранатовой зоны (Винклер, 1969) — Гр + Би + Хл + Сер + Кв — встречается в Кривбассе довольно редко. Чаще всего альмандиновый гранат сосуществует с железистым хлоритом и куммингтонитом (табл. 30). Железистость минералов в таком парагенезисе зависит лишь от внешних условий. Для гранатовой зоны Кривбасса характерна ассоциация $Гр_{95} + Хл_{70-75} + Кум_{73-77} + Кв ± Мт, Би$, железистость минералов которой фиксирована при постоянных температуре и общем давлении и независима от P_{O_2} (или от содержания магнетита в породе). При понижении железистости сланцев исчезает гранат: $Хл_{60-65} + Кум_{65-70} + Кв ± Би, Мт$, а при ее повышении — хлорит: $Гр_{>95} + Кум_{>78} + Кв ± Би, Мт$.

Эпидот-амфиболитовая фация разделяется на две субфации (зоны): ставролитовую и силлиманит-мусковитовую. В Западно-Ингулецкой полосе иногда выделяется промежуточная ставролит-альмандиновая субфация (зона) (2,1а).

В ставролитовой субфации (зоне) (2,1; 2,1а) критическими минералами являются ставролит и андалузит. Вместе с ними встречается альмандиновый гранат. Парагенезисы минералов из богатых K_2O метапелитов представлены в табл. 31. Критические парагенезисы: Кв + Му + Анд + Би + Ст; Кв + Му + Би + Гр + Ст; Кв + Му + Анд + Би + Гр + Ст (рис. 37). В этих породах обычно содержится графит, турмалин, пирит. На Млынковском и Николаевском участках Криворожско-Кременчугской зоны в ставролит-мусковитовых сланцах описан дистен (Семененко и др., 1956). В бедных K_2O метапелитах ассоциируют: Кв + Би + Гр + Пл; Кв + Би + Гр + Кум (табл. 32). Эти породы нередко содержат Грф, Мт.

Силлиманит-мусковитовая субфация (зона) (2,2). Равновесные парагенезисы мусковита с призматическим силлиманитом встречаются редко. Они известны в Анновской полосе Кривбаса. На этом же участке отмечается ассоциация: $Кв + Му + Сил + ПШ$, а в богатых K_2O метапелитах — парагенезис-

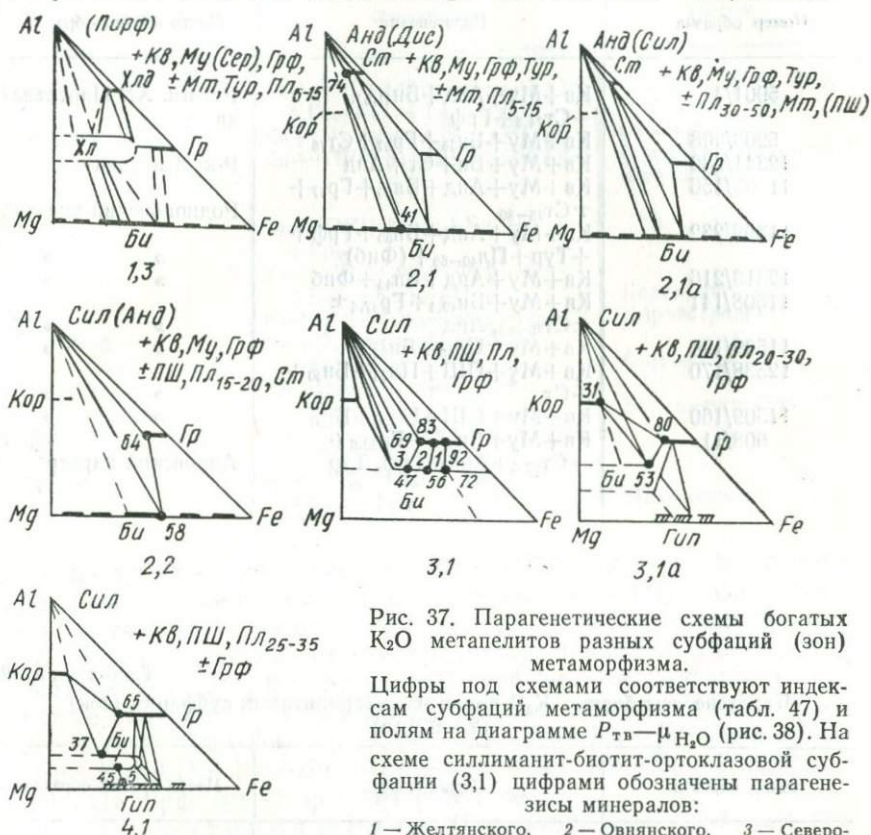


Рис. 37. Парагенетические схемы богатых K_2O метапелитов разных субфаций (зон) метаморфизма.

Цифры под схемами соответствуют индексам субфаций метаморфизма (табл. 47) и полям на диаграмме $P_{Tb}-\mu_{H_2O}$ (рис. 38). На схеме силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации (3,1) цифрами обозначены парагенезисы минералов:

1 — Желтянского, 2 — Овнянского, 3 — Северо-Лозоватского участков.

сы: $Кв + Му + Пл_{17} + ПШ_{14} + Би_{57,8} + Гр_{83,6} + Грф$, пирит и $Кв + Му_{9,2} + Сил + ПШ_{27,0} + Гр_{82,6} + Би_{57,6} + Грф$ (скв. 9254, гл. 595 м и 599 м). В бедных K_2O метапелитах ассоциируют: $Кв + Гр_{77} + Би_{47}$, $Кв + Гр_{90} + Би_{70} + Кум_{87}$ (Анновская полоса), $Кв + Гр_{92} + Би_{73} + Кум_{81}$ (Успенковский участок, Семеновко и др., 1956). Парагенезисы магниево-силикатных метапелитов встречаются редко: Кор + Ант; Кор + Ант + Гр \pm Би, Кв.

Амфиболитовая фация. В силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации (зоне) (3,1) критическим парагенезисом метапелитов является $Кв + Би + Сил + ПШ$. Мусковит в метапелитах преимущественно вторичный и развивается по биотиту или кордиериту. Для высокоглиноземистых гнейсов высокой желези-

Таблица 31

Парагенезисы богатых K_2O метапелитов из ставролитовых субфаций (зон)
(2,1 и 2,1а)

Номер образца	Парагенезис	Место взятия образца
5901/4	Кв+Му+Анд+Би _{41,5} + +Ст _{74,3} +Грф	Р-к им. XX Партсъезд- да
5903/908	Кв+Му+Би ₅₅ +Гр ₈₇ +Ст ₇₈	»
12341/682	Кв+Му+Би+Ст+Анд	Р-к «Ингулец»
11508/156	Кв+Му+Анд+Би ₅₀ +Гр ₈₇ + +Ст ₇₅₋₈₀	Родионовский участок
11509/232	Кв+Му+Анд+Би ₅₀ +Грф+ +Тур+Пл ₄₀₋₅₀ + (Фиб)	»
12313/216	Кв+Му+Анд+Би ₄₅ +Фиб	»
11508/141	Кв+Му+Би _{49,4} +Гр _{87,6} ± ±Ст ₇₅₋₈₀ , Анд	»
11509/194	Кв+Му+Пл ₃₀ +Би _{86,6}	»
12538/170	Кв+Му+ПШ+Пл ₂₅ +Би ₅₀ + +Ст	»
11509/160	Кв+Му+ПШ+Пл ₃₀ +Би ₆₇	»
608/11	Кв+Му+Би _{57,2} +Гр _{88,6} + +Ст _{82,6} +Анд+Грф, Тур	Анновский карьер

Таблица 32

Парагенезисы бедных K_2O пород из ставролитовых субфаций (зон)
(2,1 и 2,1а)

Номер образца	Парагенезис	Место взятия образца
5903/301	Кв+Пл ₄₃ +Би _{46,5} +Гр _{85,5}	Р-к им. XX Парт- съезда
12341/806	Кв+Кум ₆₃ +Би ₄₉ +Гр _{88,8}	Р-к «Ингулец»
11509/239	Кв+Би ₆₆ +Гр _{92,3}	Родионовский уча- сток
12803/94	Кв+Пл ₄₀ +Би _{48,9} +Гр _{84,8} + +Мт±Рог, Кум	»
461/36	Кв+Би+Гр _{84,7} +Пл ₂₈ ±Хл	с. Марьяновка (Мельник, 1963)
	Кв+Би+Гр _{81,5} +Грф	Попельнастовский участок (Шнюков, 1958)
48-Г	Кв+Кум ₇₂ +Гр _{89,5} +Мт Пл ₅₋₁₀ +Би ₄₉ +Кум ₇₈ +Гр _{89,7} ± ±Кв	»
12404/895	Кум ₈₆ +Гр _{95,5} +Би ₇₃ ±Кв	Желтореченский участок
12803/233	Кв+Пл ₄₀ +Би _{44,5} +Гр _{87,3}	»
		Родионовский участок

Парагенезисы богатых K_2O метапелитов из силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации (зоны) (3,1)

Номер образца	Парагенезис	Участок
10272/131	$Kв + (ПШ) + Сил + Би_{72,6} +$ $+ Гр_{92} + Пл + Грф + Му$	Желтянский (Вер- бицкий, 1970)
11967/153 3006	$Kв + ПШ + Сил + Би_{55,7} + Гр_{83}$ $Kв + (ПШ) + Сил + Би_{46,6} + Гр_{69}$	Овнянский Северо-Лозоватский (Горошников, 1971)
3956	$Kв + (ПШ) + Сил + Би_{60} +$ $+ Гр_{80,8}$	»
11042/202	$Kв + ПШ + Сил + (Фиб) +$ $+ Би_{37} + Кор_{20} + Пл_{60}$	Березневатский
19/7	$Kв + ПШ + Пл_{28} + Би_{50} + Гр_{80}$	Кировоградский
11967/2116	$Kв + ПШ + Сил + (Фиб) +$ $+ Кор + Би$	Овнянский
11040/125	$Kв + ПШ + Сил + Би_{47,5} +$ $+ Кор_{30,6}$	Березневатский
11565/131	$Kв + (ПШ) + Сил + Би_{48,5} +$ $+ Кор_{31,4} + Гр_{78,9}$	»
9104/100	$Kв + Пл_{35} + ПШ + Му + Анд +$ $+ Сил + Грф$	Лелековский

стости характерен парагенезис: $Kв + ПШ + Сил + Гр + Би$, а в породах низкой железистости ассоциируют: $Kв + ПШ + Сил + Би + Кор$ (табл. 33). Железистость минералов в этих дивариантных парагенезисах зависит от температуры и давления (Маракушев, 1965) (рис. 37, 38). В богатых K_2O гнейсах этой субфации гиперстен не отмечается. В бедных K_2O метапелитах встречаются парагенезисы: $Kв + Би + Гр + Сил + Пл$; $Kв + Би + Гр + Кор$; $Kв + Би + Кор + Пл$; $Kв + Би + Кор + Ант + Сил$; $Kв + Би + Гр + Кум + Мт, Пл, Грф$; $Би + Кор + Ант$ (табл. 34).

Гранулитовая фация. Промежуточная субфация (зона) (3, 1a). На некоторых участках можно выделить метаморфическую зону, в метапелитах которой широко распространен моновариантный парагенезис: $Kв + Би + Сил + Кор + Гр + ПШ$ (табл. 35). Соответствующую этой зоне субфацию следует отнести к гранулитовой фации, так как в ней гнейсы часто содержат среднежелезистый гиперстен в ассоциации с калиевым полевым шпатом.

В гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации (зоне) (4, 1) критические многоминеральные парагенезисы метапелитов встречаются редко. Это объясняется тем, что в соответствующей этой субфации метаморфической зоне широко развиты чарнокиты блоков с реликтами метабазитов, а породы межблоковых синклиналей представлены преимущественно монотонными биотитовыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами с редкими прослоями высокоглиноземистых гнейсов. В богатых K_2O и Al_2O_3 гней-

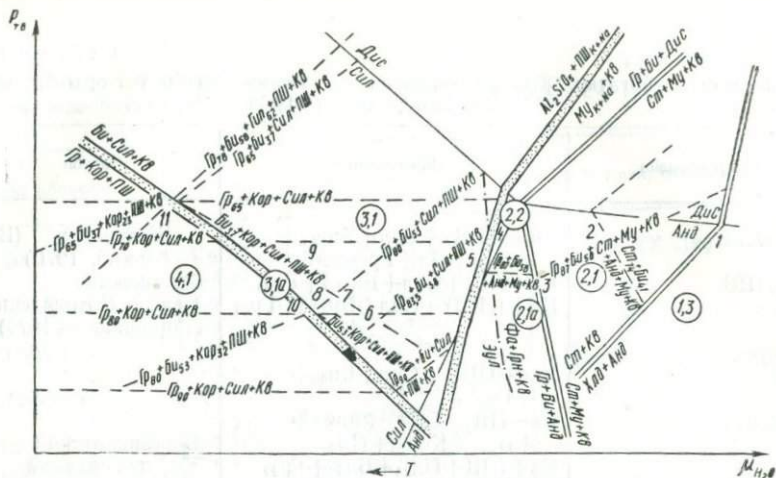


Рис. 38. Диаграмма $P_{Tв}$ — μ_{H_2O} для метапелитов, бедных CaO и богатых SiO_2 и K_2O (с кварцем и мусковитом или калишпатом), центральной части Украинского щита.

Условно проведены линии переходов полиморфных модификаций Al_2SiO_5 , линия реакции разложения хлоритоида, а также (штрих-пунктиром) линия реакции появления железистого гиперстена (зулита) в железистых породах. Поля субфаций регионального метаморфизма обозначены индексами в кружках, соответственно табл. 47.

Цифры на диаграмме характеризуют условия метаморфизма: 1 — южная часть Центрально-Криворожского района; 2 — северная часть Центрально-Криворожского района; 3 — Родионовский участок; 4 — Анновская полоса; участки: 5 — Желтянский, 6 — Петровский, 7 — Овнянский, 8 — Березневатский, 9 — Северо-Лозоватский, 10 — Ново-Стародубский, 11 — Верблюжский.

Таблица 34

Парагенезисы бедных CaO и K_2O пород из силлиманит-биотит-ортоклазово́й субфации (зоны) (3,1)

Номер образца	Парагенезис	Участок
12500/290	Кв + Би _{43,8} + Гр _{81,5} + Кум	Петровский
12091/178	Кор _{21,4} + Би _{33,8} ± Ант	»
11923/81	Кв + Сил + Би _{66,1} + Гр _{87,2} + Грф	Червоно-Каменский (Горошников, 1971)
11965/313	Кв + Сил + Би _{58,1} + Гр _{86,2} + Грф	Овнянский (Горошников, 1971)
11963/163	Кв + Би _{67,5} + Гр _{85,8}	Овнянский
24/1	Кв + Пл ₁₈ + Би ₄₇ + Гр _{79,2}	Кировоградский
12973/386	Кв + Би _{52,2} + Гр _{75,8}	Ореховский
12091/159	Кв + Пл ₁₅ + Би _{33,3} + Кор _{20,7}	Петровский
12091/137	Би ₃₀ + Кор ₂₁ + Ант ₃₄ ± Кв	»
14191/555	Пл ₄₅ + Би + Гр _{78,5} + Кум _{45,1} + Кв + Мт	Артемовский
	Кв + Би _{40,1} + Кор + Гр _{75,0}	Березневатский (Юрьев, 1968)

Парагенезисы богатых K_2O метapelитов из переходной силлиманит-биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации (зоны) (3,1а)

Номер образца, скважины	Парагенезис	Участок
12047/235	Кв+ПШ+Сил+Би _{53,2} + +Гр _{80,6} +Кор ₃₂ +Пл ₈₀ +Грф	Ново-Стародубский
12050/100	Кв+ПШ+Би+Гип±Гр	»
13	Кв+ПШ+Сил+Гр _{79,1} + +Би _{58,6} +Кор ₃₇ +Пл ₃₀	Южно-Ингульский
15	Кв+ПШ+Гр ₇₅ +Би _{52,4} + +Кор ₃₄ +Пл	»
149	Кв+ПШ+Гр ₇₉ +Би _{60,9} + +Кор ₃₅ +Пл	»

Примечание. Парагенезисы и железистость минералов Южно-Ингульского участка взяты из работы Э. Ф. Берзениной (1970).

Парагенезисы богатых K_2O метapelитов из гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации (зоны) (4,1)

Номер образца	Парагенезис	Место взятия образца
207/1	Кв+ПШ+Пл ₂₉ +Би _{37,1} + +Гр _{65,3} +Кор ₂₈	с. Чечелеевка
213/1	Кв+ПШ+Пл ₃₀ +Гр ₇₉ +Би ₆₂ + +Гип ₆₄	»
220/5	Кв+ПШ+Пл ₂₅ +Би _{44,5} + +Гип _{51,2}	с. Верблюжка
206/11	Кв+ПШ+Пл ₂₉ +Би _{44,4} +Гип ₅₂	с. Чечелеевка
301/1	Кв+ПШ+Пл ₃₂ +Гр ₇₇ +Би ₅₅ + +Гип ₆₁	с. Зеленый Гай, р. Боковенька

сах ассоциируют: Кв+ПШ+Пл+Би+Гр+Кор, а в обедненных Al_2O_3 : Кв+Пл+ПШ+Би+Гип±Гр (табл. 36).

Диаграмма $P_{Tb}-\mu_{H_2O}$ для богатых K_2O метapelитов. По методике Д. С. Коржинского (1957) и А. А. Маракушева (1965) для богатых K_2O метapelитов, бедных СаО и пересыщенных SiO_2 построена диаграмма $P_{Tb}-\mu_{H_2O}$ взамен качественной $P-T$ диаграммы и петрогенетической решетки субфаций регионального метаморфизма (рис. 38). Для ее построения использовались критические минеральные парагенезисы метapelитов центральной части УЩ (рис. 37, табл. 37). По ним рассчитаны углы наклона линий моновариантных минеральных равновесий, которые разделяют дивариантные поля. Внутри последних проведены эквипотенциальные линии постоянной железистости минералов.

Главное значение имеют следующие три метаморфические реакции: $St + Mu + Kв \rightleftharpoons Gr + Би + Анд (Дис) + H_2O$; $Mu_{K-Na} +$

Критические минеральные парагенезисы богатых K_2O метапелитов, использованные для составления диаграммы $P_{ТВ} - \mu H_2O$

Номер образца	Парагенезис	Индекс метаморфической зоны	Место взятия образца
5901/4	$Kв + Му + Анд + Би_{41,5} + Ст_{74,3}$	2,1	Р-к им. XX Партсъезда, Дальне-Западные полосы
5903/908	$Kв + Му + Би_{55} + Гр_{87} + Ст_{78}$	2,1	»
11508/141	$Kв + Му + Анд + Би_{49,5} + Гр_{87,3} + Ст_{75}$	2,1а	Родноновский участок
9254/595	$Kв + Му + ПШ + Сил + Би_{57,8} + Гр_{83,5}$	2,2	Анновская полоса
11967/153	$Kв + ПШ + Сил + Би_{55,7} + Гр_{83,0}$	3,1	Овнянский участок
11040/125	$Kв + ПШ + Сил + Би_{47,5} + Кор_{31,4}$	3,1 (а)	Березневатский участок
11565/131	$Kв + ПШ + Сил + Би_{48,5} + Кор_{31,5} + Гр_{78,9}$	3,1 (а)	»
12047/235	$Kв + ПШ + Сил + Би_{53,3} + Кор_{32} + Гр_{80,6}$	3,1а	Ново-Стародубский участок
207/1	$Kв + ПШ + Би_{37,1} + Гр_{65,3} + Кор_{28}$	4,1	Чечелевский участок

$+ Kв \rightleftharpoons Al_2SiO_5 + ПШ_{K-Na} + H_2O$ и $Би + Сил + Kв \rightleftharpoons Гр + Кор + ПШ + H_2O$. Условно нанесено положение линии реакции $Хлд + Анд \rightleftharpoons Ст + Kв + H_2O$, разделяющей зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации, проведены линии равновесий полиморфных модификаций Al_2SiO_5 с тройной точкой и линия реакции появления железистого гиперстена при метаморфизме железистых пород: $Фа + Грн + Kв \rightleftharpoons Эул + H_2O$.

Охарактеризована лишь часть диаграммы, отвечающая средним и высоким температурам и умеренным давлениям. Из анализа диаграммы можно сделать выводы о небольших изменениях давлений при метаморфизме пород центральной части Украинского щита. Неполные данные о составе минералов низкотемпературных метапелитов не дают возможности уточнить эту часть диаграммы.

Метаморфизм богатых СаО (основных) пород

Среди богатых СаО основных пород центральной части Украинского щита по петрохимическим особенностям выделяются две большие подгруппы. К первой — относятся метабазиты ($FM > C$), а ко второй — салитовые гнейсы ($C > FM$). Эти подгруппы пород также различаются и по парагенезисам, и по условиям залегания.

Метабазиты образованы по магматическим породам основного состава, о чем можно судить по близости химического состава

метабазитов к базальтам, а также по реликтовым бластопорфировым (призматическим или таблитчатым крупным зональным кристаллам плагиоклаза с лабрадором или битовнитом в центре) и бластоофитовым структурам. Встречаются и реликтовые включения клинопироксена в зернах роговых обманок. Главными минералами метабазитов являются зеленая роговая обманка (с синеватым или буроватым оттенком по Ng) и средний плагиоклаз. Метабазиты широко распространены в гранитоидных блоках в виде реликтов среди архейских гранитоидов (субстрат полимигматитов). Они были подвержены калиевому метасоматозу, который выразился в их биотитизации и калишпатизации. В составе нижнепротерозойских толщ межблоковых синклинали метабазиты особенно широко распространены в эвгеосинклинали Среднего Приднепровья. В Криворожско-Кременчугской зоне метабазиты слагают нижнюю пачку (K_0) криворожской серии.

Салитовые гнейсы, вероятно, образовались по мергелистым осадкам, богатым CaO и SiO_2 . Эти породы слагают пласты небольшой мощности (десятки сантиметров) среди метапелитовых биотитовых гнейсов верхней восьмой пачки (см. табл. 1). Типичный парагенезис основных гнейсов: $Kв + Pl_{80-100} + Пи_{40-55} + Сф$ (табл. 38). Часто к этим минералам присоединяются голубовато-зеленая роговая обманка и кальцит, которые обычно развиваются по салиту. Кристаллы плагиоклаза по краям замещаются вторичным клиноцоизитом. В некоторых салитовых гнейсах вместо плагиоклаза или наряду с ним отмечается мейонитовый скаполит. Салитовые гнейсы в гранитоидах блоков встречаются исключительно редко.

Среди нижнепротерозойских метаморфических толщ часто наблюдаются породы, которые по химическому и минеральному составу являются промежуточными между салитовыми гнейсами и метабазитами, с одной стороны, и метапелитовыми биотитовыми гнейсами, с другой. Они слагают переходные контактовые зоны (прослои) между слоями салитовых и биотитовых гнейсов, а также залегают в виде самостоятельных пластов или линз. Наиболее характерный парагенезис минералов таких пород: $Kв + Pl_{30-50} + Би + Рог$. К этим минералам могут присоединяться $Гр$, $Кум$, $ПШ$. Двупироксеновые гнейсы встречены на Верблюжском, Боковянском, а также Новоукраинском участках (гранулитовая фация) (табл. 39).

Минеральные парагенезисы метабазитов не являются чувствительными индикаторами внешних условий метаморфизма. Это объясняется малоинформативностью метабазитов при их многокомпонентности. Минералы, слагающие метабазиты (плагиоклазы, эпидоты, роговые обманки, пироксены, биотиты), представляют собой сложные твердые растворы. Разнообразными комбинациями изоморфных замещений компонентов отличаются роговые обманки и биотиты. Особенно малоинформативны ме-

Парагенезисы (салитовых) богатых СаО ($C > FM$) гнейсов

Номер образца	Парагенезис	Метаморфическая зона	Место взятия образца
12547/в	$Kв + П_{Л40} + Pоr + Пи +$ $+ Ка + Сф + Клц$	2,1a	Родионовский участок
12540/200	$Kв + П_{Л90} + Pоr + Пи + Ка +$ $+ Сф + Ап + Клц$	2,1a	»
12538/172	$Kв + П_{Л30} + Pоr + Пи + Ка +$ $+ Сф \pm Эп$	2,1a	»
12538/298	$Kв + П_{Л80} + Pоr_{60} + Пи_{55} +$ $+ Би + Сф$	2,1a	»
38/2	$Kв + П_{Л88} + Pоr_{45-50} +$ $+ Пи_{55} + Ка + Сф + Клц$	3,1	Кировоградский участок
24/4	$Kв + П_{Л95} + Pоr_{50-55} +$ $+ Пи_{53,5} + Ка + Сф$	3,1	»
101/3	$Kв + П_{Л92} + Pоr_{45-50} +$ $+ Пи_{55} + Ка + Сф + Клц_{12}$	3,1	р. Боковенька, с. Христофоровка
206/6	$Kв + П_{Л85} + Pоr_{65} + Пи_{60}$	4,1	с. Чечелеевка
206/7a	$Kв + Пи_{30} + Ск + Pоr_{60} +$ $+ П_{Л40} + Сф + Ка$	4,1	»
211/10	$Kв + Пи + Ск + Pоr_{35} +$ $+ П_{Л50} + Ка$	4,1	»
205/6	$Kв + П_{Л90} + Pоr_{65} + Пи_{45} +$ $+ Ка$	4,1	»
206/1	$Kв + П_{Л40} + Ск + Pоr_{60} +$ $+ Пи_{55} + Ка$	4,1	»
219/1	$Kв + П_{Л90} + Pоr + Пи + Ка$	4,1	с. Верблюжка
306/2	$Kв + П_{Л82} + Ск_{92} + Пи_{39} + Сф$	4,1	с. Ивановка, р. Боковенька

Примечание. Цифра при индексе скаполита обозначает содержание в нем мейонитовой молекулы (также и в табл. 43).

табазиты в среднетемпературных условиях (амфиболитовая фация), когда они состоят из роговой обманки и среднего плагиоклаза (табл. 40).

Определение равновесных минеральных парагенезисов метабазитов затрудняется влиянием вторичных низкотемпературных процессов: амфиболитизации пироксенов, биотитизации и актинолитизации роговых обманок, альбитизации и эпидотизации плагиоклазов. Все же метабазиты можно вполне отчетливо разделить на три фациальных группы, отражающих изменение степени метаморфизма.

Для низкотемпературных метабазитов (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации) характерен эпидот. В них ассоциируют: $Pоr + Пл + Эп \pm Kв$, Би, Мт, Ка, Хл, Му. Роговая обманка в этом парагенезисе голубовато-зеленая или сине-зеленая, эпидот содержит 25—35% железистой молекулы, плагиоклаз — олигоклаз-андезин. Основность плагиоклаза в ассоциации с эпидотом увеличивается от альбит-олигоклаза в гранатовой зоне (1,3) до андезин-лабрадора в эпидот-амфиболитовой фации (2,1). Биотит в низкотемпературных метабазитах зеленовато-

Парагенезисы обогащенных СаО (амфиболовых) гнейсов (промежуточного состава между основными породами и метапелитами)

Номер образца	Парагенезис	Метаморфическая зона	Место взятия образца
<i>Безбиотитовые гнейсы</i>			
12547/215	Кв+Рог+Клц+Сф+ +Пл ₄₀ +Ка	2,1a	Родионовский участок
12538/261	Кв+Пл ₅₀ +Рог _{57,9} +Клц+ +Ка+Сф+Пи	2,1a	»
8/2	Кв+Пл ₄₀ +Рог ₅₆ +Сф Кв+Пл ₆₀ +ПШ+Рог+ +Клц+Ка+Сф	3,1 2,1a—3,1	р. Ингул, р. Базарная р. Боковенька, выше с. Кудашевки (Половинкина, 1936)
<i>Биотит-роговообманковые гнейсы</i>			
11889/165	Кв+ПШ+Пл ₈₀ +Би ₃₀ + +Рог ₁₅ +Мт+Сф+Ка	2,1a	Родионовский участок
12313/211	Кв+Пл ₁₀₀ +Би ₅₅ +Рог ₅₀	2,1a	»
12020/246	Кв+Пл ₅₀ +Би+Рог+ +ПШ+Мт	2,1a	»
12799/195	Кв+Пл ₃₅ +ПШ+Би+ +Рог+Ка+Сф	2,1a	»
12547/112a	Кв+Пл ₂₅ +Би+ПШ+ +Рог+Ка+Сф	2,1a	»
12538/2616	Кв+Пл ₃₀ +Би+Рог ₄₀ + +Ка+Сф	2,1a	»
12800/86	Кв+Пл ₂₄ +Би+Рог+ +ПШ+Сф	2,1a—2,2	»
12802/57c	Кв+Пл ₂₈ +Би ₄₆ +Рог ₄₇ + +Сф	2,1a—2,2	»
<i>Породы с куммингтонитом или гранатом</i>			
206/76	Кв+Пл ₄₀ +Би+Рог+ +Кум (по Гип)	4,1	с. Чечелеева
12091/185	Кв+Пл ₄₈ +Би+Кум ₄₉ + +Рог ₅₉ +Мт	3,1	Петровский участок
37/1	Кв+Пл ₃₉ +Би+Кум ₅₃ + +Рог ₄₈	3,1	устье р. Березовки
12803/293	Кв+Пл ₄₀ +Би ₅₃ +Гр ₈₀ + +Рог ₅₀ +Кум ₅₅ , Мт	2,1a	Родионовский участок
512/1	Кв+Би _{46,1} +Рог _{53,2} +Гр ₉₀ + +Мт	2,1a	»
12021/139	Кв+Пл ₅₀ +Гр _{87,1} +Би _{54,5} + +Рог _{60,6}	2,2	Анновская полоса
14191/557	Кв+Пл ₅₂ +Би+Рог _{42,0} + +Кум ₄₅	3,1	Артемовский участок
12091/276	Кв+Гр+Би+Рог+Пл ₆₀ Кв+Пл+Би+Гр+Кум+ +Рог	3,1 2,2—3,1	Петровский участок с. Лелековка
11532/57	Кв+Пл ₄₈ +Би+Рог+ +Кум+Мт	3,1	Петровский участок
12091/185	Гр _{77,8} +Пи _{38,5} +Пл ₄₅ + +Грф, ПШ, Тур, Шп	2,2	Анновская полоса

Номер образца	Парагенезис	Метаморфическая зона	Место взятия образца
<i>Гиперстен-салитовые гнейсы</i>			
	Кв+Пл ₂₂ +Би+Гип+ +Пи±ПШ	4,1	б. Водяная, р. Ингулец (Половинкина, 1936)
306/9	Кв+Пл ₃₈ +Би+Гип+Пи	4,1	с. Ивановка
306/26	Кв+Пл ₄₈ +Би+Гип ₅₄ + +Пи ₄₀	4,1	р. Боковенька »
11909	Кв+Пл ₃₂ +Би+Рог+Пи+ +Гип	4,1	б. Водяная, р. Ингулец

Таблица 40

Парагенезисы существенно роговообманковых метабазитов (амфиболитов)

Номер образца	Парагенезис	Метаморфическая зона	Место взятия образца
12436/673—3*	Кв+Би+Рог±Гр±Ка	1,3	Р-к им. Фрунзе
360/74	Кв+Пл ₃₇ +Рог ₄₉ +Би+Мт	2,1	с. Червоный Шахтар, р. Ингулец
538/85	Кв+Пл _{17,3} +Би±Рог	2,1	с. Марьяновка, р. Ингулец
116/6	Пл ₃₂ +Рог _{49,5}	2,1	с. Терноватка, р. Ингулец
200/2	Пл ₃₀ +Рог _{46,1} (+реликты Пи)	2,2	с. Александро-Марьяновка
12801/58	Пл ₂₆ +ПШ+Би+Рог _{46,5} + +Сф	~2,2	Родионовский участок
12802/67	Пл ₂₅ +Би+Рог ₄₇ + (Пи-реликты в Рог)	~2,2	»
12404/515*	Пл ₃₀ +Рог+Пи (Сф, ПШ, Кв)	2,1	Желтореченский участок
9254/702*	Кв+Пл ₃₃ +Би+Рог	2,2	Анновская полоса
33/1	Кв+Пл ₃₃ +Би _{60,5} +Рог ₆₅ ± ±ПШ Рог ₂₅ +Кум ₂₅ +Акт ₂₁ +Ан (±Кор)	3,1 3,1 (а)	Кировградский участок Березневатский участок (Горошников, 1968)*
309/6	Пл ₃₆ (реликты Пл ₈₀) + +Пи ₅₇ +Рог ₆₈ +Би ₆₅₋₇₀	4,1	с. Анновка, р. Боковая
310/6	Кв+Пл ₂₅ +Би _{61,2} + +Рог _{68,3} +Сф	3,1	р. Боковая, б. Баштина
208/1	Пл ₃₄ (антипертитовый) + +Пи ₇₀ +Рог _{73,8} + +Гил _{77,3} +Кв+ПШ ₂₂ + +Ил, Мт	4,1	с. Спасово, р. Верблюжка
308/4	Кв+Пл ₃₀ +Рог ₆₁ +Би _{58,7}	4,1	с. Боковое
422/3	Кв+Пи+Фа+Пл ₄₀ + +ПШ±Би±Рог	4,1	г. М. Виска, Кировградская обл.

* Метабазиты нижнепротерозойских толщ, остальные — реликты метабазитов в гранитоидных блоках.

бурый. Они иногда содержат хлорит, мусковит и ортит, однако хлорит часто развивается по биотиту, а мусковит по плагноклазу (табл. 41).

Наличие эпидота, а также большие значения коэффициента окисления (f_0) роговых обманок и биотитов свидетельствуют о повышенных окислительных условиях при образовании низкотемпературных метабазитов.

Таблица 41

Парагенезисы эпидотсодержащих метабазитов

Номер образца	Парагенезис	Метаморфическая зона	Место взятия образца
8 ш/1 * 127/3	Кв+Пл ₂₉ +Эп ₂₃ +Рог Кв+Пл ₃₀ +Эп ₃₀ +Би	1,3 1,3—2,1	Р.-к им. Кирова с. Карачуны, р. Ингулец
394/204	Кв+Пл ₃₀ +Эп ₂₆ +Би ₄₁ + +Рог ₄₅ +Ка	2,1	с. Червоный Шах- тар, р. Ингулец
522/108	Пл ₂₇ +Эп _{41,3} +Би+Рог+ +Мт+Сф	2,1	с. Марьяновка, р. Ингулец
529/124	Кв+Пл _{25,2} +Эп ₂₇ +Рог ₅₃ + +Би ₅₃	2,1	»
106/4	Кв+Пл ₄₀₋₅₀ +Рог+Эп ₂₅	2,1	с. Лозоватка, р. Ингулец
218/6	Кв+Пл ₆₀ +Эп ₂₂ +Рог _{29,1} + +Сф	2,1	с. Искровка, р. Ингулец
202/3	Пл ₃₀ +Би _{54,8} +Рог ₆₀ + +Эп ₂₈ ±Кв	2,2	с. Александро- Марьевка
403/8	Пл _{26,8} +Би _{54,1} +Эп ₁₄ +Кв+ +Хл+Ка+Мт±Сер	2,1	Октябрьский гра- нитный карьер
414/1	Кв+Рог+Пл ₃₀ +Эп+Сф+ +Би±Му	2,1	с. Терноватка, р. Ингулец
435/3	Кв+Пл ₃₂ +Эп _{17,8} +Рог, Мт, Ортит, Сф	2,1	с. М. Софиевка, р. Базавлук
405/1	Кв+Пл ₂₄ +Эп+Би+Му, Сф, Ортит, Мт	2,1	Карьер Савро, Демуринский участок
16002/146	Пл ₅₀ +Би+Рог+Эп, Му, Мт	2,1a	Родионовский участок
9291/196	Пл ₃₅ +Рог+Пи+Эп+ +Пш+Сф	2,2	Лелековский участок
218/1	Пл ₈₃ +Рог _{24,2} +Эп ₂₃ ($n_g =$ $= 1,754$)	2,1	с. Искровка, р. Ингулец

* То же, что к табл. 37.

По данным экспериментальных исследований (Strens, 1965; Добрецов и др., 1970), верхний предел устойчивости эпидота определяется равновесием: $Эп + Кв \rightleftharpoons Са\text{-гранат} + Ан + Гем + H_2O$. Этот предел составляет для эпидота ($F=25-30$) $620-630^\circ C$ при $P_{H_2O} = 3$ кбар. С увеличением давления поле устойчивости эпидота расширяется и при $P_{H_2O} = 5$ кбар для той же железистости верхний температурный предел устойчивости эпидота составит примерно $650^\circ C$.

Среднетемпературные метабазиты амфиболитовой и частично верхов эпидот-амфиболитовой фаций характеризуются ассоциацией: $\text{Рог} + \text{Пл} \pm \text{Би}$, Кв , Пи , Гр , ПШ , Кум . Плагноклаз представлен андезином, а роговая обманка — среднежелезистой сине-зеленой или зеленой разностью. В некоторых, обычно богатых MgO , метабазитах роговая обманка ассоциирует с битовнит-анортитом, а изредка встречается парагенезис: $\text{Рог}_{25} + \text{Кум}_{27} + \text{Акт}_{21} + \text{Ан}$ (Горошников и др., 1968).

В Криворожско-Кременчугской зоне отмечаются метабазиты с гранатом, в то время как в Западно-Ингулецкой полосе и Приингулье часто встречаются куммингтонитсодержащие метабазиты и гнейсы с парагенезисом: $\text{Кв} + \text{Пл} + \text{Рог} + \text{Кум}$ (табл. 41). Последний парагенезис, по данным С. П. Кориковского (1967), образуется при пониженном давлении, соответствующем андалузит-силлиманитовому типу метаморфизма.

В гранулитовой фации метабазиты содержат богатую гаслингситом буровато-зеленую или зеленовато-бурю (по N_g) роговую обманку, которая ассоциирует с антипертитовым андезином. Из других минералов наблюдаются клинопироксен, биотит, кварц, калишпат, гиперстен. На Верблюжском участке встречены реликты двупироксеновых метабазитов среди порфиробластических чарнокитовых полимигматитов Верблюжского блока. Магнезиально-железистые минералы таких реликтовых метабазитов среди гранитоидов блоков отличаются повышенной железистостью (табл. 40).

Эрнст (Ernst, 1968) обобщил результаты экспериментальных равновесий амфиболов (тремолит — ферротремолит, паргасит — ферропаргасит). Но природные роговые обманки имеют более сложный состав, поэтому экспериментальные данные не отображают истинных условий равновесия природных амфиболов.

С помощью экспериментов по исследованию минеральных равновесий в системах, близких к природным метабазитам (Binns, 1969), изучена устойчивость парагенезиса роговой обманки с кварцем в природном амфиболите по реакции: $\text{Рог} (1) + \text{Кв} \rightleftharpoons \text{Рог} (2) + \text{Гип} + \text{Пи} + \text{Пл} + \text{H}_2\text{O}$. Установлено, что равновесие этой реакции отвечает условиям $T = 760^\circ \text{C}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ кбар}$, 780°C и $2,7 \text{ кбар}$ (рис. 36). При экстраполяции до 5 кбар $T = 800^\circ \text{C}$. Уменьшение $P_{\text{H}_2\text{O}}$ по отношению к $P_{\text{ТВ}}$ несколько снижает температуру этой реакции (при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5 P_{\text{ТВ}}$ на 10° , а при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,3 P_{\text{ТВ}}$ на 18°). Сделан вывод (Binns, 1969), что в гранулитовой фации $P_{\text{H}_2\text{O}} \leq 0,3 P_{\text{ТВ}}$, так как иначе было бы достигнуто расплавление метабазитов, как показано опытами Х. С. Иодера и К. Э. Тилли (1965) (рис. 36).

В результате экспериментальных исследований с безводным адамеллитом (Green e. a., 1965) при температуре выше 950°C и давлениях $P_{\text{ТВ}} > 12 \text{ кбар}$ выявлено, что появление граната по реакции $\text{Гип} + \text{Ан} \rightleftharpoons \text{Пи} + \text{Гр} + \text{Кв}$ ($\text{Гр} = \text{Ca}_{0,5}(\text{MgFe})_{2,5}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) происходит при $P_{\text{ТВ}} = 13,7 \text{ кбар}$ и $T = 970^\circ \text{C}$, $16,5 \text{ кбар}$ и 1100°C .

Экстраполяция на низкие температуры дает 750°C и 10 кбар, 700°C — 8,5—9 кбар (рис. 36).

Среди пород низов верхней свиты в Центрально-Анновской синклинали Кривбасса встречен небольшой прослой гранат-салитовой эклогитоподобной породы мощностью несколько сантиметров (табл. 39, скв. 9254, гл. 572 м). Эта порода переслаивается с гранат-биотитовым сланцем (Кв+Би+Гр) и гнейсом, содержащим также гранат и салит (Кв+Пл₃₇+ПШ+Гр+Сал+Би+Грф+Тур, Сф, Ц, Ап). Оба минерала и в эклогитоподобной породе, и в гнейсе имеют одни и те же показатели преломления. Железистость граната из эклогитоподобной породы 77,8. Он богат спессартиновой (23,4 мол.%) и гроссуляровой (14,7 мол.%) молекулами. Железистость салита 38,5. Для него характерны повышенные содержания Al_2O_3 (2,42 вес.%) и MnO (1,76 вес.%) и низкое содержание Na_2O (0,22 вес.%). Эклогитоподобная порода по химизму близка к метабазиту, но отличается высокими содержаниями MnO (4,20 вес.%) и свободного углерода (3,28 вес.%).

Метаморфизм карбонатных пород

Карбонатные породы залегают среди нижнепротерозойских толщ межблоковых синклиналей центральной части Украинского щита в виде пластов небольшой мощности (метры, десятки метров). Лишь на некоторых участках (Родионовский, Центрально-Криворожский) мощность пластов карбонатных пород достигает нескольких сотен метров. Карбонатные породы приурочиваются стратиграфически к шестой пачке (K_3^{22}) (см. рис. 6), а пространственно — к Криворожско-Кременчугской и Западно-Ингулецкой зонам. В гранитоидах блоков карбонатные породы встречаются очень редко.

Среди карбонатных пород можно выделить мраморы, в составе которых преобладают карбонаты, и кальцифиры — с преобладанием силикатных минералов. Химизм карбонатных пород вполне описывается системой компонентов $\text{CaO—MgO—SiO}_2\text{—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Примеси других компонентов — Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O — обычно весьма незначительны. По химическому составу карбонатные породы близки к доломитам с некоторой примесью кальцита и SiO_2 . Содержание последнего обычно не превышает 20—30% (см. рис. 35). Содержание CO_2 и H_2O при метаморфизме карбонатных пород уменьшается с увеличением степени метаморфизма в результате реакций декарбонатизации и дегидратации.

Реакции в системе CaO—MgO—SiO_2 с участием $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ хорошо изучены экспериментально и теоретически. С повышением температуры при $P_{\text{ТВ}} = P_{\text{CO}_2} = 2\text{—}5$ кбар в карбонатных породах проходят такие основные реакции (Мельник и др., 1970): $\text{Маг} + \text{Кв} = \text{Эн} + \text{CO}_2$ ($480\text{—}500^{\circ}\text{C}$); $\text{Дол} + 2\text{Кв} = \text{Ди} + 2\text{CO}_2$ (480—

500° С); $\text{Эн} + \text{Маг} = \text{Фо} + \text{СО}_2$ (560—610° С); $4\text{Эн} + \text{Дол} = 2\text{Фо} + \text{Ди} + 2\text{СО}_2$ (580—620° С); $\text{Ди} + 3\text{Дол} = 2\text{Фо} + 4\text{Ка} + 2\text{СО}_2$ (670—750° С); $\text{Маг} = \text{Пер} + \text{СО}_2$ (860—950° С); $\text{Дол} = \text{Ка} + \text{Пер} + \text{СО}_2$ (930—1020° С).

По мнению В. С. Соболева и др. (1966), Г. Винклера (1969), Ю. П. Мельника (1970) и других, при прогрессивном метаморфизме в мраморах протекают главным образом реакции декарбонатизации. В этом случае $P_{\text{ТВ}} \approx P_{\text{ФЛ}} \approx P_{\text{СО}_2}$, т. е. выделяющийся при метаморфизме мраморов углекислый газ составляет всю флюидную фазу или ее большую часть.

Водные силикаты образуются в карбонатных породах преимущественно в этап низкотемпературного регрессивного гидротермального метаморфизма. При этом обычно формируются метасоматические кальцифиры с тремолитом, флогопитом, хлоритом, тальком, серпентином. Этот процесс может идти как без привноса SiO_2 , так и с привносом. В последнем случае часто образуются также диопсидиты, которые обычно залегают в трещинных зонах на контакте мраморов с кварцитами или древними гранитоидами фундамента.

Многие петрографические наблюдения подтверждают представление о ведущей роли реакций декарбонатизации при прогрессивном метаморфизме доломитовых мраморов. Так, во многих случаях тремолит, а также тальк и хлориты развиваются вторично по диопсид-форстеритовым мраморам, располагаясь отдельными гнездами или зонами. Образование тремолита, талька и хлорита связано с поздним привносом воды и, возможно SiO_2 , в мраморы. На границе пластов мрамора и кварцита иногда образуется биметасоматическая зонка, сложенная со стороны мрамора тремолитом, а со стороны кварцита — диопсидом. Такие зонки приурочены, вероятно, к трещинным зонам повышенной фильтрации растворов, так как обычно по ненарушенным контактам пластов мраморов и кварцитов никаких метасоматических зонк не наблюдается. В мраморах и кальцифирах часто отмечается несколько неравновесных минеральных ассоциаций. При построении парагенетических диаграмм конноды составов сосуществующих минералов пересекаются. В этом отношении особенно показательны тремолит и тальк, исключение которых из парагенезисов приводит к равновесным ассоциациям карбонатных пород, формирующихся лишь в результате реакций декарбонатизации. Поэтому еще раз подтверждается вывод о том, что тремолит, тальк, а на контакте мраморов с кварцитами и гранитоидами блоков и диопсид часто являются метасоматическими продуктами наложенного гидротермального метаморфизма (диафтореза) мраморов.

Однако не исключено участие некоторого количества воды в метаморфических реакциях мраморов. Возможны такие реакции с участием CO_2 и H_2O . 1) $3\text{Дол} + 4\text{Кв} + \text{H}_2\text{O} = \text{Тал} + 3\text{Ка} + 3\text{СО}_2$; 2) $5\text{Дол} + 8\text{Кв} + \text{H}_2\text{O} = \text{Тр} + 3\text{Ка} + 7\text{СО}_2$; 3) $\text{Тр} + 3\text{Ка} + \text{Кв} =$

= 5 Ди + 3 СО₂ + Н₂О; 4) 3 Тр + 5 Ка = 11 Ди + 2 Фо + 5 СО₂ + 3 Н₂О; 5) Тр + 11 Дол = 3 Фо + 13 Ка + 9 СО₂ + Н₂О.

Реакции (1) и (3) изучены экспериментально (рис. 39). Температура равновесия этих реакций обратно пропорциональна изменению $P_{ТВ}$, но прямо пропорциональна $P_{СО_2}$. Влияние $P_{СО_2}$ на эти равновесия значительно больше, чем $P_{ТВ}$ и $P_{Н_2О}$. По последним экспериментам, проведенным при $P_{ТВ} = P_{СО_2} = 5$ кбар (Metz, 1970; Metz. et al., 1971), температура равновесия первой реакции, при высокой мольной доле СО₂ составляет 570—580°С, а второй реакции — 650—660°С.

В доломитовых мраморах центральной части щита ассоциация Дол + Кв устойчива лишь в гранатовой зоне Кривбасса (рис. 40, табл. 42). В ставролитовой зоне уже распространен парагенезис тремолит + кальцит и появляется диопсид в карбонатных породах (рис. 40, табл. 43).

Форстерит в карбонатных породах установлен только в верхах эпидот-амфиболитовой фации (силлиманит-мусковитовая субфация) при температуре около 600—630°С. Следует учесть, что для появления форстерита в эпидот-амфиболитовой фации необходим специфический состав мраморов с преобладанием MgO над CaO.

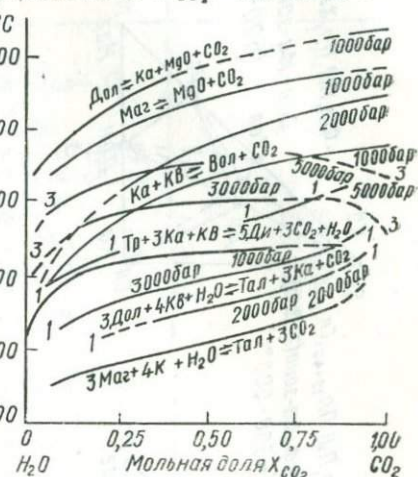


Рис. 39. Кривые изобарных равновесия метаморфизма карбонатных пород. Давление, указанное около каждой из кривых, отвечает общему газовому давлению. Используются данные Г. Винклера (1969) и П. Метца (Metz, 1970, 1971).

Таблица 42
Парагенезисы карбонатных пород
гранатовой зоны (1,3) центрального
района Кривбасса

Номер образца	Парагенезис
6630/671	Кв+Ка+Тал
6630/743	Тал+Дол+(Ка)
6630/1042	Кв+Дол+Ка+ Фл+Хл
6630/1093	Тал+Дол+Ка±Кв
6630/1116	Тал+Дол
6630/1327	Дол+Ка
13264/307	Кв+Тал+Дол
20 ш	Тал+Тр+Дол

широким развитием форстерита в доломитовых мраморах связано с реакцией: Дол + Ди \rightleftharpoons Фо + Ка + СО₂. Ассоциация форстерита с кальцитом появляется примерно при температуре 640—660°С в условиях силлиманит-биотит - ортоклазовой субфации (участки Петровский, Березневатский, Ново-Стародубский) (табл. 44, 45). Учитывая вероятное $P_{ТВ}$ при региональном метаморфизме на этих участках (около 5 кбар)

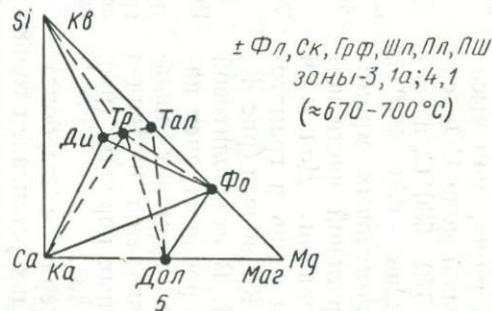
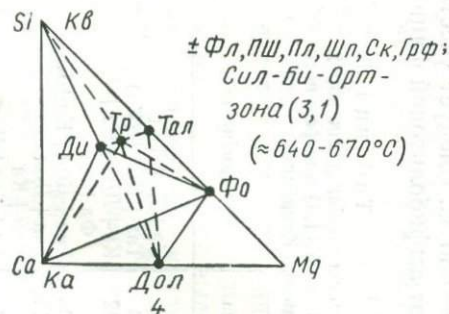
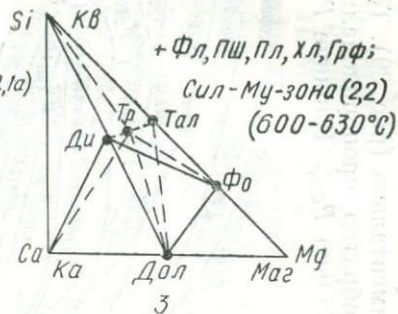
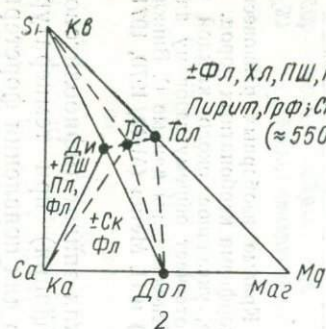
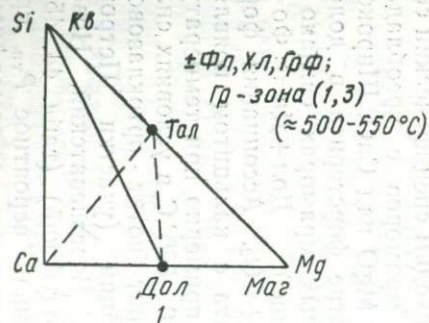


Рис. 40. Парагенетические схемы карбонатных пород субфаций (зон) метаморфизма:

1 — гранатовая зона (1,3), Кривбасс; 2 — ставролитовые зоны (2.1; 2.1а), Кривбасс и Родионовский участок; 3 — силлиманит-мусковитовая зона (2.2), Анновская полоса и Лелековский участок; 4 — силлиманит-биотит-ортоклазовая зона (3.1), Петровский участок; 5 — гранулитовая фация (3.1а), Березневатский и Ново-Стародубский участки.

Парагенезисы карбонатных пород ставролитовой зоны (2, 1 а) Родионовского участка

Номер образца	Парагенезис	Отношение Ка : Дол (объемное)
11509/117	Тр+Дол+Ка+Фл	1 : 7
11509/273	Кв+Тр+Ди+Ка+Тал+Хл	
11509/280	Кв+Тр+Ди+Тал	
12019/105	Тал+Дол+Фл+(Ка)	1 : 20
12019/128	Кв+Ка+Тр+Ди+ПШ+Пл ₂₀	
12019/147	Кв+Ка+Тр+Фл+ПШ+Пл ₂₀	
12019/179	Кв+Ка+Тр+Ди+Фл	
12019/193	Ка+Тр+Дол+Фл	1 : 10
12019/191	Ка+Тр+Ди+Ск ₆₀ +Фл	
12019/204	Кв+Ка+Ди+Пл ₂₀ +ПШ	
12019/228	Тр+Дол+Ка+Фл	1 : 15
12019/280а (мрамор)	Дол+Ка+Тр+Тал+Фл	1 : 5
12019/280б (кварцит)	Кв+Тр+Ди+Ка	
12019/299	Тр+Ди+Ка+Пл ₄₀ +(Кв)	
12019/304	Кв+Ка+Ди+Тр+Пл ₂₅ +ПШ	
12314/101	Тр+Ди+Фл+Дол	
12314/154	Тр+Ка+Дол+Фл	
12314/222	Тр+Ди+Ка+Фл	
12314/148	Тр+Ди+Ск+Хл	
12020/262	Тр+Ди+Ка+Дол+Фл+ +пирит	4 : 1
12313/88	Тр+Дол+Ка±(Кв)	1 : 10

и результаты экспериментальных и теоретических исследований, можно ожидать температуру равновесия этой реакции около 750°C (Мельник и др., 1970). Если предположить, что $P_{\text{CO}_2} < P_{\text{ТВ}}$, а $P_{\text{ТВ}} = P_{\text{CO}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}}$, то $P_{\text{CO}_2} \approx 2-3$ кбар, поскольку температура метаморфизма на этих участках по биотит-гранатовому геотермометру оценивается в $650-700^{\circ}\text{C}$.

Метаморфизм железистых пород

Железистые породы нижнепротерозойских толщ межблоковых синклиналей часто залегают в виде мощных пластов. Особенно они развиты в Криворожско-Кременчугской миоэвгеосинклинали, где слагают железорудную свиту мощностью до 2000 м. Менее характерны железистые породы для эвгеосинклинали и практически отсутствуют в миогеосинклинали. Иногда железистые кварциты встречаются в виде маломощных прослоев среди метабазитов в гранитоидных блоках (Ингулецкий блок).

Метаморфизм пород железисто-кремнистой формации рассмотрен Н. П. Семененко, Ю. Ир. Половинкиной, П. М. Каниболоцким, А. П. Никольским, К. Ф. Щербаковой, В. С. Федорчен-

Парагенезисы карбонатных пород силлиманит-мусковитовой зоны (2,2)

Номер образца	Парагенезис	Отношение Ка:Дол (объемное)	Место взятия образца
9254/545	Кв+Тр+Ди+Ка+Фл	5 : 1	Анновская полоса
9254/433	Кв+Тр+Ди+(Дол)+Фо		»
9104/215	Тр+Ди+Фо+Тал+Ка+ +Дол+Хл		Лелековский участок
9105/122	Тр+Ди+Фо+Дол+Ка	1 : 3	То же
9104/220	Кв+Тр ₁₀ +Ди ₅₋₁₀ +Пл ₃₀ + +Ка		»
9104/184	Кв+Тр+Ди+Фо+Дол+ +Ка+ПШ	1 : 2,5	»
9108/132	Тр+Ди+Ка+Дол+Фл		»
9287/140	Тр+Ди+Фо+Дол	1 : 3,5	»
9287/195	Тр+Дол+Ка+Фо+Тал+ +Хл		»

Таблица 45

Парагенезисы карбонатных пород силлиманит-биотит-ортоклазовой зоны (3,1 и 3,1 а)

Номер образца	Парагенезис	Отношение Ка:Дол (объемное)	Участок
12500/256	Тр+Ди+Дол+Ка+Тал+ +Фл	1 : 7	Петровский
12500/276	Тр+Ди+Ка+Тал+Хл	5 : 1	»
12500/276а	Тр+(Ди)+Фо+Ка+ Дол+Фл		»
12500/180	Тр+Ди+Фо+Фл+Тал	4 : 1	»
12513/230	Тр+Ди+Фо+Ка+Дол+ +Тал		»
12876/410	Тр+Фо+Дол+Ка+Фл	1 : 5	»
12876/417	Тр+Фо+Дол+Тал+Фл		»
11043/176	Тр+Фо+Шп+карбонат	2 : 1	Березневатский
11043/179	Тр+Ди+Фо+Ка+Шп (n=1,753)		»
12041/274	Тр+Фо+Ка+Дол+Тал+ +Грф	2 : 1	Ново-Стародубский
12043/212	Тр+Фо+Ка+Дол		»

ко, Л. Я. Ходюш, Ю. Г. Гершойгом, А. И. Стрыгиним, Ю. П. Мельком, Н. А. Корниловым, П. П. Назаровым, Р. И. Сироштаном, Н. И. Половко, В. М. Кравченко и др.

Термодинамике метаморфизма железистых пород посвящена работа Ю. П. Мельника и Р. И. Сироштана (1972). Определено, что сидерит устойчив лишь в зеленосланцевой фации до температуры 500° С. При более высоких температурах он замещается магнетитом или магнетитом с фаялитом в присутствии кварца в зависимости от P_{O_2} . Уменьшение P_{O_2} расширяет поле устойчи-

ности сидерита. Наличие воды способствует вытеснению сидерита грюнеритом. В окислительной обстановке Кв—Мт—Фа-буфера (наличие в породе графита) и при $P_{\text{ТВ}}=5$ кбар ($P_{\text{ТВ}}=P_{\text{ФЛ}}=P_{\text{CO}_2}+P_{\text{H}_2\text{O}}+P_{\text{O}_2}$) в железистых породах возможно первое появление фаялита при температуре 500°C (Мельник и Сиротан, 1972). Однако в присутствии воды фаялит вытесняется грюнеритом. Разложение грюнерита ($P_{\text{ТВ}}=P_{\text{H}_2\text{O}}$) происходит при температуре $680\text{--}690^\circ\text{C}$, но повышение парциального давления углекислого газа снижает эту температуру (примерно до $620\text{--}630^\circ\text{C}$ при $P_{\text{H}_2\text{O}}=2$ кбар, если $P_{\text{ТВ}}=P_{\text{H}_2\text{O}}+P_{\text{CO}_2}=5$ кбар).

По экспериментальным данным, грюнерит появляется в системе Fe—Si—O—H при температуре 450°C и $P_{\text{H}_2\text{O}}=1$ кбар (Schügman, 1967). Уменьшение железистости грюнерита примерно до 70 поднимает температурную границу появления такого куммингтонита до 500°C . Верхняя граница устойчивости чистого грюнерита при том же давлении оценивается в 600°C , а Кум₇₀ — 650°C (Schügman, 1967).

На высоких ступенях метаморфизма в железистых породах грюнерит и фаялит вытесняются зулитом (Маракушев, 1965; Мишкин, 1969). Смит (Smith, 1971) экспериментально изучил устойчивость ассоциации железистый ортопироксен+фаялит+кварц в интервале температур $600\text{--}900^\circ\text{C}$ и при давлении до 15 кбар. В результате этих исследований установлено, что реакция Фа+Кв \rightleftharpoons Зул протекает дивариантно, и на диаграммах T—X или P—X выделяется поле шириной примерно 10—15% железистости, в котором сосуществуют все три минерала. С увеличением температуры железистость зулита в таком парагенезисе уменьшается от 86 при температуре 700°C до 81 при 900°C ($P_{\text{ТВ}}=1$ кбар). Влияние давления противоположно температуре: при температуре 900°C $F_{\text{Зул}}=81$ при 1 кбар и $F_{\text{Зул}}=87$ при 5 кбар. Максимальная железистость зулита без фаялита при 700°C и 5 кбар составит примерно 83 (Smith, 1971).

Максимальная железистость гиперстена без фаялита в железистых породах Западно-Ингулецкой полосы составляет 82, а с фаялитом ассоциирует Гип₈₅ (Половко, 1960). В результате изучения парагенезисов железистых пород Западно-Ингулецкой полосы и Кривбасса можно сделать некоторые выводы о метаморфизме этих пород (табл. 46):

сидерит устойчив лишь в гранатовой зоне (зеленосланцевая фация);

железистый куммингтонит ($F=60\text{--}90$) устойчив в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях;

фаялит появляется в силлиманит-мусковитовой субфации примерно при $600\text{--}630^\circ\text{C}$. Здесь отмечается ассоциация Кв+Мт+Фа₉₅+Кум₈₈±Гип.

В амфиболитовой фации фаялит и куммингтонит постепенно вытесняются железистым гиперстеном, вероятно, по реакции:

Парагенезисы железистых пород

Номер образца	Парагенезис	Метаморфическая зона	Участок
9254/655	Кв+Мт+Кум ₈₀	2,2	Анновская полоса
9254/633	Кв+Фа ₉₅ +Кум ₈₈ +Мт	2,2	» »
12513/188	Пи ₇₀ +Кум ₇₈ +Фа ₉₅ +Ро _г ₇₅	3,1	Петровский
12511/195	Гр _{93,8} +Кум ₇₅ +Гип _{70-77,9} + +Мт±Кв	3,1	»
11565/120	Кв+Мт+Ро _г _{59,2} +Пи _{49,8} + +Гр ₈₇	3,1 (а)	Березневатский
11565/127	Кв+Мт+Гр _{87,2} +Гип _{65,3}	3,1 (а)	»
	Кв+Гр+Гип ₈₂ +Мт±Би	3,1	Зеленореченский (Половко, 1960)
12973/387	Кв+Мт+Гип ₆₄ +Кум ₅₅ + +Пи ₄₇	3,1	Тот же
	Кв+Мт+Гип ₈₅ +Фа ₉₅ + +Пи ₇₄	3,1	» »
	Кв+Кум ₇₉ +Гип ₇₄ ±Мт, Гр	3,1	Ореховский
12043/218	Кв+Кум ₅₅ +Ро _г ₆₅ +Гип ₅₅ + +Мт	3,1а	Ново-Стародубский

Кв+Фа+Грн→Эул+Н₂О (Маракушев, 1965). Гиперстен в железистых породах появляется при 630—650° С в амфиболитовой фации.

В железистых кварцитах Березневатского участка встречаются парагенезисы: Кв+Мт+Гр+Гип и Кв+Мт+Гр+Ро_г+Пи. По геобарометру Л. Л. Перчука (1970) общее давление метаморфизма этих пород составляет 5—6 кбар (температура по гранат-биотитовому геотермометру на этом участке 650—660° С (см. табл. 24).

Физические условия регионального метаморфизма

Качественную сравнительную характеристику условий регионального метаморфизма на территории центральной части Украинского щита можно получить при сопоставлении критических парагенезисов богатых К₂О метапелитов. Петрогенетическая сетка субфаций метаморфизма проявляется на диаграмме $P_{ТВ} - \mu_{H_2O}$ (см. рис. 38). Для основных выводов о сравнительной характеристике температур регионального метаморфизма в разных субфациях (зонах), общем давлении в пределах различных геосинклинальных зон, а также для составления карты метаморфической зональности территории этих сведений во многих случаях вполне достаточно. Количественные данные о температуре (T), общем давлении ($P_{ТВ}$), давлении воды (P_{H_2O}), углекислого газа (P_{CO_2}), кислорода (P_{O_2}) имеют важное значение как дополнительный и уточняющий источник информации о физических условиях метаморфизма, особенно при отсутствии критических минеральных парагенезисов. Количественная характеристика усло-

вий метаморфизма необходима также при изучении процессов гранитообразования и тектонических реконструкций.

Для определения температуры и $P_{ТВ}$ используются экспериментальные данные по метаморфическим реакциям, а также геотермометры и геобарометры, основанные на зависимости распределения элементов между минералами переменного состава от T или $P_{ТВ}$ (Перчук, 1968, 1969, 1970). Для установления физических условий регионального метаморфизма наибольшее значение имеют минеральные равновесия и фазовые соответствия (Перчук, 1970) в метапелитах.

Как уже указывалось, метапелиты изучаемой территории часто содержат графит, что позволяет определять фугитивность (f_{O_2}) при их метаморфизме, примерно соответствующую условиям кварц-фаялит-магнетитового буфера (French e. a., 1965). К тому же в железистых породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций непосредственно встречается парагенезис: $Kв + Мт + Фа$. С увеличением температуры уменьшается f_{O_2} , отвечающая равновесию $Kв + Мт + Фа$, и поэтому низкотемпературный метаморфизм характеризуется повышенным окислительным потенциалом. Это выражается, в частности, в обогащении низкотемпературных биотитов и роговых обманок Fe_2O_3 (высокая f_0), которые часто ассоциируют с эпидотом, магнетитом. Эпидотовые метабазиты типичны для плагиоклазовых гранитоидов блоков гранатовой и ставролитовой зон.

Вследствие широкого распространения андалузита в породах эпидот-амфиболитовой фации условия метаморфизма центральной части Украинского щита следует отнести к андалузит-силлиманитовой метаморфической серии А. Мияширо (Miyashiro, 1961).

В Западно-Ингулецкой полосе зона андалузит-мусковитовых сланцев непосредственно сменяется зоной силлиманит-калишпатовых гнейсов. Для Лелековского участка, например, установлен инвариантный парагенезис: $Kв + Му + Анд + Сил + Ми + (Грф, Пл)$ (скв. 9104, гл. 100 м). Условия его образования можно определить по экспериментальным равновесиям: $Анд \rightleftharpoons Сил$ и $Kв + Му \rightleftharpoons Al_2SiO_5 + Орт + H_2O$ примерно при $T = 650-680^\circ C$ и $P_{ТВ} \approx P_{H_2O} 3-4$ кбар (рис. 36). Средние данные отвечают $T = 665^\circ C$ и $P = 3,5$ кбар. Снизу по давлению условия метаморфизма этого района ограничиваются реакцией $Ст + Kв \rightleftharpoons Fe-Кор + Сил + H_2O$. По парагенезису ставролита с кварцем в среднетемпературных зонах Западно-Ингулецкой полосы ограничивается нижний предел давления в 2—3 кбар при температурах 550—650° С. $P_{ТВ}$ по гранат-пироксеновому геобарометру в силлиманит-биотит-ортоклазовой зоне Западно-Ингулецкой полосы равно 5—6 кбар (см. табл. 24). Согласно экспериментальным исследованиям распределения Mg и Fe (Curgie, 1971), в сосуществующих кордиеритах и гранатах из высокоглиноземистых гнейсов Западно-Ингулецкой полосы (скв. 11565, гл. 131 м, см. табл. 52) давление состав-

ляет около 6 кбар. В среднем для Западно-Ингулецкой полосы можно принять $P_{ТВ} \approx 4-5$ кбар.

Низкие давления при метаморфизме пород Западно-Ингулецкой полосы подтверждаются широким распространением парагенезиса $Kв + Pоg + Kум + Пл$, который характерен для андалузитового типа метаморфизма (Кориковский, 1967).

В Криворожско-Кременчугской полосе выделяется зона силлиманит-мусковитовых сланцев, наличие которой возможно лишь при более высоких $P_{ТВ}$, чем в Западно-Ингулецкой полосе. Правда, в силлиманит-мусковитовой зоне встречается парагенезис $Сил + ПШ$, но мусковит-кварцевая ассоциация распространена повсеместно. В силлиманит-мусковитовой зоне отмечаются по-слойно мигматизированные гнейсы, метатект которых представлен согласными жилками пегматита и гранита. В Криворожско-Кременчугской полосе при преобладании в ставролитовой зоне андалузита наблюдается иногда дистен (Семененко и др., 1956). Учитывая эти данные, давление при метаморфизме пород Криворожско-Кременчугской зоны ограничивается снизу 3,5—4 кбар, а сверху переходом в $Анд \rightleftharpoons Дис$ и $Сил \rightleftharpoons Дис$, что составляет 5,5—6,5 кбар (рис. 36).

Давление по гранат-клинопироксеновому геобарометру равно 6 кбар в Анновской полосе (см. табл. 24). Среднее давление при метаморфизме пород Криворожско-Кременчугской зоны можно оценивать в 4—6 кбар. Д. А. Великославинский (1972) определяет давление при метаморфизме андалузитового типа Приладожья в 3 кбар, а давление при метаморфизме кианитового типа Северобайкальского нагорья — 6 кбар. Г. Винклер (1969) оценивает давление при образовании пород плато Абукума (андалузитовый тип) примерно в 3 кбар, серни Барроу (кианитовый тип) в 9 кбар, а серий промежуточного типа с андалузитом и силлиманит-мусковитовой зоной в 6 кбар.

На основании анализа тектоники Кривбасса можно наметить составляющие метаморфического давления. Криворожский синклинорий состоит из нескольких чешуйчато надвинутых друг на друга асимметричных синклиналей, опрокинутых на восток (см. гл. II). Таким образом, $P_{ТВ}$ пород Кривбасса слагалось из литостатического давления, обусловленного весом круто наклоненных толщ раннепротерозойских прогибов и надвинутых на них с запада гранитоидов архейского фундамента, а также из ориентированного горизонтально с запада на восток тектонического сверхдавления, вызванного перемещением масс при орогенезе (см. рис. 8).

Не только для Кривбасса, но и для всей центральной части Украинского щита характерны асимметричные раннепротерозойские межблоковые синклинали, опрокинутые на восток, т. е. от форланда к эвгеосинклинали. Такая структура объясняется значительными горизонтальными перемещениями при орогенезе блоков фундамента и раннепротерозойских прогибов с чешуй-

чатыми надвиганиями в сторону эвгеосинклиналей, т. е. центростремительно от внешних геосинклинальных зон к внутренним. Так возникает при региональном метаморфизме горизонтальный градиент тектонического давления (сверхдавления), который сопровождается противоположно ориентированным горизонтальным градиентом температуры метаморфизма.

Важнейшую температурную границу между гранатовой и ставролитовой зонами (субфациями), т. е. между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями, можно определить по появлению ставролита и андалузита, что отвечает разложению хлоритоида, хлорита + серицит или пиррофиллита в присутствии кварца.

По экспериментальным данным ставролит образуется из хлоритоида или хлорита в условиях умеренного водного давления (3—5 кбар) при температурах $540\text{—}545 \pm 15^\circ\text{C}$ (Hoschek, 1967, 1969), а пиррофиллит разлагается при температуре $500\text{—}520^\circ\text{C}$ (Винклер, 1969). Образование альмандина из железистых хлоритов оценивается температурой $540\text{—}600^\circ\text{C}$, которая увеличивается в этих пределах с ростом давления кислорода (Hsu, 1968). Температура разложения ассоциации хлорит + мусковит + кварц определена экспериментально при различной железистости исходного хлорита в $530\text{—}580^\circ\text{C}$ (Hirschberg e. a., 1968) (рис. 36).

Учитывая эти экспериментальные данные, границу между гранатовой и ставролитовой зонами следует проводить по температуре $510\text{—}540^\circ\text{C}$. Нижняя граница метаморфизма гранатовой зоны ограничивается $450\text{—}500^\circ\text{C}$ по наличию в ней грюнерита (Schigmap, 1967).

Эти оценки подтверждаются непосредственными определениями температуры метаморфизма по биотит-гранатовому геотермометру в гранатовой зоне ($450\text{—}550^\circ\text{C}$, в среднем 500°C) и в ставролитовой зоне ($520\text{—}590^\circ\text{C}$) (см. табл. 21, 47). Эти температуры хорошо совпадают с экспериментальными данными по образованию ставролита в метапелитах, что дает основание для вывода о том, что в ставролитовой и гранатовой зонах соблюдалось условие $P_{\text{ТВ}} \approx P_{\text{H}_2\text{O}}$ при метаморфизме глинистых пород.

Температура по биотит-гранатовому геотермометру в силлиманит-мусковитовой зоне Криворожско-Кременчугского миоэвгеосинклинального прогиба составляет $600\text{—}630^\circ\text{C}$. В низах силлиманит-мусковитовой субфации отмечается совместное нахождение андалузита и силлиманита, а иногда к ним присоединяется и дистен. В этой субфации ассоциирует $\text{Кв} + \text{Му} + \text{Сил} + \text{ПШ}$ и наблюдаются в гнейсах согласные послойные маломощные жилки пегматоидных анатектических гранитов (Анновская полоса). Таким образом, в этой субфации пересекаются узкое поле реакции разложения мусковита с кварцем, а также линия солидуса гранитных эвтектических расплавов-минимум.

Общая схема субфаций (зон) регионального

Фация	Субфация (зона)	Индекс субфации (зоны)	Минеральные парагенезисы метаморфических			
			Метapelиты, богатые K ₂ O	Метapelиты, бедные K ₂ O	Основные породы (метабазиты)	Карбонатные породы
Зеленосланцевая	Хлорит-хлоритовид-альмандиновая (гранатовая)		Кв+Сер+Хлд: (Пирф); Кв+Сер + Хл+Би+Гр; Кв+Сер+ +Хлд+Хл+ +Би+Грф	Кв+Хл+Би; Кв+Хл+Би+ Кум+Гр+М Кв+Хл+Хлд+ +Грф	Акт (Рог)+ +Пл ₀ -20+; Эп ₂₀ -30 Кв, Би, Мт, Хл, Ка	Кв+Дол±Тал, Ка, Тр
	Ставролит-андалузит (дистен)-мусковитовая (ставролитовая)	2,1	Кв+Му+Анд+ +Би ₄₂ +Ст ₇₄ . Кв+Му+Би+ Ст+Гр; Кв+Му+Би+ +Дис±Грф	Кв+Пл ₄₃ + +Би ₄₄ +Гр ₈₆ ; Кв+Кум ₇₈ + Би ₇₀ +Гр ₉₂ + Мт; Кв+Би _{64,74} + +Гр _{92,95}	Сине-зеленая Рог+Пл ₂₀ -40 +Эп ₂₀ -30 Би+Кв	Дол+Ди+Тр, Тал; Дол+Тр+Ка; Ка+Ди+Кв+ ±Тр
	Ставролит-андалузит-альмандин-мусковитовая (ставролитовая промежуточная)	2,1а	Кв+Му+ Би ₅₀ +Гр ₈₇ + +(Ст)+(Анд)± ±Грф	Кв+Би ₆₆ + +Гр ₉₂ ; Кв+Пл ₄₀ + +Би ₄₉ +Гр ₈₅ ± ±Мт, Кум		Дол+Ди+Тр; Ка+Ди+Тр; Ка+Дол+Тр
Эпидот-амфиболитовая	Силлиманит-альмандин-мусковитовая (силлиманит-мусковитовая)	2,2	Кв+Му+Сил+ ПШ+Гр ₈₃ + +Би ₅₈ +Пл+ +Грф; Кв+Му+Би+ Анд±Грф	Кв+Гр ₉₂ + +Би ₇₃ +Кум ₈₁ ; Кор+Ант+ +Гр±Би,Кв, Ст,Хл; Кор+Ант	Сине-зеленая Рог+ Пл ₃₀ -50+ +Би+Кв+ (Пи)	Ди+Ка+Кв+ +Тр; Дол+Ди+Ка; Дол+Фо± ±Тр,Ди
	Силлиманит-биотит-ортоклазовая	3,1	Кв+Сил+ +ПШ+ +Гр _{92,83,81,69} + +Би _{73,56,60,47} ; Кв+Сил+ +ПШ+ Би _{48,33} + +Кор _{30,22} ± +Грф	Кв+Сил+ +Би ₅₈ +Гр ₈₆ ; Кв+Би ₅₂ + +Гр ₇₆ ; Кв+Гип ₇₀ + +Гр ₉₀ ±Би,Мт; Би ₃₄ +Кор ₂₂ + +Ант±Кв	Сине-зеленая и зеленая Рог+ +Пл ₃₀ -110± ±Кв, Би, Пи	Ка+Кв+Ди; Ка+Фо+ +Дол+Ди±Тр

метаморфизма центральной части украинского щита

пород	Температура, °С.		Наиболее вероятное P _{ТВ} , кбар	P _{H₂O} (в метapelитах)	Гранитообразование	
	Би-Гр геотермометр	Наиболее вероятная (максимальная)			в блоках-выступах архейского фундамента, переработанного в протерозое	в гнейсах нижне-протерозойских толщ межблоковых синклиналей
Железистые породы	450— —550	480— —530	4—6	P _{H₂O} P _{ТВ}	Архейские плагиогматиты, подверженные лишь регрессивному метаморфизму	Нет
Кв+ +Мт+ +Грн	520— —590	530— —600	5—6	P _{H₂O} ≈ ≈ P _{ТВ}	Редкие небольшие тела пегматитов и гранитные секущие жилы	
	540— —600	580— —620	4—5	P _{H₂O} ≈ ≈ P _{ТВ}	Секущие и согласные маломощные жилы пегматоидных гранитов и пегматитов с резкими контактами	
Кв+ +Кум ₉₀ + +Фа ₉₅ +Мт	600— —630	600— —640	5—6	P _{H₂O} 0,7— 1,0 P _{ТВ}	Секущие и согласные жилы (иногда плейчатые) лейкократовых пегматоидных гранитов, пегматитов	Участками метасоматическая калишпатизация плагиогматитов (порфиобластез)
					Гранитные жилки, часто имеющие постепенные контакты с меланократовой оторочкой	
Кв+ Гип ₆₅ + Гр ₈₇ + +Мт; Кв+ Мт+ Гип+ ±Грн, Гр, Фа	620— —670	640— —700	Миогеосинклиналь 4—5-миоэвгносинклиналь 5—6	P _{H₂O} ≈ ≈ 0,6— 0,8 P _{ТВ}	Преимущественно метасоматическая калишпатизация (порфиобластез) плагиогматитов	Анатектические полосчатые мигматиты (вениты) по гнейсам
					Секущие и согласные жилы пегматоидных гранитов и пегматитов	То же самое, что и для субфации 3, 1

Фация	Субфация (зона)	Индекс субфации (зоны)	Минеральные парагенезисы метаморфических			
			Метапелиты, богатые K_2O	Метапелиты, бедные K_2O	Основные породы (метабазиты)	Карбонатные породы
Гранулитовая	Промежуточная силлиманит-биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовая	3.1	Кв+Сил+ПШ +Гр ₈₀ +Би ₅₃ + +Кор ₃₂ + +Пл ₇₀ +Грф; Кв+Пл+ПШ+ +Би+Гип+Гр		Буровато-зеленая Рог+Пл+ +ПШ, Кв, Пи, Би	Ка+Фо+ Дол; Ка+Ди+Фо
	Гранат-кордиерит-ортоклазовая	4.1	Кв+Пл+ПШ+ +Гр ₆₅ +Би ₃₇ + +Кор ₂₈ Кв+Пл+ПШ+ +Би ₅₈ +Гр ₇₈ + +Гип ₆₂ ; Кв+ПШ+ Пл+Би ₄₄ + Гип ₅₁ ±Грф		Буровато-зеленоватая Рог+Гип+ Пл ± Пи, Кв, Би, ПШ	

Температура равновесия реакции $Mu + Kв \rightleftharpoons Al_2SiO_5 + Ort + H_2O$ (Evans, 1965; Althaus e. a., 1970) при $P_{ТВ} = P_{H_2O} = 5$ кбар составляет около $700^\circ C$. Добавление Na_2O ($X_{Na}^{ПШ} = 0,14$, скв. 9254, гл. 595 м) может снизить температуру этого равновесия примерно на 30° , т. е. до $670^\circ C$, что все равно превышает максимальную температуру в силлиманит-мусковитовой субфации ($640 - 650^\circ C$). Для объяснения этого несоответствия можно предположить, что давление воды было несколько меньше $P_{ТВ}$ при метаморфизме метапелитов в этой субфации ($P_{H_2O} = 0,7 - 1,0 P_{ТВ}$). Все же величина P_{H_2O} в силлиманит-мусковитовой субфации Кривбасса достаточно значительна, о чем можно заключить по мигматизации метапелитовых гнейсов ($T_{мин} \approx 640^\circ$ при $P_{H_2O} = P_{ТВ} = 5$ кбар, Luth e. a., 1964). С другой стороны минеральные парагенезисы доломитовых мраморов возможны лишь при высоком P_{CO_2} : доломит+кварц в гранатовой зоне, Кв+Гр+Ка+Ди в силлиманит-мусковитовой и Дол+Ди+Фо+Ка в силлиманит-биотит-ортоклазовой зоне (см. рис. 39, 40).

Вероятно, при метаморфических реакциях в гранатовой и ставролитовой зонах давление флюида примерно равно давлению на твердые фазы, а состав флюида определяется преимущественно газом, выделившимся в результате дегидратации или декarbonатизации минералов, т. е. при метаморфизме глинистых пород флюид состоит в основном из воды, а при метаморфизме мраморов — из углекислого газа (Винклер, 1969). В условиях

пород	Температура, °С		Наиболее вероятное $P_{ТВ}$, кбар	P_{H_2O} (в метapelитax)	Гр анитообразование	
	Би-Гр геотермометр	Наиболее вероятная (максимальная)			в блоках-выступах архейского фундамента, переработанного в протерозое	в гнейсах нижнепротерозойских толщ межблоковых синклиналей
Железистые породы	650— —690	700	4—5	$P_{H_2O} \sim$ $\sim 0,3$ — —0,5	То же самое, что и для субфации 3.1	
	650— —700	700— —750	4—5	$P_{H_2O} \sim$ $\sim 0,2$ — —0,3 $P_{ТВ}$	Преимущественно метасоматические чарнокиты (нередко с Por)	Преимущественно анатектические мигматиты (венины) (без Por)

более высокотемпературного метаморфизма в глинистых породах P_{H_2O} меньше $P_{ТВ}$, а в мраморах P_{CO_2} меньше $P_{ТВ}$ ($P_{ТВ} = P_{H_2O} + P_{CO_2}$), возможно, в связи с меньшей общей массой газов, выделяющихся при метаморфической дегидратации и декарбонатизации, а также вследствие более легкого смешения газов и выравнивания состава флюида в разных слоях посредством диффузии, скорость которой увеличивается с повышением температуры (Файф, 1962). Температуры биотит-гранатового равновесия в силлиманит-биотит-ортоклазовой зоне составляют 620—670° С (см. табл. 21, 47). В этой и более высокотемпературных зонах широко распространены венитовые анатектические мигматиты по гнейсам межблоковых синклиналей.

Появление парагенезиса Гип+ПШ в гнейсах совпадает с условиями промежуточной силлиманит-биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации. Температура в ней по гранат-биотитовому геотермометру составляет 650—690° С. Температура биотит-гранатового равновесия в гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации составляет 650—700° С. Здесь происходит разложение обыкновенной роговой обманки в метабазах на гастингсит и пироксены по реакции: $Por_1 + Kв \rightleftharpoons Por_2 + Гип + Пи + Пл + H_2O$ (Випнс, 1969) (см. рис. 36). Устойчивость ортопироксенов в гнейсах и метабазах этой субфации объясняется либо более высокими максимальными температурами метаморфизма (до 750—800° С), чем по биотит-гранатовому геотермометру, либо весьма низким парциальным давлением воды, которое В. С. Соболев

и др. (Соболев, 1966; Добрецов и др., 1970) оценивают в гранулитовой фации так: $P_{H_2O} = 0,2-0,3 P_{ТВ}$. В амфиболитовой фации можно ожидать промежуточную величину доли P_{H_2O} (табл. 47).

На основании сопоставления данных геотермометрии и экспериментов можно сделать вывод о том, что максимальные температуры регионального метаморфизма (особенно в гранулитовой фации) несколько выше температур по гранат-биотитовому геотермометру в метаморфических породах. Ошибка, вероятно, составит не более 30—50° С.

Метаморфическая зональность

Изменение степени метаморфизма на территории центральной части Украинского щита отмечалось многими геологами. На метаморфическую зональность в Криворожском бассейне указывали П. М. Каниболоцкий (1946), Н. П. Семененко (1959, 1966), А. П. Никольский и др., (1969). Н. П. Семененко делает также вывод о неравномерном распределении условий метаморфизма и об общем его повышении в западной части Правобережного района. Породы одного и того же стратиграфического подразделения могут, таким образом, принадлежать различным степеням метаморфизма. Аналогичное заключение можно сделать из петрологических исследований Ю. Ир. Подовинкиной (1936) в пределах Ингуло-Ингулецкого водораздела.

Зональное распределение степеней метаморфизма многие геологи объясняют активным воздействием магматических масс гранитоидов (Каниболоцкий, 1946; Семененко, 1966; Каляев, 1970). И. С. Усенко и др. (1971) отрицают контактное воздействие гранитных массивов на метаморфические породы, хотя и признают генетическую связь регионального метаморфизма с гранитизацией, которая создает вертикальную метаморфическую зональность. Соседство участков, сложенных породами различных степеней метаморфизма, они объясняют значительными вертикальными перемещениями соседних блоков.

По распространенности критических минеральных парагенезисов богатых K_2O метапелитов на территории центральной части УЩ прослежены метаморфические зоны, соответствующие субфациям регионального метаморфизма (см. табл. 47). Однако богатые K_2O метапелиты распространены неравномерно. Они обычны среди нижнепротерозойских толщ межблоковых синклиналей Криворожско-Кременчугской и Западно-Ингулецкой зон, но редко встречаются в Среднем Приднпровье и Приингулье. Почти совсем нет богатых K_2O метапелитов среди метаморфических пород гранитоидных блоков, которые представлены в основном метабазитами. При отсутствии критических парагенезисов богатых K_2O метапелитов для фациальной характеристики участка использовались парагенезисы других пород, показания геотермометров, а также минеральный состав гранитоидов.

Определения физических условий в субфациях метаморфизма дают основание для вывода о том, что границы откартированных метаморфических зон, отвечающих этим субфациям, являются изотермами.

Точность положения границ зон на карте метаморфической зональности Украинского щита зависит от распространенности критических парагенезисов минералов и геолого-петрографической изученности территории. Поэтому достоверность карты на разных участках не одинакова.

В Криворожско-Кременчугской зоне и Родионовско-Лелековской межблоковой синклинали прослежено по простирацию изменение степени метаморфизма близких по химизму пород, например, метапелитов, карбонатных и железистых пород. В Криворожско-Кременчугской зоне прослежена метаморфическая зональность от гранатовой до силлиманит-биотит-ортоклазовой зон, а в Родионовско-Лелековской синклинали—от ставролитовой до силлиманит-биотит-ортоклазовой. Границы метаморфических зон здесь секут складчатые структуры. Степень метаморфизма в метаморфических породах межблоковых синклиналей и прилегающих к ним гранитоидах блоков одинакова. Например, метабазиты, встречающиеся в виде реликтов в саксаганских и ингулецких плагиогранитах по обоим бортам Криворожского синклинория, метаморфизованы в тех же условиях, что и соседствующие с ними породы криворожской серии. Реликтовые высокотемпературные парагенезисы в метабазитах блоков не обнаружены. Следовательно, метаморфическая зональность прослеживается не только в пределах метаморфических толщ межблоковых синклиналей, но и в архейских гранитоидах блоков.

Самая низкотемпературная в центральной части щита гранатовая зона занимает южную и восточную части Центрального района Кривбасса (рис. 41). Она захватывает также оба борта Криворожского синклинория, но значительно шире развита на восточном в пределах саксаганских плагиогранитов. К осевой части Саксаганско-Пятихатского миоэвгеоантиклинального поднятия температура метаморфизма несколько повышается (эпидот-амфиболитовая фация), а в Верховцево-Чертомлыкском эвгеосинклинальном прогибе опять понижается до зеленосланцевой фации. Гранатовая зона развита также в Кременчугском синклинории. В Криворожском бассейне как на юг, так и на север от гранатовой зоны, располагается ставролитовая зона. Она также занимает большую часть Ингулецкого блока плагиогранитов, Родионовский участок и Лихмановскую синклиналь. В Кривбассе ставролитовая зона на север располагается в пределах южной и восточной частей Анновской полосы. На восток ставролитовая зона резко суживается. К ставролитовой зоне в Криворожско-Кременчугском миоэвгеосинклинальном прогибе можно отнести еще Желтореченский, Попельнастовский, Николаевский и Успенский участки. С повышением степени метаморфизма меняет-

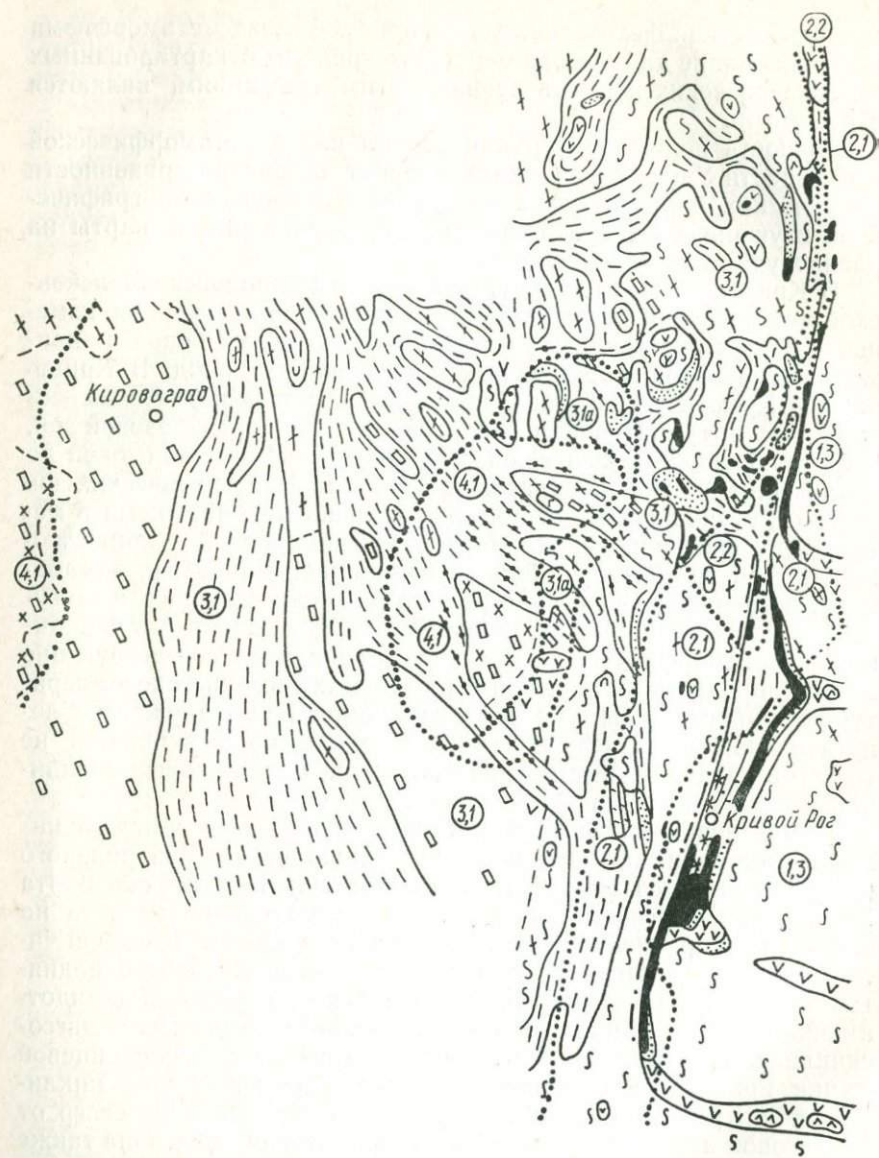


Рис. 41. Схема метаморфической зональности центральной части Украинского щита (составлена Р. Я. Белевцевым по его данным и материалам трестов «Кривбасгеология», «Киевгеология», а также других геологических организаций):

Метаморфические зоны зеленсланцевой (1,3), эпидот-амфиболитовой (2,1; 2,1а; 2,2), амфиболитовой (3,1) и гранулитовой (3,1а; 4,1) фаций (цифры в кружках): 1,3 — гранатовая; 2,1 — ставролит-андалузит (дистен)-мусковитовая, 2,1а — промежуточная ставролит-альмандин-андалузит-мусковитовая; 2,2 — силлиманит-альмандин-мусковитовая; 3,1 — силлиманит-биотит-ортоклазовая; 3,1а — промежуточная силлиманит-биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовая; 4,1 — гранат-кордиерит-ортоклазовая.
 Остальные условные обозначения те же, что для рис. 3.

ся не только метабазитовый субстрат гранитовых мигматитов блоков, но и сами мигматиты. В гранатовой и ставролитовой зонах гранитоиды блоков представлены плагиогранитами и плагиомигматитами с биотитом, эпидотом, роговой обманкой, хотя в ставролитовой зоне эти породы уже содержат аплит-пегматоидные и пегматоидные жилки, а также метасоматический микроклин, иногда порфиробластический.

Силлиманит-мусковитовая зона достоверно известна лишь в Центрально-Анновской полосе Кривбасса. Занимает она, вероятно, северную часть Ингулецкого блока и простирается узкой полосой вдоль западного края Криворожско-Кременчугской зоны. Зона суживается как на запад, так и на восток. На восток — из-за общего уменьшения температуры метаморфизма в этом направлении, а на запад — вследствие роста температуры и общего уменьшения метаморфического давления в Западно-Ингулецкой полосе по сравнению с Криворожско-Кременчугской зоной. В гранитоидах блоков силлиманит-мусковитовой зоны часто наблюдаются жилки аплит-пегматоидных гранитов и пегматитов, а также порфиробластический калиевый полевой шпат; эпидот уже не характерен.

Силлиманит-биотит-ортоклазовая зона (амфиболитовая фация) занимает наибольшую территорию центральной части щита. К ней относится большая часть Ингуло-Ингулецкого водораздела, Приингулье, северная часть Западно-Ингулецкой полосы. В Криворожско-Кременчугской полосе эта зона располагается лишь на отдельных участках, например, на Желтянском. На других участках часто наблюдается резкое увеличение температуры метаморфизма в западном направлении от ставролитовой до силлиманит-биотит-ортоклазовой зоны, например, на Николаевском, Северо-Лозоватском, Зеленореченском. В пределах последней в блоках большей частью развиты биотитовые (иногда с роговой обманкой или гранатом) порфиробластические гранитные полимигматиты.

Наиболее высокотемпературные условия регионального метаморфизма соответствуют зоне гранулитовой фации (гранат-кордиерит-ортоклазовая зона). Эта зона занимает два крупных участка — Боковянско-Верблюжский и Новоукраинский. Иногда представляется возможным выделить промежуточную зону, в которой встречаются гнейсы с парагенезисом $\text{Сил} + \text{Би} + \text{Кв} + \text{Гр} + \text{Кор} + \text{ПШ}$. Эта зона прослеживается на Ново-Стародубском, Березневатском, Южно-Ингульском и других участках. Гранитоиды блоков в зонах гранулитовой фации часто представлены чарнокитами.

Охарактеризованная выше метаморфическая зональность центральной части УЩ является горизонтальной. Горизонтальный древний геотермический градиент регионального метаморфизма не превышает 5—10 град/км, хотя на некоторых участках Кри-

ворожско-Кременчугской зоны возможен и более высокий (до 20—25 град/км).

Рассмотрим на примере Криворожского бассейна некоторые вопросы вертикальной метаморфической зональности.

По имеющимся оценкам давлений ($P_{те}$) метаморфизма в пределах Кривбасса и Западно-Ингулецкой полосы можно предположить, что при метаморфизме между температурой и давлением нет прямо пропорциональной связи. Наоборот в миоэвгеосинклинали отмечаются более высокие температуры при несколько более низких давлениях, нежели в миоэвгеосинклинали. В связи с этим горизонтальная метаморфическая зональность в центральной части щита является преимущественно температурной зональностью и изменение температуры не сопровождается изменением давления или глубинности метаморфизма. Например, по простиранию Криворожского синклиория постепенно изменяется температура метаморфизма, но по границам метаморфических зон не отмечается сколько-нибудь значительных поперечных разломов, большие смещения по которым могли бы вывести в соприкосновение блоки разной глубинности с различными условиями метаморфизма. К тому же мощность криворожской серии и глубина залегания шарнира Криворожского синклиория значительно меньшая в высокотемпературных зонах, нежели в низкотемпературных.

Как видно, температура метаморфизма не зависит от литостатического давления, создаваемого толщей пород криворожской серии.

Для того, чтобы выяснить насколько прослеженная горизонтальная метаморфическая зональность отражает истинную пространственную фигуру метаморфической зональности, необходимо оценить вертикальную составляющую последней. При этом особенно важно определить вертикальную температурную зональность.

По данным глубокого бурения (до 2500—2800 м), на рудниках им. К. Либкнехта, Фрунзе, Р. Люксембург, Ленина можно сделать вывод об отсутствии заметного изменения температуры метаморфизма на этих глубинах. Например, на рудниках им. К. Либкнехта и Фрунзе и на высоких, и на глубоких горизонтах встречаются метапелитовые сланцы, содержащие хлорит, гранат и хлоритоид. А на соседнем с рудником им. Фрунзе руднике им. XX Партсъезда (Дальне-Западные полосы) уже на поверхности встречаются сланцы со ставролитом и андалузитом. Здесь известно расстояние по горизонтали между хлоритоид- и ставролитсодержащими сланцами в 1000 м, в то время как на глубину до 2000—2500 м по многим скважинам как в устье, так на забое в сланцах наблюдается хлоритоид. Таким образом, метаморфический вертикальный палеогеотермический градиент в Кривбассе был небольшим и пока не устанавливается, по крайней мере он меньше 20 град/км.

Некоторые геологи считают, что в Саксаганском районе Кривбасса существует отчетливая вертикальная метаморфическая зональность и на глубине около 1500 м зеленосланцевая фация сменяется эпидот-амфиболитовой (Ярошук и др., 1973). Основанием для такого вывода послужило наличие на больших глубинах гранатосодержащих пород, а также андалузита (скв. 13690, гл. 2300 м). Однако наличие андалузита не подтвердилось (вероятно, ошибочно за андалузит был принят хлоритоид). Кроме того, до самых больших глубин в Саксаганском районе распространен альмандиновый гранат в ассоциации с железистым хлоритом (\pm грюнерит), биотит с хлоритом и кварцем (\pm серицит), а также хлоритоид. Все эти парагенезисы и минералы хорошо известны также в породах на дневной поверхности Саксаганского района Кривбасса и характеризуют гранатовую зону зеленосланцевой фации, а никак не эпидот-амфиболитовую (Файф и др., 1962; Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970, 1972, 1974).

Температурная вертикальная и горизонтальная метаморфическая зональность определилась главными особенностями тектоники Кривбасса. Структура узкого с крутозалегающими крыльями Криворожского синклинория обуславливает крутое залегание границ метаморфических зон. Увеличение температуры метаморфизма по простиранию синклинория в местах его сужения равнозначно расширению здесь гранитоидных геосинклинальных поднятий архейского фундамента.

Таким образом, в центральной части щита наблюдается отчетливое изменение степени метаморфизма на площади, причем нередко по простиранию метаморфических толщ. Это изменение степени метаморфизма на территории имеет региональный характер и происходит постепенно на больших расстояниях, исчисляемых километрами и десятками километров. Соседство пачек пород (мощностью от нескольких до сотен метров), метаморфизованных в заметно разной степени, видимо, следует объяснять влиянием наложенного диафтореза, связанного с локальными зонами разломов. Ширина метаморфических зон зависит от типа метаморфической зональности (Добрецов и др., 1969) и составляет при ареально-поясовом зональном типе (Криворожско-Кременчугская миоэвгеосинклинальная зона) от 1—2 до 20 км (в среднем 10—15 км), а при ареальном однородном типе (Родионовско-Ингулецкая миоэвгеосинклинальная зона) — от 10 до 50 км. Преобладающее простирание метаморфических зон север-северо-восточное (см. рис. 41).

Метаморфическая зональность наложена на тектонические структуры. Это проявляется в том, что границы метаморфических зон секут как раннепротерозойские межблоковые синклинали, так и выступы архейского фундамента — блоки. Региональный метаморфизм и связанная с ним в высокотемпературных зонах мигматизация проявлены в этих структурах по-разному. Они являются прогрессивными по отношению к толщам межблоковых

синклиналей, но, как правило, регрессивными по отношению к архейским плагиомигматитам блоков. Минеральные парагенезисы архейских metabазитов и гранитоидов полностью преобразованы раннепротерозойским метаморфизмом. Региональный метаморфизм и формирование метаморфической зональности связаны с орогенезом в раннепротерозойской геосинклинали в пределах УЩ (гл. II).

На территории центральной части УЩ можно выделить два основных типа регионального метаморфизма, которые проявляются в различных геосинклинальных зонах. В миоэвгеосинклинальной Криворожско-Кременчугской зоне условия регионально-го метаморфизма характеризуются несколько более высоким общим давлением, чем в пределах Родионово-Ингулецкой миогеосинклинали. В первой зоне метаморфизм является промежуточным между дистен-силлиманитовым и андалузит-силлиманитовыми типами А. Мияширо, а во второй — соответствует андалузит-силлиманитовому типу.

Степень регионального метаморфизма (преимущественно температура метаморфизма) в миогеосинклинали выше, чем в миоэвгеосинклинали. На территории центральной части щита в миогеосинклинали условия метаморфизма изменяются от ставролит-андалузит-альмандиновой (2, 1a) субфации до гранулитовой фации (4, 1) с преобладанием силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации (3, 1). В миогеосинклинали степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой фации (гранатовая зона — 1,3) до верхов амфиболитовой фации (силлиманит-биотит-ортоклазовая зона — 3,1), но преобладают метаморфические породы ставролит-андалузит-(дистен)-мусковитовой субфации (2, 1).

В табл. 47 дана общая схема субфации (зон) регионального метаморфизма центральной части Украинского щита. Субфации, или зоны, расположены в порядке возрастания температуры, хотя в зональных комплексах полного набора зон, приведенных в таблице, не встречено. Для миоэвгеосинклинали (Криворожско-Кременчугская зона) характерна такая последовательность зон: 1,3—2,1—2,2—3,1; а для миогеосинклинали (Ингуло-Ингулецкий водораздел): 2,1a—3,1—3,1a—4,1. Зоны 2,2 (силлиманит-мусковитовой) в миогеосинклинали, вероятно, нет.

Районы распространения различных типов метаморфизма по давлению (андалузитового и промежуточного дистен-андалузитового) приурочены к определенным геосинклинальным зонам, а между собой они связаны переходной полосой, которая приурочена к восточной части Ингулеcko-Зеленовского миогеоантиклинального поднятия. В этой полосе можно ожидать условий метаморфизма, по давлению и температуре промежуточных между двумя отмеченными типами. Ширина полосы, вероятно, небольшая (около 1—5 км), о чем свидетельствует довольно резкая смена условий метаморфизма с запада на восток — от силлиманит-биотит-ортоклазовой зоны к ставролитовой на Попель-

настовском, Николаевском, Млынковском, Северо-Лозоватском и других участках.

Метаморфическая зональность центральной части щита выражена наличием нескольких участков высокотемпературного метаморфизма (гранулитовая фация), во все стороны от которых степень метаморфизма падает и, наоборот, участки с самым низкотемпературным метаморфизмом (зеленосланцевая фация) окружены зонами с более высоким метаморфизмом. Первые участки можно назвать метаморфическими максимумами, а вторые — метаморфическими минимумами.

Большую часть Ингуло-Ингулецкого водораздела занимает силлиманит-биотит-ортоклазовая зона (3, 1) и только в пределах Верблюжско-Боковьянского и Новоукраинского метаморфических максимумов степень метаморфизма достигает гранулитовой фации (4,1). От Родионовско-Ингульской миогеосинклинальной зоны к Криворожско-Кременчугской миоэвгеосинклинальной зоне степень метаморфизма постепенно и закономерно падает и в Центрально-Криворожском метаморфическом минимуме соответствует зеленосланцевой фации (гранатовая зона).

Строение метаморфической зональности изученной территории, особенно в пределах Криворожско-Кременчугской зоны, обусловлено значительным горизонтальным градиентом метаморфизма. Особенности описанной метаморфической зональности определяются глубинными тектоническими процессами и непосредственно связаны с тектоникой Восточно-Украинской раннепротерозойской геосинклинали (см. рис. 5) Наряду с общим падением степени метаморфизма от внешних зон геосинклинали к внутренним (в центральной части УЩ — от миогеосинклинали к миоэвгеосинклинали) степень метаморфизма понижается в пределах геосинклинальных прогибов и повышается в геоантиклинальных поднятиях. Степень метаморфизма определяется преимущественно температурой — главным фактором метаморфизма. Общее давление в разных геосинклинальных зонах иногда изменяется противоположно изменению температуры. Например, в Криворожско-Кременчугской миоэвгеосинклинальной зоне общее давление несколько выше, а температура заметно ниже, чем в Родионовско-Ингулецкой миогеосинклинали. В пределах Верховцевско-Чертомлыкского эвгеосинклинального прогиба вероятен еще более низкотемпературный метаморфизм, чем в Криворожско-Кременчугской зоне.

Вероятно, региональный метаморфизм и метаморфическая зональность определялись глубинными тепловыми потоками. Величина последних мало зависит от давления и уменьшается от фоланда и внешних частей геосинклинали к внутренним, в то же время она большая в геоантиклинальных поднятиях, нежели в геосинклинальных прогибах. Метаморфические максимумы соответствуют тепловым куполам, а минимумы — тепловым депрессиям.

Для миогеосинклинальных зон при относительно небольшом давлении характерен более интенсивный и однородный тепловой поток с небольшим горизонтальным градиентом, в то время как для миоэвгеосинклинали при большем давлении отмечается более дифференцированный и менее интенсивный тепловой поток со значительным горизонтальным градиентом. Распределение теплового потока на глубину также определяется геологической структурой.

Гранитоиды нижнего архейского этажа оказываются лучше проницаемыми для тепловых потоков, чем метаморфические толщи межблоковых синклиналей. Возможно, с тепловыми потоками в геоантиклиналях связаны восходящие «колонны» растворов (флюидов), которые способствовали протерозойскому региональному калиевому метасоматозу и анатексису архейских плаггиомигматитов в блоках. Эти потоки растворов хорошо фильтровались через гранитоиды нижнего архейского этажа, но почти не проникали в толщи межблоковых синклиналей, породы которых претерпели преимущественно изохимический метаморфизм. Наряду с причинами структурного порядка (легко возникающие хрупкие деформации в гранитоидах нижнего этажа и высокая пластичность толщ в трогах) важную роль играло и то, что при прогрессивном метаморфизме вулканогенно-осадочные толщи межблоковых синклиналей сами выделяли растворы, и это препятствовало проникновению в них потоков растворов из нижнего этажа. Тепловые купола только в общем совпадают с геоантиклинальными скоплениями крупных гранитоидных блоков. В деталях нередко части одного и того же блока располагаются в разных метаморфических зонах, т. е. границы зон секут контакты блоков.

Таким образом, региональный метаморфизм гранулитовой фации весьма интенсивно проявлялся в протерозое, что противоречит выводам некоторых геологов (Лазько, 1970; Салоп, 1968; Усенко и др., 1971). На региональный метаморфизм не влияет гранитоидный магматизм, что противоречит взглядам Н. П. Семеновко (1966) и Г. И. Каляева (1970); сами же гранитоидные массивы представляют собой омоложенные и вторично мобилизованные гранитоиды древних блоков, а образование этих гранитоидов контролируется региональным метаморфизмом.

Определено, что при метаморфизме нет прямо пропорциональной зависимости между температурой и давлением ($P_{ТВ}$). В связи с этим нельзя признавать лишь вертикальную метаморфическую зональность и объяснять соседство участков с разными степенями регионального метаморфизма только вертикальными перемещениями блоков (Усенко и др., 1971). Изменение степени регионального метаморфизма на территории происходит достаточно постепенно, границы зон обладают криволинейной сложной конфигурацией и никакого отношения не имеют к постскладчатым разломным структурам.

Складкообразующие движения в метаморфизируемых толщах также не могут определить характера или степени регионального метаморфизма, так как границы метаморфических зон секут складчатые структуры.

По данным геофизики, толщина земной коры под выделенными геоантиклинальными зонами составляет 30—40 км, под геосинклинальными — 40—55 км (Соллогуб и др., 1970). Отмечается обратно пропорциональная зависимость между толщиной земной коры и величиной теплового потока при региональном метаморфизме докембрийских образований центральной части Украинского щита.

Гранитообразование

Образование гранитов и гранитных мигматитов, занимающих более половины площади Украинского щита, является одной из наиболее сложных и актуальных петрологических и геологических проблем.

В довоенный период в петрографии была признана магматическая теория образования гранитов. Гранитоиды УЩ рассматривались как интрузивно-магматические образования, а мигматиты — как смешанноинъекционные породы. Гранитоидный интрузивный магматизм завершал тектоно-магматический цикл развития геосинклинали. Н. П. Семененко (1965, 1972) выделяет семь циклов тектонического развития щита и семь эпох интрузивного гранитного магматизма, завершающих каждый цикл.

В настоящее время более популярны представления о двух эпохах (архейской и раннепротерозойской) гранитизации в Украинском щите (Щербак и др., 1965). Ю. Ир. Половинкина (1960), кроме того, расчленила гранитоиды на синорогенные, позднеорогенные и посторогенные.

И. С. Усенко (1955, 1971), Ю. Ир. Половинкина (1963, 1970) и другие считают, что гранитоиды щита — это коровые образования и представляют собой продукты гранитизации пород осадочно-эффузивной толщи. Одни из них относятся к типичным метасоматитам — разного рода полосчатым мигматитам с ясными чертами осадочных пород, другие — к продуктам кристаллизации гранитной магмы, которая является конечным результатом той же гранитизации. Эти гранитоиды характеризуются уже однородной массивной текстурой и другими чертами магматических пород. Метаморфизм — это причина гранитообразования, а не его следствие. Авторы высказали также мнение, что образованию гранитов предшествует этап высокотемпературного метаморфизма амфиболитовой или гранулитовой фации, за которой следует гранитизация. Однако Ю. Ир. Половинкина допускает большой разрыв во времени между архейским метаморфизмом и раннепротерозойской гранитизацией, в то время как И. С. Усенко и др. связывают гранитизацию со вторым регрессивным этапом архейского метаморфизма, которая вызвана частично селективным

Складкообразующие движения в метаморфизируемых толщах также не могут определить характера или степени регионально-го метаморфизма, так как границы метаморфических зон секут складчатые структуры.

По данным геофизики, толщина земной коры под выделенными геосинклинальными зонами составляет 30—40 км, под геосинклинальными — 40—55 км (Соллогуб и др., 1970). Отмечается обратное пропорциональная зависимость между толщиной земной коры и величиной теплового потока при региональном метаморфизме докембрийских образований центральной части Украинского щита.

Гранитообразование

Образование гранитов и гранитных мигматитов, занимающих более половины площади Украинского щита, является одной из наиболее сложных и актуальных петрологических и геологических проблем.

В довоенный период в петрографии была признана магматическая теория образования гранитов. Гранитоиды УЩ рассматривались как интрузивно-магматические образования, а мигматиты — как смешанноинъекционные породы. Гранитоидный интрузивный магматизм завершал тектоно-магматический цикл развития геосинклинали. Н. П. Семененко (1965, 1972) выделяет семь циклов тектонического развития щита и семь эпох интрузивного гранитного магматизма, завершающих каждый цикл.

В настоящее время более популярны представления о двух эпохах (архейской и раннепротерозойской) гранитизации в Украинском щите (Щербак и др., 1965). Ю. Ир. Половинкина (1960), кроме того, расчленила гранитоиды на синорогенные, позднеорогенные и посторогенные.

И. С. Усенко (1955, 1971), Ю. Ир. Половинкина (1963, 1970) и другие считают, что гранитоиды щита — это коровые образования и представляют собой продукты гранитизации пород осадочно-эффузивной толщи. Одни из них относятся к типичным метасоматитам — разного рода полосчатым мигматитам с ясными чертами осадочных пород, другие — к продуктам кристаллизации гранитной магмы, которая является конечным результатом той же гранитизации. Эти гранитоиды характеризуются уже однородной массивной текстурой и другими чертами магматических пород. Метаморфизм — это причина гранитообразования, а не его следствие. Авторы высказали также мнение, что образованию гранитов предшествует этап высокотемпературного метаморфизма амфиболитовой или гранулитовой фации, за которой следует гранитизация. Однако Ю. Ир. Половинкина допускает большой разрыв во времени между архейским метаморфизмом и раннепротерозойской гранитизацией, в то время как И. С. Усенко и др. связывают гранитизацию со вторым регрессивным этапом архейского метаморфизма, которая вызвана частично селективным

плавлением, частично поднятием гранитизирующих растворов из зоны дегранитизации гранулитового уровня.

И. С. Усенко и др. (1973) классифицируют геосинклинальные гранитоиды на: широко распространенные метасоматические гранитоиды, связанные переходами с мигматитами, плагиограниты и гранодиориты, образованные в широком диапазоне условий, — от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации; автохтонные (неперемещенные) магматические граниты, к которым отнесены многие анхизвектические нормальные граниты — они изофизичны с вмещающими породами и образуются в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций; аллохтонные (перемещенные) магматические граниты — среди них выделяются изофизичные и неизофизичные с вмещающими породами.

По представлениям многих украинских петрографов на состав мигматитов и гранитов влияет состав их субстрата. Например, считается, что плагиограниты и гранодиориты сформировались преимущественно за счет основных пород, биотитовые нормальные граниты образовались по биотитовым гнейсам, а субстратом гранатовых и кордиерит-гранатовых гранитов были гранатовые и кордиерит-гранатовые метапелитовые гвейсы. Минералы гранитов и мигматитов также унаследуют особенности состава субстрата (Усенко и др., 1972 а, 1973). Однако биотит, гранат, кордиерит и другие минералы гранитов часто являются не реликтовыми, а новообразованными при гранитизации. Исходным субстратом бердичевских кордиерит-гранатовых гранитов скорее всего могут быть основные породы, например, габбро (Половинкина, 1963).

Генезис гранитов рапакиви коростенского комплекса до сих пор остается гипотетичным. Большинство петрографов относят граниты рапакиви к интрузивным образованиям, связанным с последним платформенным этапом развития Украинского щита в среднем протерозое. В то же время отмечается широкое развитие среди рапакиви явлений порфиروبластеза и мигматизации, аналогичные наблюдаемым в чарнокитах или гранитоидах кировоградского типа. Большие размеры, изометричная форма в плане и крутые контакты массивов рапакиви (Кононов, 1966) с большой натяжкой могут быть объяснены пластовой формой пологозалегающих Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов (Соболев, 1947).

Дискуссионную проблему составляет генезис архейских плагиоклазовых гранитов, распространенных в Среднем Приднепровье. В настоящее время их считают продуктами магматической (Каляев, 1965, 1970) или метасоматической (Я. Белевцев и др., 1974; Усенко и др., 1973) гранитизации зеленокаменных толщ конкско-верховцевской серии. Если учесть, что последние метаморфизованы преимущественно в условиях зеленосланцевой фации, то эти плагиограниты представляют собой самые низкотемпературные из наблюдаемых в природе. На основании представлений

о вертикальной метаморфической зональности гранитоиды гранулитовой фации отнесены к глубинным, а гранитоиды амфиболитовой фации — к среднеглубинным (Усенко и др., 1971, 1973).

Одним из важных вопросов генезиса гранитов является связь гранитообразования с тектоникой. Почти всеми исследователями Украинского щита отмечалось, что гранитоиды занимают ядра антиклинальных складчатых структур (Н. И. Безбородько, Ю. Ир. Половинкина, Н. П. Семененко, И. С. Усенко). Эта закономерность связывалась этими геологами с тем, что в ядрах антиклиналей создавались более благоприятные условия для гранитизации суперкрупных толщ, чем в ядрах синклиналей, где сохранились слабогранитизированные породы. Г. И. Каляев (1965, 1970) считает, что после отложения толщ геосинклинальных формаций первой половины цикла происходит инверсия тектонического режима, которая вызывается ростом крупных гнейсо-мигматитовых куполов. При их росте геосинклинальные толщи интенсивно гранитизировались и лишь в межкупольных синклиналях сохранялись негранитизированные породы. Гранитизация, по мнению Г. И. Каляева, вызывается потоком сквозьмагматических растворов путем магматического замещения (по Д. С. Коржинскому, 1952). Г. И. Каляев (1970) сделал вывод, что образованная при магматическом замещении гранитная эвтектика способствует подъему куполов вследствие увеличения объема и изоляции. Подъем куполов (гранитный диапиризм) вызывает формирование так называемой глубинной складчатости.

Как видно, в настоящее время существуют разнообразные, часто взаимоисключающие друг друга представления о генезисе гранитоидов Украинского щита. Нет единого мнения о механизме гранитообразования, времени формирования и тектоническом положении гранитов.

Удивительным является тот факт, что наряду с признанием неоднократности гранитообразования, украинскими геологами не поднимался вопрос о возможной повторной активизации и ремобилизации древних гранитов. Например, архейские гранитоиды, составляющие фундамент нижнепротерозойских толщ, при наложении высокотемпературного протерозойского метаморфизма неизбежно должны были подвергнуться интенсивной переработке (перекристаллизации, метасоматозу, анатексису (Escola, 1949)).

Вопрос соотношения гранитообразования и метаморфизма также остается неясным. Одни исследователи (Н. П. Семененко, Г. И. Каляев, П. М. Каниболоцкий) считают, что метаморфизм зависит от гранитообразования, другие (И. С. Усенко), — что гранитообразование является следствием метаморфизма.

На основании петрографического материала по Украинскому щиту, рассмотрена связь гранитообразования с метаморфической зональностью. В результате этого исследования сделана попытка предварительно выявить этапы и механизм гранитообразования,

его тектоническую позицию, а также физические условия гранитообразования по экспериментальным и термобарометрическим данным.

В последние десятилетия экспериментально изучены фазовые соотношения при плавлении в синтетических гранитных системах (Боуэн, Туттл, 1952; Tuttle e. a., 1958; Luth e a., 1964; Йодер и др., 1963; Wyllie, 1964), а также выплавление анатектических расплавов из природных метаморфических пород (Винклер, 1968,

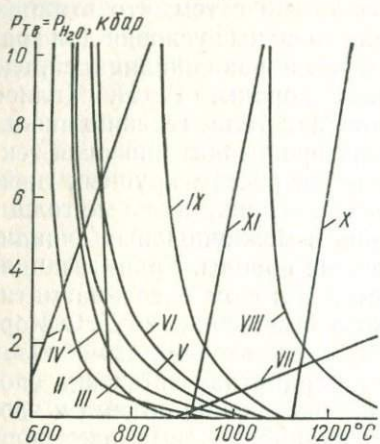


Рис. 42. P — T диаграмма начала плавления в гранитной системе и более простых системах:

I — кривая инверсии низко- и высокотемпературный кварц, II — Аб—Орт—Кв— H_2O , III — Орт—Кв— H_2O , IV — Аб—Кв— H_2O , V — Аб—Орт— H_2O , VI — Аб— H_2O , VII — кривая инверсии тридимит—кварц, VIII — Кв— H_2O (Luth e. a., 1964); IX — плавление альбита (Аб) при $X_{H_2O}=0,5$; X — плавление сухого альбита (Millhollen, 1971); XI — солидус сухого адамеллита (Грин и др., 1968).

1969; Платен, 1967; Йодер, Тилли, 1965; Holloway, 1972; Грин и др., 1968). Установлено, что расплавы — минимум появляются в системе Кв—Орт—Аб— H_2O при $P_{H_2O}=2$ кбар и $T=680^\circ C$ и при $P_{H_2O}=5$ кбар и $T=640^\circ C$ (рис. 36, 42). Общее давление ($P_{ТВ}$) незначительно влияет на температуру анатексиса (Грин, Рингвуд, 1968). Температура плавления водосодержащего гранита прежде всего зависит от P_{H_2O} (рис. 42). Добавки кислотных компонентов (Сl, F) немного снижают температуру плавления такого гранита, а присутствие CO_2 в составе флюида повышает температуру плавления гранита из-за уменьшения парциального давления воды, так как CO_2 очень плохо растворяется в гранитном расплаве (Wyllie, 1964).

На температуру образования анатектических расплавов значительно влияет содержание СаО

в породах. В метапелитах, бедных СаО, при $P_{H_2O}=2$ кбар температура начала анатексиса равна 670 — $700^\circ C$, причем при температурах, превышающих начальную на 10 — 15° , количество расплава составляет около 50 вес. % исходной породы (Винклер, 1968; 1969). Добавка СаО (3—8 вес. % $CaCO_3$) к исходным глинам повышает температуру их анатексиса до $740^\circ C$, а при $780^\circ C$ в расплав переходит 35—50 вес. % исходной породы. Г. Платен (1967) показал, что температура начала анатексиса и составы расплавов сильно зависят от нормативного отношения Аб : Ан в исходных породах. При $P_{H_2O}=2$ кбар эта температура равна $670^\circ C$ при Аб : Ан = ∞ , $695^\circ C$ при Аб : Ан = 3,8 и $705^\circ C$ при Аб : Ан = 1,8.

Амфиболиты и базальты начинают плавиться в зависимости от P_{H_2O} и температуры: 2 кбар и 870 — $890^\circ C$, 5 кбар и 750 — $800^\circ C$,

7 кбар и 680—720° С, 10 кбар и 610—630° С (Йодер, Тилли, 1965). Температура начала плавления кварцсодержащих амфиболитов и роговообманково-пироксеновых гнейсов повышается при уменьшении парциального давления воды: от 700° С при $P_{\text{тв}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 5$ кбар до 750° С при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5 P_{\text{тв}}$ и до 820° С при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,3 P_{\text{тв}}$ (Binns, 1969).

Положение кривой сольвуса (распада) твердого раствора щелочного полевого шпата на $T-X$ диаграмме зависит от давления (Orville, 1963; Luth e. a., 1966; Йодер и др., 1963; Morse, 1970). Область существования одного щелочного полевого шпата расширяется с ростом давления. Самый высокотемпературный такой полевой шпат содержит 30—35 мол. % Аб и распадается на два полевых шпата при давлении 2 кбар выше температуры 670° С (Orville, 1963), а при давлении 5 кбар — 730° С (Morse, 1970). Положение кривой сольвуса определяет образование одноили двуполевошпатовых бескальциевых гранитов при кристаллизации из расплава.

По геологическому положению и условиям образования среди гранитоидов центральной части щита следует различать две большие группы: 1) плагиомигматиты и полимигматиты блоков и 2) мигматиты по метапелитовым гнейсам межблоковых синклиналей (см. гл. II).

Метаморфическая зональность в центральной части щита накладывается как на межблоковые синклинали, так и на гранитоидные блоки, вследствие чего разные части одного блока нередко оказываются в разных метаморфических зонах (Боковянский, Верблюжский, Ингулецкий блоки, см. рис. 41).

Состав гранитоидов блоков в разных метаморфических зонах также различный. В зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях — это преимущественно плагиограниты и плагиомигматиты, в амфиболитовой фации — нормальные, часто порфиробластические биотитовые граниты и теневые гранитные мигматиты, а в гранулитовой фации — чарнокиты. Метаморфический субстрат гранитоидов блоков представлен преимущественно метабазами.

Переход от плагиогранитов к нормальным полимигматитам особенно наглядно прослеживается по гранитоидам блоков в пределах зон эпидот-амфиболитовой фации. Эти гранитоиды большей частью состоят из плагиоклазовых разностей с биотитом, роговой обманкой и эпидотом, иногда в них наблюдаются очковые порфиробласты калиевого полевого шпата (Демурицкий блок, западная часть Ингулецкого блока). В более высокотемпературной силлиманит-биотит-ортоклазовой зоне амфиболитовой фации гранитоиды блоков уже преимущественно представлены порфиробластическими разностями с крупными таблитчатыми порфиробластами калишпата. Чарнокиты в зоне гранулитовой фации также большей частью относятся к порфиробластическим разновидностям (табл. 48).

Минеральные парагенезисы гранитоидов блоков Украинского щита в

Метаморфическая фация	Реликты метабазитов в гранитоидах	Плаггиомигматиты (архейские, перекристаллизованные в протерозое)
Зеленосланцевая	Пл+Рог (Акт) + Би+Эп+ +Ка+Хл (Саксаганский)	Пл+Кв+Би±Рог (Акт) ± ±Эп±Хл±Му (Саксаганский)
Эпидот-амфиболитовая	Пл+Рог+Би+Эп+Кв+ +Ка (Саксаганский, Ингулец- кий)	Пл+Кв+Би±Рог±Эп±Му (Саксаганский, Ингулецкий)
Амфиболитовая	Пл+Рог+Би+Кв±Пи (Боковьянский, Зеленев- ский)	Пл+Кв+Би+Рог (Зеленовский)
Гранулитовая	Пл+Рог+Би+Гип±Пи, Кв, Гр (Боковьянский, Верблюж- ский, Новоукраинский)	Пл+Кв+Би±Рог, Гип; Пл+Кв+Би±Гр, Гип (Вознесенский)

* Увеличение калиевоности и уменьшение кальциевоности гранитоидов показано по диаго

Блоки характеризуются однородным строением со слабо ориентированной текстурой слагающих их гранитоидов, которые содержат редкие реликты метабазитов. Последние часто биотитизированы, а в высокотемпературных зонах калишпатизированы, причем порфиробласты в них ничем не отличаются от порфиробластов гранитоидов.

Гранитоиды блоков изредка содержат жилы или гнезда аплит-пегматоидных гранитов или крупнозернистых пегматитов. Для высокотемпературных зон обычны скопления порфиробластов калишпата неправильной формы, которые в таких участках составляют 80—90% объема породы.

В зонах эпидот-амфиболитовой фации иногда на порфиробластических гранитах лежат кварциты межблоковых синклиналей, подстилаемые древней метаморфизованной корой выветривания гранитоидов блока (Родионовский, Лелековский, Петровский, Артемовский участки Западно-Ингулецкой полосы).

На основании изложенных геолого-петрографических данных, можно следующим образом представить генезис гранитоидов блоков.

Фундамент раннепротерозойской геосинклинали слагался архейскими плагноклазовыми гранитами и мигматитами, субстра-

зависимости от P—T условий и интенсивности гранитообразования*

	Полимигматиты		
	богатые СаО (гранодиориты)	обогащенные СаО (нормальные роговообманковые граниты)	бедные СаО (нормальные граниты)
	Нет	Нет	Нет
	Пл+Би+Рог+Эп+Кв+ +ПШ+Му (Демурирский, Ингулецкий)	Пл+Кв+Би+Му+ +ПШ+(Эп)+(Рог) (Демурирский, Ингулецкий)	Пл+Кв+ПШ+Би+ +Му (Демурирский)
	Пл+Кв+ПШ+Рог+Би (Долинский, Бобринецкий, Анастасьевский)	Пл+ПШ+Кв+Би+ +Рог (Кировоградский, Долинский, Анастасьевский)	Пл+ПШ+Кв+Би± ±Гр (Кировоградский, Долинский)
	Пл+Кв+ПШ+Рог+Би+ +Гип (Вознесенский, Боковьян- ский, Верблюжский)	Пл+ПШ+Кв+Би+ +Гип+Рог (Верблюжский, Боковьянский, Вознесенский)	Пл+ПШ+Кв+Би+ +Гип±Гр (Боковьянский, Ново- украинский)
	Пл+Кв+ПШ+Рог+Би+ +Фа±Пи±Гип (Корсунь-Новомиргород- ский)	Пл+ПШ+Кв+Би+ +Рог±Фа±Пи±Гип (Корсунь-Новомирго- родский)	Пл+ПШ+Кв+Би+ +Гр+Кор (Чудново-Бердичев- ский)

нали сверху вниз.

том которых были породы мощных архейских толщ. В составе этих толщ преобладали основные эффузивы, их мощность достигала, вероятно, нескольких десятков километров (см. гл. II). Этот вывод совпадает с представлениями о панэвгеосинклинали и в архее (Хаин, 1964), а также о преобладании основных пород среди архейских толщ (Ронов, 1972), которые были метаморфизованы, вероятно, в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций и интенсивно, почти повсеместно, мигматизированы. Для анатектической мигматизации архейских метабазитов при температурах 700—800°С достаточно P_{H_2O} около 5 кбар (Йодер и др., 1965; Holloway, 1972). При архейском гранитообразовании, видимо, образовались большие поля теневого однородных плаггиогранитов с редкими реликтами метабазитов. Такими породами сложен Саксаганский гранитоидный блок, который практически не затронут наложенной протерозойской мигматизацией, так как расположен в низкотемпературных метаморфических зонах. В то же время на других участках среди линзовидно-полосчатых плаггиомигматитов (Ингулецкий, Саксаганский блоки) сохранились крупные реликты архейских основных пород (Саксаганский блок, Корсунь-Новомиргородское гранитное поле).

Архейские гранитоиды отличались однородным изотропным

строением, о чем можно судить по тому, что ориентированные текстуры в гранитоидах блоков наблюдаются преимущественно в зонах сочленения с раннепротерозойскими межблоковыми синклиналями:

Реликтовых высокотемпературных архейских минеральных парагенезисов в гранитоидах блоков нет. Лишь изредка отмечаются реликты основных плагиоклазов и включения пироксенов в роговых обманках.

Возраст архейских плагиогранитоидов определяется по акцессорным минералам в низкотемпературных зонах и равен примерно 3 млрд. лет (Семененко и др., 1972; Щербак, и др., 1969). Возраст наложенного регионального метаморфизма и метаморфической зональности протерозойский, послекриоворожский и составляет около 2 млрд. лет, т. е. соответствует границе нижний — средний протерозой (PR_1 — PR_2) (см. гл. II).

Плагиогранитоиды низкотемпературных метаморфических зон и включенные в них реликты metabазитов характеризуются также низкотемпературными минеральными парагенезисами $Kv + Pl_{0-30} + Bi \pm Ep \pm Prg, Sf, Mt, Xl, Ka, Mu$ (табл. 48). Реликты metabазитов частично, а нередко нацело биотитизированы в результате наложенного калиевого метасоматоза архейских гранитоидов при протерозойском метаморфизме.

В верхах эпидот-амфиболитовой и особенно в амфиболитовой и гранулитовой фациях протерозойского регионального метаморфизма плагиогранитоиды блоков были подвержены интенсивному калиевому метасоматозу (биотитизации и калишпатизации архейских плагиомигматитов и metabазитового их субстрата). Так по архейским плагиогранитоидам блоков образовались протерозойские бимигматиты или полимигматиты, изофациальные с метаморфической зональностью. В амфиболитовой фации они образовались при температуре $650-700^\circ C$ и $P_{ТВ} \approx \approx 5$ кбар, в гранулитовой — $700-750^\circ C$ при том же общем давлении, по данным геобаротермометрии.

Формирование полимигматитов блоков проходило без стадии расплавления, поэтому давление воды было незначительным. К анатектическим гранитам можно отнести лишь небольшие жилки и гнезда мелко- и среднезернистых аплит-пегматоидных гранитов, залегающих согласно без секущих контактов с вмещающими полимигматитами. К признакам частичного плавления полимигматитов можно отнести микропегматитовые или микрогранофировые структуры, которые особенно характерны для гранитов рапакиви Корсунь-Новомиргородского гранитоидного поля.

Отсутствие стадии расплавления при образовании порфиروбластических полимигматитов подтверждается тем, что в порфиробластах заметны признаки metabластеза с реликтовыми включениями плагиоклаза, кварца, биотита, роговой обманки, гиперстена основной ткани породы. Состав полимигматитов непостоянен и обычно сильно отличается от эвтектического (рис. 43, 44).

Калишпаты полимigmatитов бедны Na_2O , что также возможно лишь при неравновесности плагиоклаза и калишпата. Скорее нужно допустить равновесие калишпатов с кали-натровыми водно-углекислыми флюидами (см. гл. IV).

По экспериментальным данным, гранулитовый метаморфизм без плавления кварцсодержащих амфиболитов (Виппс, 1969) воз-

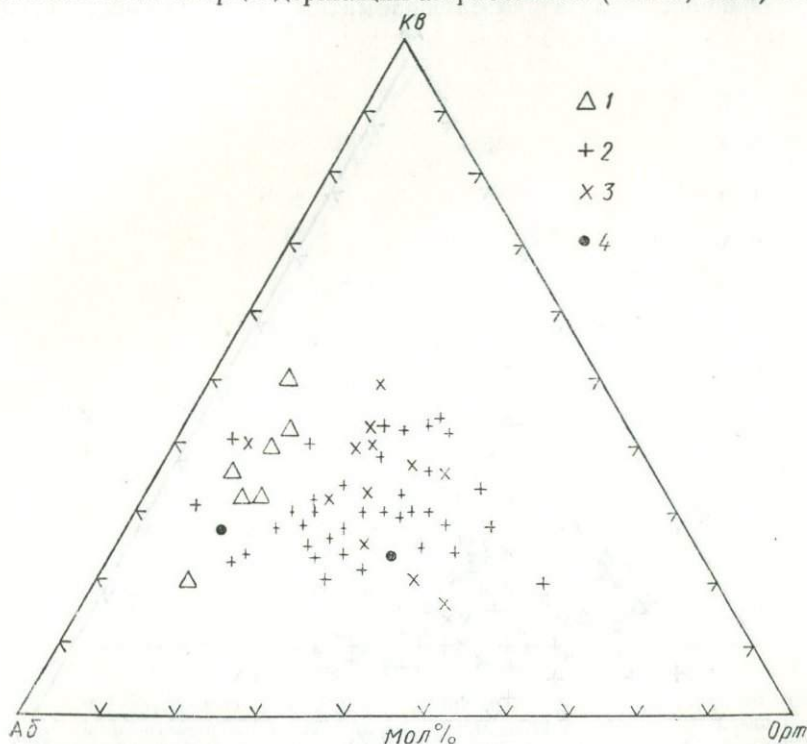


Рис. 43. Диаграмма Аб—Орт—Кв для порфиробластических полимigmatитов блоков:

1—плагиомigmatиты; 2—полимigmatиты Кировоградского и Долинского массивов (полей); 3—чарнокиты Боковьянского блока; 4—полимigmatиты Демуриинского блока.

можен при $P_{\text{H}_2\text{O}} \leq 0,3 P_{\text{ТВ}}$, т. е. $P_{\text{H}_2\text{O}} \leq 1,5$ кбар, если $P_{\text{ТВ}} \approx 5$ кбар. В амфиболитовой фации возможно несколько более высокое давление воды. Вероятно, можно принять $P_{\text{H}_2\text{O}} \leq 1-2$ кбар при образовании полимigmatитов блоков центральной части Украинского щита.

Порфиробластические гранитоиды приурочены преимущественно к Кировоград-Новоукраинскому форланду и миогеоантиклинальному Долинско-Боковьянскому поднятию. Тектоническое сверхдавление ориентировано от форланда к эвгеосинклинали, и поэтому блоки форланда являются зонами растяжения, что способствует интенсивному притоку сюда глубинных щелочных флю-

идов и образованию порфиробластических полимигматитов. Интенсивность калиевого метасоматоза в блоках связана с тектоникой и находится в прямо пропорциональной зависимости от температуры, которая достигает наибольшей величины в гранулитовой фации. Просачивание щелочных флюидов через плагиомигматиты блоков было относительно равномерным, о чем мож-

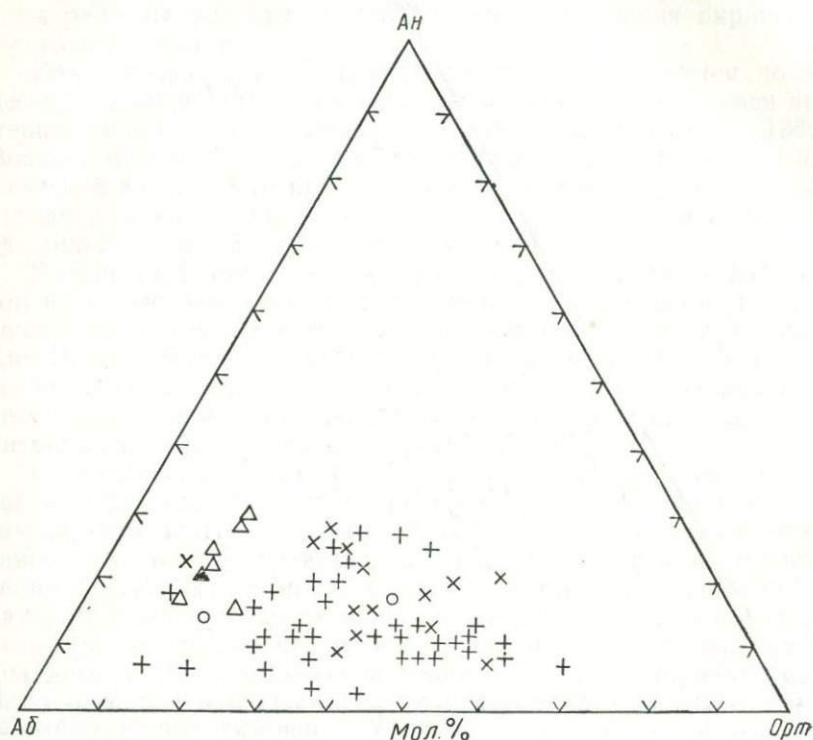


Рис. 44. Диаграмма Аб—Орт—Ан для порфиробластических полимигматитов блоков.

Условные обозначения те же, что для рис. 43.

но судить по расположению порфиробластов калишпата. Такому характеру фильтрации флюидов способствовали высокая температура и давление (Коржинский, 1952). Образование нормальных гранитов (полимигматитов) путем калиевого метасоматоза плагиогранитов — это единственный случай метасоматического образования гранитов, который допускает Д. С. Коржинский (1952).

Таким образом, гранитоиды блоков представляют собой продукты двуактного процесса гранитообразования (архейского и протерозойского), разорванного во времени. Они разнообразны по химизму и минеральному составу, что объясняется разными исходным составом архейских плагиомигматитов, интенсив-

ностью калиевого метасоматоза последних и $P-T$ условиями протерозойского гранитообразования.

Архейские плаггиомигматиты имеют различный химический состав — от кварцсодержащих плаггиоамфиболитов до биотитовых плаггиогранитов. Эти разновидности можно наблюдать в низкотемпературных метаморфических зонах Среднего При-

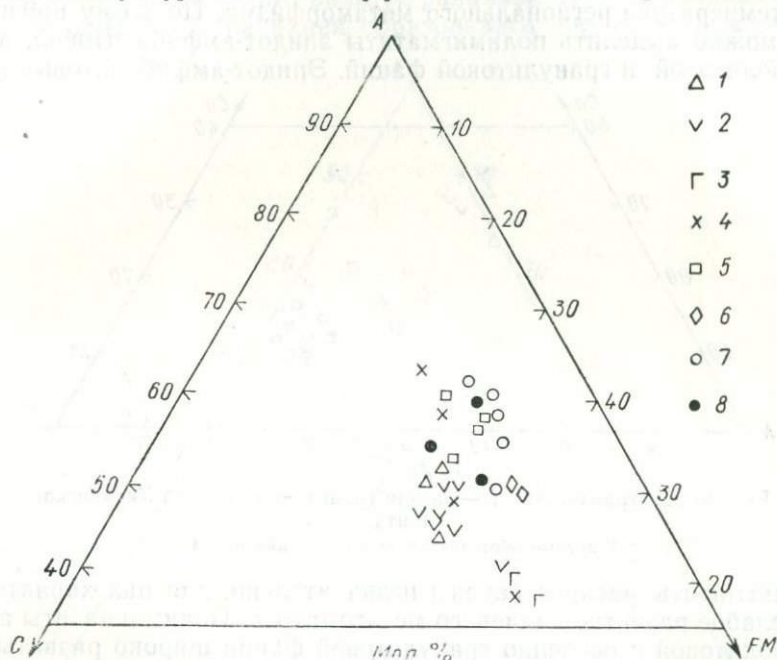


Рис. 45. Диаграмма $AC(FM)$ для гранитоидов блоков Украинского щита:

1 — плаггиогранитоиды; 2 — полимгматиты гранодиоритового состава; 3 — полимгматиты монцититового состава; 4 — полимгматиты — чарнокиты; 5 — порфиробластические полимгматиты амфиболитовой фации; 6 — полимгматиты Чудново-Бердичевского района; 7 — рапакиви Коростенского; 8 — Корсунь-Новомиргородского массивов.

Использованы средние составы типов гранитоидов Украинского щита по данным В. М. Сидорова (1970).

днепровья. Различия в химизме плаггиомигматитов выражаются в изменении содержаний CaO , $(FeO + MgO)$, Na_2O . Наиболее характерно для них повышенное содержание CaO и пониженное K_2O . Чем выше степень или интенсивность метасоматоза, тем меньше кальциевость и больше калиевость полимгматитов. Кальциевость можно определять в мол. % на диаграмме $AC(FM)$ (рис. 45), а калиевость — в ат. % на диаграмме $Na-K-Ca$ (рис. 46).

Можно различать три степени калиевого метасоматоза. Полимгматиты этих степеней по химизму соответствуют гранодиоритам, роговообманковым гранитам и бедным CaO гранитам (см. табл. 48). Гранодиориты богаты роговой обманкой и содержат мало калишпата. Роговообманковые граниты богаты ка-

дишпатом, но включают немного роговой обманки. В бедных CaO гранитах нет роговой обманки, эпидота, клинопироксена, много калишпата, содержится биотит, реже гранат, гиперстен и очень редко кордиерит, фаялит.

Минеральные парагенезисы полимиктитов прежде всего определяются температурой гранитообразования, которая отвечает температуре регионального метаморфизма. По этому признаку можно выделить полимиктиты эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Эпидот-амфиболитовые по-

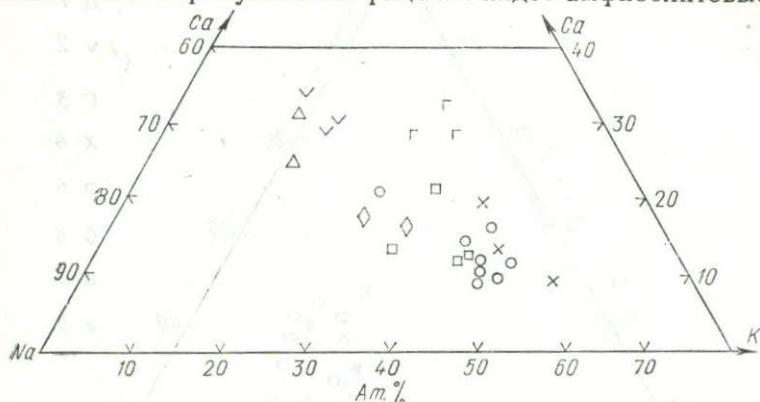


Рис. 46. Диаграмма Na—K—Ca для гранитоидов блоков Украинского щита.

Условные обозначения те же, что для рис. 45.

лимиктиты распространены незначительно, для них характерно слабое развитие калиевого метасоматоза. Полимиктиты амфиболитовой и особенно гранулитовой фации широко развиты в блоках соответствующих метаморфических зон. Как видно, наибольшая интенсивность калиевого метасоматоза связана с наибольшей температурой гранитообразования и метаморфизма.

С увеличением интенсивности калиевого метасоматоза в полимиктатах закономерно повышается железистость магнезиально-железистых минералов (рис. 47). Плагимиктиты имеют железистость 50—60, гранодиоритовые полимиктиты — 55—60, порфиробластические полимиктиты амфиболитовой фации — 60—65 (Кировоградское поле), порфиробластические гранат-биотитовые полимиктиты гранулитовой фации (Новоукраинское поле) — 65—75, порфиробластические полимиктиты с гиперстеном (чарнокиты Новоукраинского и Верблюжского полей граитоидов) — 70—85. Чудново-бердичевские кордиерит-гранатовые полимиктиты имеют более низкую железистость (60—65), а самой высокой железистостью отличаются граниты рапакиви Корсунь-Новомиргородского и Коростенского полей (80—90).

Высокая железистость минералов полимиктитов объясняется зависимостью железистости минералов от щелочности растворов (Коржинский, 1963).

Образование гранитов рапакиви представляет собой особую проблему в петрологии докембрия Украинского щита. Обычно граниты рапакиви считают самыми молодыми среднепротерозойскими интрузивными гранитоидами платформенной стадии развития УЩ. Однако существуют геолого-петрографические данные, которые подтверждают представления Н. Г. Судовикова (1967) о происхождении гранитов рапакиви. Н. Г. Судовиков считает, что граниты рапакиви образовались при частичном пере-

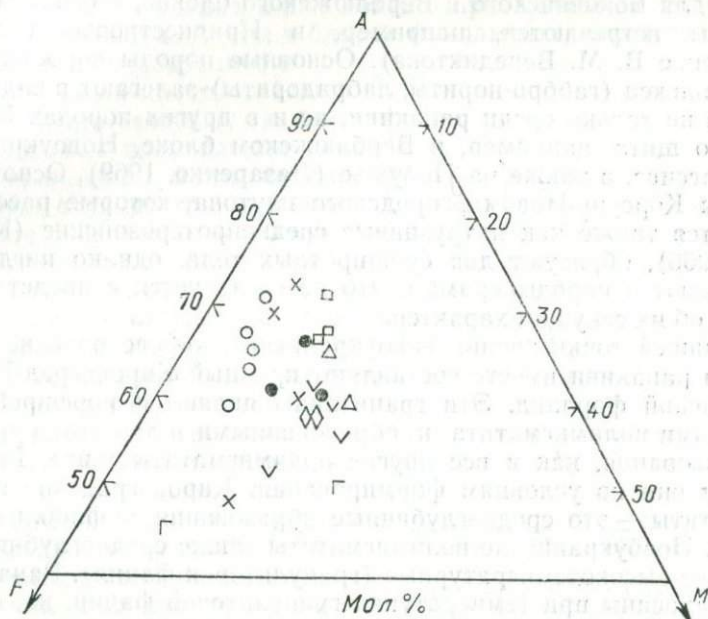


Рис. 47. Диаграмма *AFM* для гранитоидов блоков Украинского щита. Условные обозначения те же, что для рис. 45.

плавлении древних порфиробластических гранитов, поднятых в верхние этажи в виде крупных тектонических блоков.

Корсунь-Новомиргородский массив рапакиви является составной частью Кировоград-Новоукраинского форланда и, как и гранитоиды Кировоградского и Новоукраинского массивов (полей), представляет собой интенсивно переработанный в протерозое большой блок (срединный массив или форланд) гранитоидного архейского фундамента. Рапакиви Коростенского плутона и Восточного Приазовья также приурочены к форландам (континентальным областям) раннепротерозойских геосинклиналей. Контакты массивов рапакиви часто круто падают под окружающие породы (Кононов, 1966).

Петрографически гранитоиды Кировоградского, Новоукраинского массивов и рапакиви Новомиргородского массива сходны по составу и структурно-текстурным особенностям. Они отно-

сительно однородны, порфиробластические, содержат реликты пород основного состава (метабазитов), часто связаны между собой постепенными переходами. Новоукраинские граниты и рапакиви отличаются очень высокой железистостью минералов. Среди новоукраинских гранитов известны роговообманковые разновидности, иногда они содержат фаялит (устное сообщение Е. Н. Голуб), что характерно для рапакиви. Роговообманковые высокожелезистые граниты—полимигматиты, иногда с салитом, характерны также для Боковьянского и Верблюжского блоков, а фаялитовые граниты встречаются, например, в Приднестровье (устное сообщение В. М. Венедиктова). Основные породы коростенского комплекса (габбро-нориты, лабрадориты) залегают в виде реликтов не только среди рапакиви, но и в других породах Украинского щита, например, в Верблюжском блоке, Новоукраинском массиве, а также на Побужье (Лазаренко, 1969). Основные породы Корсунь-Новомиргородского плутона, которые рассматриваются также как интрузивные среднепротерозойские (Кононов, 1966), образуют два субширотных тела, однако нигде не проникают в породы «рамы», что не согласуется с представлениями об их секущем характере.

С нашей точки зрения новоукраинские, кировоградские граниты и рапакиви вместе составляют крупный Кировоград-Новоукраинский форланд. Эти гранитоиды являются порфиробластическими полимигматитами, образованными в два этапа гранитообразования, как и все другие полимигматиты щита. Различаются они по условиям формирования. Кировоградские полимигматиты — это среднеглубинные образования амфиболитовой фации. Новоукраинские полимигматиты также среднеглубинные, но более высокотемпературные (гранулитовая фация). Рапакиви сформированы при температурах гранулитовой фации, но, вероятно, на относительно небольших глубинах. Такое заключение основано на ассоциации биотита с фаялитом (Маракушев, 1964, 1966). Возможно, массив рапакиви был поднят на эти глубины в позднеорогенный этап по разломам как большой тектонический блок, т. е. так, как считает Н. Г. Судовиков (1967). Однако, если учитывать орогеническую полярность, то следует ожидать запаздывание орогенеза в форланде по сравнению с другими геосинклинальными зонами.

Можно сделать вывод о том, что основные породы, залегающие среди рапакиви (коростенский комплекс), представляют собой крупные выходы архейских метабазитов и должны рассматриваться не как наиболее молодые, а как самые древние породы Украинского щита, хотя они существенно переработаны и перекристаллизованы в этап протерозойского регионального метаморфизма и гранитообразования.

Таким образом, рапакиви, так же как кировоградские, новоукраинские и другие граниты — полимигматиты блоков, — являются сложными образованиями. Тектонически они составляют

древние блоки фундамента, а петрологически — это молодые гранитоиды, минеральные парагенезисы которых сформировались главным образом в протерозое (PR_1 — PR_2).

Ингульские, ингулецкие, побужские и другие гнейсы межблоковых синклиналей считаются древними образованиями, составляющими «раму» гранитоидов. По нашему мнению, — это более молодые породы, слагающие метаморфизованные нижнепротерозойские толщи межблоковых синклиналей.

Гранитообразование в них должно принципиально отличаться от гранитообразования в блоках фундамента, вследствие анизотропии и неоднородности состава нижнепротерозойских толщ, среди которых значительная роль принадлежит водосодержащим метапелитам. Главное отличие гранитообразования в блоках и межблоковых синклиналях заключается в том, что в блоках оно проходило в два этапа (архейский и протерозойский), а в межблоковых синклиналях — в один (протерозойский). Гранитообразование протерозойского этапа и в блоках, и в межблоковых синклиналях зависело от степени протерозойского регионального метаморфизма и метаморфической зональности, так как оно проходило только в высокотемпературных зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций. Гранитообразование в эпидот-амфиболитовой фации имело небольшие масштабы и только в ее высокотемпературной части.

Толщи межблоковых синклиналей начинают мигматизироваться с верхов эпидот-амфиболитовой фации, значительные масштабы этого процесса наблюдаются только в амфиболитовой и гранулитовой фациях. В межблоковых синклиналях мигматизированы лишь метапелитовые гнейсы, что выразилось в появлении согласных послонных жил и прожилков лейкократовых пегматоидных гранитов или биотитовых гранитов. Часто эти жилки по зальбандам сильно обогащены гранатом и биотитом, реже гиперстеном, нередко их контакты с гнейсом нерезкие. Обычно образуются полосчатые мигматиты, в которых гнейсовый субстрат количественно преобладает над гранитным новообразованным

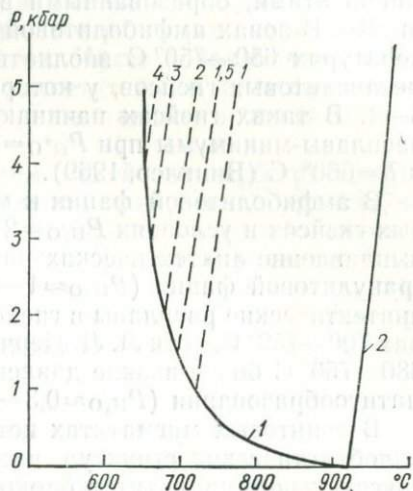


Рис. 48. P — T диаграмма начала плавления в гранитной системе:

1 — при избытке воды ($P_{Тв} = P_{H_2O}$) (Luth *с. а.*, 1964); 2 — линия солидуса сухого адамеллита (Грин и др., 1968).

Пунктиром проведены линии начала плавления при фиксированном P_{H_2O} , равном 1, 1,5, 2, 3 и 4 кбар ($P_{H_2O} < P_{Тв}$, при $P_{Тв} = 5$ кбар).

метатектом. Встречаются большие участки слабой, спорадической мигматизации гнейсов. Участки темных мигматитов редки и в толще гнейсов обычно не превышают по мощности нескольких десятков метров, чередуясь по разрезу со слабо мигматизированными гнейсами или полосчатыми мигматитами. Этим мигматиты в межблоковых синклиналях резко отличаются от огромных полей темных мигматитов блоков.

Мигматиты по гнейсам межблоковых синклиналей, которые широко распространены в Прингулье, Ингуло-Ингулецком водоразделе и Нижнем Побужье, являются, вероятно, венитовыми мигматитами, образованными в результате анатексиса гнейсов *in situ*. В зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций при температурах 650—750° С вполне вероятен анатексис бедных СаО метапелитовых гнейсов, у которых отношение Аб:Ан составляет 3—4. В таких гнейсах начинают выплавляться анатектические расплавы-минимумы при $P_{H_2O} = 2$ кбар и $T = 690^\circ$ С, $P_{H_2O} = 5$ кбар и $T = 660^\circ$ С (Винклер, 1969).

В амфиболитовой фации и метаморфизованных метапелитовых гнейсах в условиях $P_{H_2O} \approx 2-4$ кбар, $P_{ТВ} \approx 5$ кбар возможно выплавление анатектических расплавов при $T = 660-700^\circ$ С. В гранулитовой фации ($P_{H_2O} \approx 1-2$ кбар и $P_{ТВ} \approx 5$ кбар) (рис. 48) анатектические расплавы в гнейсах генерируются при температурах 700—750° С, хотя Л. Л. Перчук (1970) дает при температурах 680—750° С более низкие давления воды, необходимые для мигматитообразования ($P_{H_2O} \approx 0,3-0,9$ кбар).

В венитовых мигматитах нет метасоматических порфирипои-килобластических структур, весьма характерных для метасоматических полимигматитов блоков. Порфириобласты калиевых полевых шпатов в метатекте мигматизированных гнейсов наблюдаются иногда лишь на контакте этих пород с порфирибластическими полимигматитами блоков. Мощность такой зоны обычно не превышает нескольких десятков метров.

Крупнозернистые полевошпатовые пегматиты образуются в виде согласных, реже секущих жил и гнезд в метаморфических породах межблоковых синклиналей, редко в полимигматитах блоков. Эти жилы имеют мощность до нескольких метров. Их контакты обычно секущие, хотя иногда, особенно в зальбандах, отмечаются случаи замещения метаморфических пород пегматитом. Встречаются пегматиты в метаморфических зонах эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Пегматитовые жилы, вероятно, выполняют пустоты, хотя не исключена определенная роль метасоматического замещения метаморфических пород. Пегматиты, так же как и пегматоидные лейкократовые граниты амфиболитовой фации, обычно залегают среди метабазитов и железистых пород, т. е. пород, очень плохо поддающихся анатексису. Вероятно, при образовании крупно- и гигантозернистых пегматитов главная роль принадлежит кристаллизации щелочных полевых шпатов, а затем кварца из высокотемпе-

ратурных флюидов в пустотах при незначительной роли метасоматоза. Среднезернистые лейкократовые серые или розовые пегматоидные граниты, образующие согласные жилы среди сланцев Родионовского участка (эпидот-амфиболитовая фация), а также среди ингульских гнейсов (амфиболитовая фация), большей частью заполняющие трещинные пустоты, кристаллизовались из расплава, о чем можно судить по их анхизтектическому составу и структуре (пегматитовой или гранофировой). В амфиболитовой фации среди железистых кварцитов встречаются мелко- и среднезернистые розовые лейкократовые граниты, которые слагают мелкие согласные жилки. Такие мигматиты образовались, вероятно, при инфильтрации щелочных растворов по кварцевым прослоям в железистых кварцитах. Часто в зальбандах таких гранитных жилок на границе с магнетитовыми прослоями образуется биотит. Генезис описанных пегматитов и пегматоидных гранитов во многом еще не ясен.

Температуры более низкие, чем в гнейсовом субстрате, которые иногда определяются в гранитном метатекте по гранат-биотитовому геотермометру, можно объяснить, с одной стороны, неравновесностью новообразованного граната с реликтовой частью биотита, а с другой — возможным регрессивным характером гранитообразования, которое иногда может протекать при уменьшении $P_{\text{ТВ}}$ и увеличении $P_{\text{H}_2\text{O}}$, несмотря на некоторое падение температуры (Перчук, 1970а).

Резюмируя изложенное, можно сделать такие выводы по гранитообразованию в докембрии Украинского щита.

Следует различать гранитообразование архейское и протерозойское. Архейское гранитообразование связано с орогенезом в архейской панэвгеосинклинали около 3 млрд. лет тому назад и выразилось в образовании более или менее однородных полей, вероятно, анатектических плагиомигматитов по метабазитам. Наличие калишпатсодержащих гранитов в архее сомнительно, так как их нет в низкотемпературных метаморфических зонах, где не сказалась протерозойская мигматизация.

Протерозойское гранитообразование связано с орогенезом в раннепротерозойской геосинклинали около 2 млрд. лет тому назад и контролировалось протерозойским региональным метаморфизмом, поскольку проходило не повсеместно, а лишь в условиях средне- и высокотемпературных фаций метаморфизма (начиная с верхов эпидот-амфиболитовой фации).

Протерозойское гранитообразование отличалось от архейского геохимически определяющей ролью калия, что выразилось в образовании огромных масс гранитоидов адамеллитового и гранитового составов. Роль плагиогранитоидов подчиненная.

Характер протерозойского гранитообразования существенно различен в блоках архейского фундамента и в нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных толщах межблоковых синклиналей. В блоках ведущим гранитообразующим процессом был калиевый

метасоматоз архейских плагиомигматитов с формированием огромных полей преимущественно порфирсбластических однородных теневого полимigmatитов амфиболитовой и гранулитовой фаций. Особенно характерен этот процесс для форландов, которые являлись зонами растяжения и интенсивного притока щелочных флюидов при протерозойском орогенезе. Граниты рапакиви также рассматриваются как полимigmatиты, образованные при высоких температурах и пониженных давлениях, характерных для форландов.

В гнейсах межблоковых синклиналей основным процессом при гранитообразовании был анатексис с образованием венитовых послонных или полосчатых мигматитов. Теневые мигматиты играют среди мигматитов межблоковых синклиналей подчиненную роль.

Если температура и общее давление протерозойского гранитообразования соответствовали условиям регионального метаморфизма ($P_{ТВ} \approx 5$ кбар, а $T = 650-700^\circ\text{C}$ в амфиболитовой фации и $700-750^\circ\text{C}$ в гранулитовой), то парциальное давление воды, вероятно, было более низким при метасоматическом гранитообразовании в блоках ($P_{H_2O} \leq 1-2$ кбар), чем при анатектическом гранитообразовании в гнейсах межблоковых синклиналей ($P_{H_2O} \approx 2-4$ кбар в амфиболитовой фации и около $1-2$ кбар — в гранулитовой).

Гранитообразование в больших масштабах проходило в гранулитовой фации, нежели в амфиболитовой.

Для определения условий архейского гранитообразования могут быть использованы только косвенные данные, так как протерозойский региональный метаморфизм и гранитообразование были «тотальными» и реликтов парагенезисов минералов архейских пород практически не сохранилось.

Предполагая в архее меньшую мощность земной коры, меньшую дифференцированность геосинклинальных зон, небольшие общие давления и, особенно, малые тектонические сверхдавления, а также большой тепловой поток и масштабы гранитообразования, чем в протерозое (учитывая характер изменения всех этих параметров от раннего протерозоя к фанерозою), можно считать, что при архейском орогенезе были высокие и относительно равномерно распределенные температуры метаморфизма и гранитообразования (около $700-800^\circ\text{C}$), почти повсеместный, равномерный и интенсивный характер гранитообразования при небольшом общем давлении ($P_{ТВ} \geq 5$ кбар). Трудно определить P_{H_2O} при архейском гранитообразовании. С одной стороны, основные эффузивы содержат немного воды, а с другой, — в архее можно предположить значительно более интенсивное выделение воды на ранних стадиях дифференциации Земли, чем в поздние эры.

Глава VI

СВЯЗЬ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ С ТЕКТОНИКОЙ В ДОКЕМБРИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Систематическое изучение распространенности метаморфических фаций на территории Украинского щита было начато совсем недавно (Усенко и др., 1971, 1972). Связь распределения метаморфических фаций с тектоникой УЩ в геологической литературе еще не получила достаточного освещения.

На Украинском щите хорошо выделяются три большие территории развития пород гранулитовой фации: Волыно-Подолля, Кировоградский район и Приазовье, которые разделяются субмеридиональными Среднеприднепровской и Рось-Тикичской областями с метаморфизмом более низкой степени. В пределах Рось-Тикичского водораздела развиты породы амфиболитовой фации, а в Среднем Приднепровье — зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

В предыдущих главах проведено геотектоническое районирование Восточно-Украинской раннепротерозойской геосинклинали в пределах центральной части Украинского щита (гл. II) и выявлены основные закономерности связи метаморфической зональности с тектоникой этой территории (гл. V). Рассмотрим геотектоническое районирование западной части щита (рис. 49).

На основании геолого-петрографических данных (табл. 49) выделяется крупный Волыно-Подольский форланд, сложенный преимущественно чарнокитовыми и гранат-кордиеритовыми полимигматитами. Северную его часть занимают также полимигматиты — рапакиви Коростенского блока. Для форланда характерны небольшие узкие межблоковые синклинали, зажатые среди гранитоидов фундамента. Лишь в Тетеревском районе гнейсовые толщи крупных межблоковых синклиналей слагают субширотную миогеосинклиналиную зону.

Установлена Брусилев-Первомайская геосинклиналиная зона, которая соединяет крупную Брусилевскую межблоковую синклинали и скопление небольших межблоковых синклиналей в районе г. Первомайска. В этой зоне, которая включает большое Уманское геоантиклинальное поднятие, в межблоковых синклиналях развиты метабазиты и метапелиты, в меньшей мере железистые и карбонатные породы, высокоглиноземистые гнейсы, метаультрабазиты. По формационному составу толщ Брусилев-Первомайскую зону можно охарактеризовать как миоэвгеосинкли-

Распределение площадей метаморфических фаций и зон по геосинклинальным

Геосинклинальная зона	Характеристика			
	Процент площади межблоковых синклиналей	Степень эвгеосинклинальности	Степень вытянутости	Степень линейности
Восточно-Приазовский форланд	1	0,0	Слабая	Слабая
Мангушский миеосинклинальный прогиб	8	0,0—0,1	»	»
Западно-Приазовское миеоантиклинальное поднятие	5	0,0—0,1	»	»
Орехово-Павлоградский миевгеосинклинальный прогиб	18	0,1—0,3	Высокая	Высокая
Белозерско-Конкский эвгеосинклинальный прогиб	28	0,5—0,6	Слабая	Слабая
Верховцево-Чергомлыкский эвгеосинклинальный прогиб	36	0,6—0,7	»	»
Эвгеоантиклинальные поднятия Среднего Приднепровья	4	0,5—0,8	»	»
Криворожско-Кременчугский миевгеосинклинальный прогиб	58	0,2	Высокая	Высокая
Ингулецко-Зеленовское миеоантиклинальное поднятие	7	0,1	»	»
Родионовский внутренний миеосинклинальный прогиб	65	0,0	Высокая, средняя	Высокая, средняя
Долинско-Боковянское внутреннее миеоантиклинальное поднятие	17	0,0	Средняя	Средняя
Ингульский внешний миеосинклинальный прогиб	59	0,0	Высокая, средняя	Высокая, средняя
Кировоград-Новоукраинский форланд	4	0,0	Средняя	Средняя
Братско-Звенигородская миеосинклиналь	30	0,0—0,1	Средняя, высокая	»
Брусилев-Первомайская миевгеосинклиналь	6	0,1—0,4	Слабая	Слабая
Вольно-Подольский форланд	5	0,0	»	»
Украинский щит	14			

зонам раннепротерозойской геосинклинали в пределах Украинского щита

геосинклинальных зон			Площади метаморфических фаций и зон, км ² , %	
Блоки	Степень развития	Площадь, км ² 100 %	Зеленосланцевая	
			Би	Гр
Крупные	—	5500 100%		
Средние	Слабая	3750 100%		
»	—	6750 100%		
Мелкие	Средняя	4300 100%		
Крупные	Высокая	3850 100%	750 19% 52%	2200 56% 16%
»	»	3100 100%	700 22% 48%	1700 55% 12%
»	—	20800 100%		10000 48% 69%
Средние, мелкие	Высокая	1200 100%		500 42% 3%
»	—	2750 100%		50 2%
»	Высокая, средняя	1900 100%		
Средние	—	2300 100%		
Средние, мелкие	Высокая	8900 100%		
Крупные	—	12000 100%		
Средние	Средняя	11000 100%		
Крупные, средние	Слабая	35300 100%		
»	—	58100 100%		
		181500 100%	1450 0,8% 100%	14450 8,0% 100%

Площади метаморфических фаций и зон, км², %

Геосинклинальная зона	Эпидот-амфиболитовая			Амфиболитовая	Гранулитовая
	Ст	Сил— —Му	Всего	Сил—Би—Орт	Гр—Кор—Орт
Восточно-Приазовский форланд					5500 100% 7%
Мангушский миогеосин- клинальный прогиб			250 7% 1,5%	1000 28% 1,5%	2500 65% 3%
Западно-Приазовское миогеоантиклиналь- ное поднятие			250 4% 12%	4700 69% 7%	1800 27% 2%
Орехово-Павлоградский миоэвгеосинклиналь- ный прогиб	800 19%	1000 23%	1800 42% 12%	1800 42% 12%	700 16% 1%
Белозерско-Конкский эвгеосинклинальный прогиб			700 19% 5%	200 6% 0,3%	
Верховцево-Чертомлык- ский эвгеосинклиналь- ный прогиб			700 23% 5%		
Эвгеоантиклинальные поднятия Среднего Приднепровья			8700 41% 56%	2000 10% 3%	100 0,5% 0,1%
Криворожско-Кремен- чугский миоэвгеосин- клинальный прогиб	500 42%	150 12%	650 54% 4%	50 4% 0,1%	
Ингулецко-Зеленовское миогеоантиклинальное поднятия	1100 40%	500 19%	1600 59% 11%	1100 39% 1,5%	
Родионовский внутрен- ний миогеосинкли- нальный прогиб	300 16%	—	300 16% 2%	1400 74% 2%	200 10% 0,2%
Долинско-Боковянское внутреннее миогеоан- тиклинальное подня- тие				600 27% 1%	1700 73% 2%
Ингульский внешний миогеосинклинальный прогиб				8200 92% 12%	700 8% 1%
Кировоград-Новоукра- инский форланд				3000 25% 4%	9000 75% 11%
Братско-Звенигород- ская миогеосинкли- наль				4000 36% 6%	7000 64% 9%
Брусилов-Первомайская миоэвгеосинклиналь			300 1% 2%	25000 71% 36%	10000 28% 12%
Вольно-Подольский форланд			100 0,2% 0,7%	16000 28% 23%	42000 72% 52%
Украинский щит			15350 8,5% 100%	69050 38% 100%	81200 44,7% 100%

Примечание. Под площадями метаморфических зон (км²) слева по горизонтали даются проценты площади зоны к площади всей геосинклинальной зоны, а справа по вертикали — по отношению к общей площади метаморфической зоны на щите.

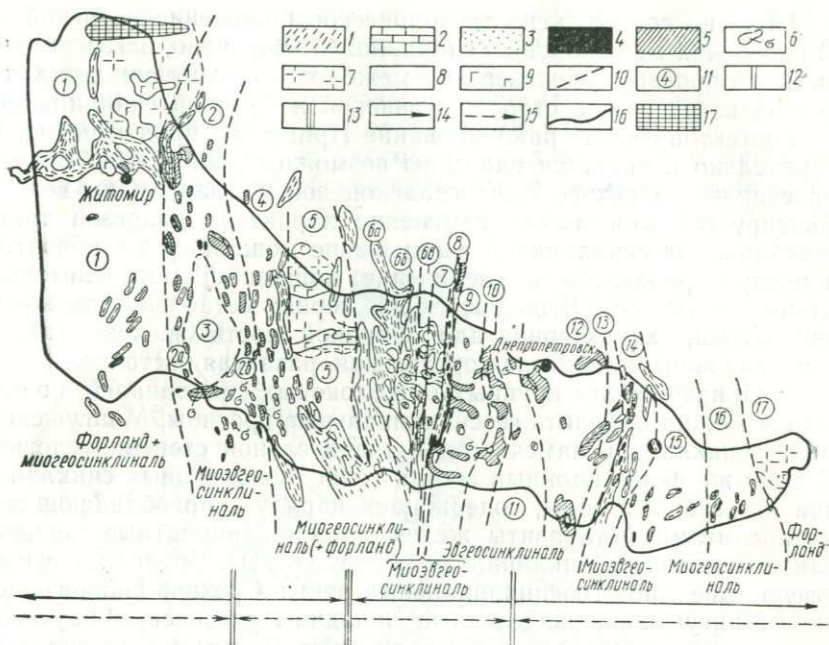


Рис. 49. Схема геотектонического районирования раннепротерозойской геосинклинали Украинского щита.

Нижнепротерозойские образования межблоковых синклиналей: 1—метапелиты, 2—карбонатные породы, 3—кварциты, 4—железистые породы, 5—метабазиты, 6—тела метакристаллитов; породы архейского фундамента, переработанного в протерозое (в блоках): 7—рапакиви и субщелочные гранитоиды, 8—гранитоиды фундамента (перекристаллизованные архейские плагиомигматиты и протерозойские полимигматиты), 9—реликты метабазитов среди гранитоидов фундамента, 10—границы геосинклинальных зон, 11—номера геосинклинальных зон, 12—оси центробежной симметрии (Уманская и Запорожская); 13—ось центростремительной симметрии (Новоукраинская); 14—орогенетическая и геосинклинальная полярности; 15—ориентировка тектонического сжатия при орогенезе и метаморфизме; 16—граница Украинского щита; 17—Овручская среднепротерозойская субплатформенная серия; геосинклинальные зоны: 1—Волыно-Подольский форланд (+миогеосинклиналь); Брусилів-Первомайська mioзвгеосинклиналь: 2a—Гайсинская ветвь, 2б—Тальновская ветвь; 3—Уманское внутреннее mioзвгеоантиклинальное поднятие; 4—Братско-Звенигородская mioгеосинклиналь; 5—Кировоград-Новоукраинский форланд; 6—Ингуло-Ингулецкая mioгеосинклиналь: 6a—Ингульский внешний mioгеосинклинальный прогиб, 6б—Долинско-Боквянское внутреннее mioгеоантиклинальное поднятие, 6в—Родионовский внутренний mioгеосинклинальный прогиб; 7—Ингулецко-Зеленовское mioгеоантиклинальное поднятие; 8—Криворожско-Кременчугский mioзвгеосинклинальный прогиб; 9—Саксаганско-Пятихатское mioзвгеоантиклинальное поднятие; 10—Верховцево-Чертомлыкский звгеосинклинальный прогиб; 11—Запорожское звгеоантиклинальное поднятие; 12—Сурско-Белозерско-Конкский звгеосинклинальный прогиб; 13—Камышевское mioзвгеоантиклинальное поднятие; 14—Орехово-Павлоградский mioзвгеосинклинальный прогиб; 15—Западно-Приазовское mioгеоантиклинальное поднятие; 16—Мангушский mioгеосинклинальный прогиб; 17—Восточно-Приазовский форланд.

наль. Она близка по тектоническому положению к Белоцерковско-Одесской геосинклинальной ветви по Г. И. Каляеву (1965, 1972).

Восточнее Брусилів-Первомайской mioзвгеосинклинали в межблоковых синклиналях Звенигородско-Братской mioгеосинклинали уже резко преобладают метапелитовые гнейсы. Далее на восток располагается Кировоград-Новоукраинский форланд.

Пока не совсем ясно тектоническое положение Сурской и Мангушских межблоковых синклиналей. Вероятно, эвгеосинклинальный прогиб от Белозерской межблоковой синклинали на север разветвляется в сторону Конкской и Сурской синклиналей.

Геотектоническое районирование Приазовья проведено предварительно и является одним из возможных вариантов. Вкрест простирания Орехово-Павлоградской зоны с запада на восток фиксируется отчетливое изменение характера разрезов толщ межблоковых синклиналей: уменьшение мощностей metabазитов и метакальцитов и увеличение мощностей метакальцитов сланцев и гнейсов. Выделяются две серии: metabазитовая новопавловская, характерная для западной части Орехово-Павлоградской зоны, и гнейсовая ореховская, развитая восточнее.

В Приазовье нет крупных межблоковых синклиналей, по которым можно выделить геосинклинальные прогибы. Мангушская миогеосинклиналь намечается в значительной степени условно. К тому же формационный состав толщ межблоковых синклиналей Мангушской зоны, содержащих наряду с преобладающими метакальцитами metabазиты железистые и карбонатные породы, близок к миоэвгеосинклинальному типу (гл. II). Возможно, существуют две миоэвгеосинклинальные зоны: Орехово-Павлоградская и Мангушская, разделенные Западно-Приазовским внутренним миоэвгеоантиклинальным поднятием. В этом случае положение миогеосинклинали не ясно. Возможно, она совмещается с форландом в Восточном Приазовье. Раздвоенные миоэвгеосинклинальные зоны Приазовья напоминают аналогичные зоны Курской магнитной аномалии (Белгород-Михайловский и Старооскольский миоэвгеосинклинальные прогибы, разделенные Курским миоэвгеоантиклинальным поднятием). Не исключено, что геосинклинальные зоны Приазовья и КМА совмещаются по простиранию, как считает Г. И. Каляев (1965, 1971).

Нами составлена карта геотектонического районирования и метаморфической зональности Украинского щита масштаба 1 : 500 000. Данные этой карты послужили основой для составления схем геотектонического районирования и метаморфической зональности Украинского щита (рис. 49 и 50) и для ориентировочной количественной оценки морфологии выделенных геосинклинальных зон и распределения площадей метаморфических зон в пределах последних.

В табл. 49 приведены данные по геосинклинальным зонам: площадь ($км^2$); процент площади, занятой межблоковыми синклиналиями; степень эвгеосинклинальности (отношение мощностей офиолитов к мощностям всех геосинклинальных толщ в межблоковых синклиналиях); характеристика морфологии — степень вытянутости, линейности, раздробленности на блоки, а также степень развития (см. гл. I). Кроме того, даны площади метаморфических зон в каждой геосинклинальной зоне и рассчитаны проценты, приходящиеся на каждую метаморфическую зону в пре-

делах определенной геосинклинальной зоны, а также проценты, показывающие распределение определенной метаморфической зоны по геосинклинальным зонам щита.

Эти данные предварительны и зависят от степени геолого-петрографической изученности отдельных районов.

Средняя площадь межблоковых синклиналей, т. е. площадь, занятая нижнепротерозойскими геосинклинальными толщами, на

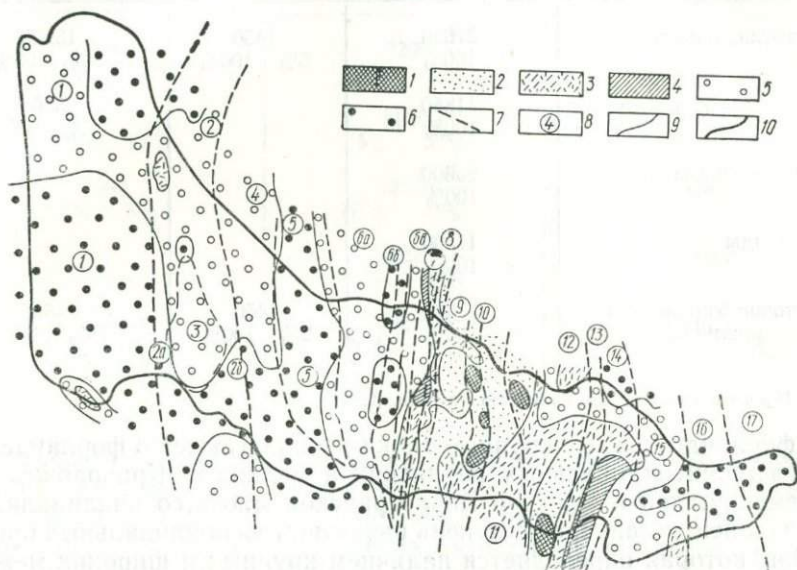


Рис. 50. Схема метаморфической зональности Украинского щита.

Метаморфические зоны: 1 — биотитовая, 2 — гранатовая, 3 — ставролитовая, 4 — силлиманит-мусковитовая, 5 — силлиманит-биотит-ортоклазовая (амфиболитовая фация), 6 — гранат-кордиерит-ортоклазовая (гранулитовая фация); 7 — границы геосинклинальных зон; 8 — номера геосинклинальных зон (см. рис. 49); 9 — границы метаморфических зон; 10 — условная граница Украинского щита.

Украинском щите составляет около 14%, а остальные 86% приходятся на выходы архейского гранитоидного фундамента. Эти площади распределены неравномерно. В геосинклинальных прогибах площадь межблоковых синклиналей составляет 20—40, достигая 60%, в то время как в геантисинклинальных поднятиях она равна 4—17, а в форландах — 1—5%. В Приазовье и Брусилів-Первомайской зоне площадь межблоковых синклиналей также незначительна (5—8%).

Степень эвгеосинклинальности нижнепротерозойских толщ в межблоковых синклиналях закономерно увеличивается от 0,0—0,1 в форландах и миогеосинклиналиях до 0,1—0,4 в миоэвгеосинклиналиях и достигает 0,5—0,8 в эвгеосинклиналиях.

Наибольшей степенью вытянутости и линейности отличаются Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская миоэвгеосинклинали, а остальные зоны — слабой или средней, особен-

Распределение площадей метаморфических зон (км² и %) в пределах геосинклинали

Геосинклиальная зона	Общая площадь геосинклиальной зоны, км ² 100 %	Площади метаморфических	
		Зеленосланцевая	
		Би	Гр
Эвгеосинклиналь	27650 100%	1450 5%	13900 50% 96%
Миоэвгеосинклинали	11850 100%		550 5% 4%
Миогеосинклинали	20600 100%		
Форланды	17500 100%		
Восточно-Украинская геосинклиналь	77600 100%	1450 2%	14550 18% 100%

Примечание. См. примечание к табл. 49.

но форланды. Самые крупные блоки располагаются в форландах и в эвгеоантиклинальных поднятиях, а мелкие в Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской миоэвгеосинклиналях. И, наконец, установлена степень развития геосинклиальных прогибов, которая определяется наличием крупных и широких межблоковых синклиналей с мощными геосинклиальными толщами. Выделяются высокооразвитые (до средних) эвгеосинклиальные (Сурско-Белозерский и Чертомлык-Верховцевский), миоэвгеосинклиальный (Криворожско-Кременчугский) и миогеосинклиальные (Родионовский и Ингульский) прогибы. По простиранию степень развития прогибов неодинакова. Слаборазвитыми являются Мангушский и Брусиллов-Первомайский геосинклиальные прогибы.

Следует заметить, что, хотя названия геосинклиальных зон даны согласно терминологии Ж. Обуэна (1967), каждому геосинклиальному прогибу ближе по формационному составу толщ не внутреннее, а внешнее соседнее геоантиклинальное поднятие. Например, Криворожско-Кременчугский миоэвгеосинклиальный прогиб следует объединять в одну миоэвгеосинклиальную не с Саксаганско-Пятихатским миоэвгеоантиклинальным поднятием, а с Ингулецко-Зеленовским внутренним миогеоантиклинальным поднятием (рис. 49). Вопросы тектонической терминологии докембрийских геосинклиальных зон еще нуждаются в дальнейшей доработке.

Достаточно хорошо связь метаморфической зональности с тектоникой раннепротерозойской геосинклинали в пределах Ук-

Таблица 50

геосинклиальных зон Восточно-Украинской раннепротерозойской (Большой Кривой Рог)

фаций, зон		
Эпидот-амфиболитовая	Амфиболитовая	Гранулитовая
Ст. Сил-Му	Сил-Би-Орт	Гр-Кор-Орт
10000 36% 69%	2200 8% 9%	100 0,5% 0,5%
4000 34% 27%	6600 55% 27%	700 6% 3%
600 3% 4%	12500 63% 52%	6900 34% 31%
	3000 17% 12%	14500 83% 65%
14600 19% 100%	24300 32% 100%	22200 29% 100%

раинского щита иллюстрируется данными табл. 49. Но особенно наглядно проявляется эта связь на примере хорошо изученной территории Большого Кривого Рога (рис. 51, табл. 50). Самая низкотемпературная на щите биотитовая зона зеленосланцевой фации приурочена только к ядрам межблоковых синклиналей Среднеприднепровской эвгеосинклинали. Для метapelитов этой зоны характерен парагенезис Хл+Би+Сер+Кв, встречаются хлоритид и стильпномелан, отсутствует альмандиновый гранат. В метабазитах ассоциируют Акт (или голубовато-зеленая Рог) + Аб + Эп + Хл ± Кв. Породы гранатовой зоны зеленосланцевой фации также развиты преимущественно в эвгеосинклинали и лишь около 5% их площади — в миоэвгеосинклинали. Эпидот-амфиболитовая фация распространена, главным образом, в эвгеоантиклинальных поднятиях и лишь 27% — в миоэвгеосинклиналих. Только 4% площади эпидот-амфиболитовой фации приходится на миогеосинклинали. Силлиманит-мусковитовая зона выделяется только в миоэвгеосинклиналих. Породы амфиболитовой фации (силлиманит-биотит-ортоклазовая зона) развиты преимущественно в миогеосинклиналих (52%), менее — в миоэвгеосинклиналих (27%), в то время как породы гранулитовой фации приурочены к форландам (65%) и меньше к миогеосинклиналим (31%).

Как видно, для Большого Кривого Рога характерна определенная метаморфическая специализация геосинклиальных зон: эвгеосинклиналь — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации, миоэвгеосинклиналь — эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая, миогеосинклиналь — амфиболитовая и гранулитовая, фор-

ланд — гранулитовая и амфиболитовая фации. С другой стороны метаморфические фации приурочены по тектоническому признаку к определенным геосинклинальным зонам: зеленосланцевая — к эвгеосинклинали, эпидот-амфиболитовая — к эвгеосинклинали и миоэвгеосинклинали, амфиболитовая — преимущественно к миоэвгеосинклинали, гранулитовая — к форланду.

Геосинклинальная зона \ Метаморфическая фация	Зеленосланцевая	Эпидот-амфиболитовая	Амфиболитовая	Гранулитовая
Эвгеосинклиналь	30			
	20	20	13	
	10		3	0,1
Миоэвгеосинклиналь	30			
	20	0,7	5	9
	10			0,9
Миоэвгеосинклиналь	30			
	20		0,8	16
	10			9
Форланд	30			
	20			19
	10		4	

Рис. 51. Распределение метаморфических фаций (в процентах ко всей площади геосинклинали) по геосинклинальным зонам Восточно-Украинской раннепротерозойской геосинклинали (Большой Кривой Рог).
Использованы данные табл. 50.

В геосинклинальных прогибах всегда развит более низкотемпературный метаморфизм, чем в соседних (особенно во внешних) геантиклинальных поднятиях (табл. 49).

На Украинском щите породы гранулитовой фации относятся главным образом к гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации. Самые высокотемпературные образования встречаются в Подолии, Нижнем Побужье и Приднестровье, где метапелитовые гнейсы характеризуются парагенезисом $Kv + ПШ + Пл + Би + Гип + Кор \pm Gr$ (Костюк, 1955; материалы Е. Н. Голуб, В. М. Венедиктова). Эти породы относятся к переходу от гранат-кордиерит-ортоклазовой к гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфации.

Следует отметить влияние общего давления на метаморфическую зональность Украинского щита. Широко известны пред-

ставления о том, что самые высокотемпературные образования являются и самыми глубинными (Усенко и др., 1971; 1972, 1973).

Зональность по давлению на щите проявлена слабо. Метаморфизм УЩ можно отнести к андалузит-силлиманитовому типу по А. Мияширо. Изученные величины давления не выходят за пределы этого типа, так как в метапелитах эпидот-амфиболитовой фации щита силикат глинозема представлен почти всегда андалузитом. Чаще всего эпидот-амфиболитовая фация состоит из одной ставролит-андалузит-мусковитовой субфации (зоны). В Западно-Ингулецкой зоне и Среднем Приднестровье (устное сообщение В. М. Венедиктова) отмечается даже парагенезис андалузита с калиевым полевым шпатом — индикатор весьма низкого давления ($P_{тв}$ не выше 3—4 кбар по экспериментальным данным). Только в Криворожско-Кременчугской зоне и на р. Чертомлыке в Среднем Приднепровье наряду с андалузитом очень редко встречается дистен (Семененко и др., 1959, 1967). Установлены, правда, дистен-виридиновые кварциты и сланцы среди среднепротерозойских толщ овручской серии в Суццано-Пержанской зоне крайнего северо-запада УЩ (Горошников, 1971). Вероятно, это продукты более молодого средне-, позднепротерозойского метаморфизма повышенного давления, который наложился на образования раннепротерозойского тотального регионального метаморфизма, рассматриваемого в настоящей работе.

Высокая и довольно устойчивая железистость гранатов (75—80) в Приазовье, Западно-Ингулецкой полосе, Приингулье и в западной части щита в минеральном парагенезисе $Gr + Cor + Bi + Sil + ПШ + Kв$ является индикатором низких давлений, примерно отвечающих ханкайской субфации глубинности, по А. А. Маракушеву (1965).

В Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зонах выделяется силлиманит-мусковитовая метаморфическая зона, в то время как в других районах андалузит-ставролит-мусковитовая зона непосредственно сменяется зоной силлиманит-кашлишпатовых гнейсов. В этих же тектонических зонах и метабазах широко развит гранат, а в среднетемпературных метабазах других районов — куммингтонит.

На основании изложенных данных можно предположить, что в эвгеосинклинали Среднего Приднепровья и обрамляющих ее Криворожско-Кременчугском и Орехово-Павлоградском миоэвгеосинклиналиных прогибах давление было несколько выше, чем на остальной части щита, и приближалось к промежуточному (дистен-андалузитовому) типу низкого давления.

На основании экспериментальных равновесий силиката глинозема $P_{тв}$ в эпидот-амфиболитовой фации можно ограничить снизу давлением 3—4 кбар, а сверху — 5,5—6,5 кбар (тройная точка). Вероятно, андалузит-силлиманитовый тип преобладаю-

Условия образования гранат-пироксеновых

Место взятия образца (автор)	Порода, парагенезис	Гранат	
		F	X _{Mg}
Верхнее Побужье (Доброхотов, 1968)	Гранатовый чарнокит	71	0,29
р-н г. Винницы (Костюк, 1955)	Гнейс, Кв+Пл+ПШ+Гр+Кор+ +Би+Гип	68	0,32
Среднее Побужье, Юж. Буг, обр. 29 (Усенко, 1970)	Метабазит, Гр+ПШ+Рог _{36,3} +Гип, Пл, рудн.	65,5	0,336
Среднее Побужье, Юж. Буг, обр. 95 (Усенко, 1970)	Метабазит, Гр+ПШ+Гип+Пл, Би, Кв, ПШ, рудн.	82,6	0,169
Нижнее Побужье, с. Якимовка, обр. 63 (материалы Е. Н. Голуб)	Гнейс, Кв+ПШ+Гип+Би+Гр	65,5	0,35
Кировоградская обл., с. Новоукраинка (материалы Е. Н. Голуб)	Гранатовый чарнокит, Кв+Пл+ПШ+Би ₆₆ + +Гр+Гип	88,8	0,112
Приазовье, Мангушское месторождение, обр. 13/68 (Кравченко, 1966)	Железистая порода, Кв+Гип+Пи+Гр±Фа	86,0	0,137
Приазовье, с. Суржинка, обр. 180/68 (материалы Т. Г. Щербаковой)	Гранатовый чарнокит	76,1	0,192

шей части щита отвечает $P_{ТВ} \approx 4-5$ кбар, а промежуточный тип эвгеосинклинали $P_{ТВ} \approx 5-6$ кбар (гл. V).

Данные по высокотемпературным гранат-кордиеритовому (Сиггье, 1971) и гранат-пироксеновому (Перчук, 1969, 1970) геобарометрам менее определены и дают зачастую сильно расходящиеся значения $P_{ТВ}$: от 1—2 до 10—12 кбар, хотя преобладают 4—7 кбар (табл. 51, 52). Более устойчивы показания гранат-кордиеритового геобарометра — 5,5—6,5 кбар. Особенно большие отклонения от средних значений дают определения по гранитоидам, что, вероятно, объясняется неравновесностью их магнетизально-железистых минералов. Отсутствие парагенезиса гиперсте-

пород Украинского щита

Гиперстен		Салит		K _{Гр-Гип}	K _{Гр-Пи}	T°C	P _{ТВ} кбар
F	X _{Mg}	F	X _{Mg}				
48	0,52			0,376		700 750	9,0 6,2
45	0,55			0,396		700 750	9,8 6,8
		25,5	0,744		0,144	665, (Гр— Рог) 700	5,5 2,5
52	0,476			0,224		650 665 700	4 3 2
		37,3	0,626		0,122	650 665 700	4 2,5 0,5
43,6	0,564	—	—	0,41		700 750	10,0 8,0
72,8	0,268			0,335		630, (Гр— Би) 700 750	11,0 7,2 5,0
67,5	0,325			0,33		650 700 750	10,0 7,0 5,0
		54,0	0,46		0,186	650 700 750	8,0 5,0 1,0
72,8	0,268			0,273		650 670 700	7,5 5,0 4,5

на с силлиманитом на УЩ означает, что $P_{ТВ}$ метаморфизма не превышало 7—8 кбар (Сиггье, 1971).

На основании изложенных петрологических данных можно сделать вывод о независимости температуры и давления при метаморфизме и примерно одинаковом общем давлении в разных метаморфических фациях на Украинском щите. Вместе с тем отмечается некоторое увеличение давления (до 1—2 кбар) при переходе от высокотемпературного метаморфизма внешних зон геосинклинали к низкотемпературному внутренних зон. Аналогичные выводы сделаны А. Мияширо и для парных метаморфических поясов японского типа (см. гл. 1).

Условия образования гранат-кордиеритовых

Номер образца	Место взятия (автор)	Порода, парагенезис	Гранат	
			F	X _{Mg}
—	Верхнее Побужье с. Соломирка (Доброхотов, 1968)	Гранит бердичевский	67	0,33
—	Верхнее Побужье с. Жежелево (Доброхотов, 1968)	Гранит бердичевский	82	0,18
Скв. 14761 гл. 260— 264 м	Приднестровье, г. Могилев-Подольский (материалы В. М. Венедиктова)	Гнейс, Кв+Пл+ПШ+ +Гр+Кор+Би	80,7	0,19
С—101	Приднестровье (материалы В. М. Венедиктова)	Гнейс, Кв+Гр+Кор+ +Би+Сил+ПШ	69,8	0,30
172	Приднестровье (материалы В. М. Венедиктова)	Гнейс, Кв+ПШ+Кор+ +Би+Гр	85,4	0,15
—	Приднестровье (Сидоренко, 1961)	Мигматит, Кв+Пл+Гр+Кор+ +Би	65,0	0,35
402	Приазовье, р. Токмак (Хмарук, 1965)	Гнейс, Кв+Пл+Гр+Кор+ +Би	71,7	0,277
11565/131	Березневатский участок, р. Ингулец (Белевцев, 1972)	Гнейс, Кв+ПШ+Гр+ +Кор+Би+Сил	78,9	0,21
01	Прингулье, р. Ингул, с. Софиевка (материалы Т. П. Хомяка)	Пегматитовая жила в гнейсе Кв+Пл+ПШ+ +Гр+Кор+Би	77,1	0,225
Скв. 7516	Нижнее Побужье, верховье М. Корабель- ной (материалы Е. Н. Голуб)	Гнейс, Кв+Пл+ПШ+ +Гр+Кор+Би	68,1	0,32
Скв. 7500	Нижнее Побужье, верховье Б. Корабель- ной (материалы Е. Н. Голуб)	Гнейс, Кв+ПШ+Гр+ +Кор+Би	73,0	0,27
—	Приазовье, р. Кальчик, б. Полковая (материалы Т. Г. Щербаковой)	Гнейс, Кв+Пл+ПШ+ +Би+Сил+Гр+ +Кор	80,2	0,19

пород Украинского щита

Кордиерит		Биотит		Т°С, Гр—Би геотермометр	Т°С	P _{ТВ} , кбар
F	X _{Mg}	F	X _{Mg}			
26	0,74	34	0,66	660	700 750	6,2—6,7 6,5—6,5 6,7—6,9
38	0,62	54	0,46	640	700 750	5,2—6,0 5,5—5,8 5,7—5,7
40	0,60	59,3	0,407	675	700 750	5,5—5,8 5,6—5,7 5,7—5,8
33,8	0,66	—	—	—	650 700 750	6,2—6,0 6,0—6,2 6,1—6,6
34,9	0,65	62,4	0,375	660	700 750	6,2—5,2 5,9—5,3 6,0—5,4
24,1	0,76	36	0,64	690	750	6,6—6,6 6,9—6,8
27,7	0,723	47,1	0,53	690	750	6,4—6,2 6,6—6,4
31,4	0,686	48,5	0,515	650	700 750	6,4—6,6 6,1—5,8 6,2—6,0
36,8	0,632	56,1	0,44	690	750	6,8—6,9 5,9—6,3
24,3	0,757	38,4	0,616	670	700 750	6,8—6,4 6,7—6,5 5,9—6,7
30,6	0,694	43,4	0,566	665	700 750	6,3—6,0 6,2—6,1 6,2—6,7
41,2	0,588	55,8	0,44	665	700 750	5,8—5,6 5,6—5,7 5,5—6,0

Можно предположить следующую интерпретацию этого явления. Для структуры раннепротерозойских складчатых зон характерны узкие асимметричные межблоковые синклинали, опрокинутые в сторону эвгеосинклиналей, что объясняется значительными перемещениями при орогенезе гранитоидных блоков фундамента и прогибов с чешуйчатым надвиганием друг на друга (гл. II). Направление перемещения масс центростремительное, т. е. ст. внешних зон геосинклинали к внутренним. Так возникает горизонтальный градиент тектонического давления (сверхдавления) при орогенезе и метаморфизме, величина тектонического сверхдавления в эвгеосинклинали Украинского щита около 1—2 кбар.

Учитывая центростремительную симметрию (по Ж. Обуэну, 1967) всей раннепротерозойской геосинклинали Украинского щита, можно предположить, что областью сжатия при орогенезе и метаморфизме, кроме эвгеосинклинали Среднего Приднепровья, была и Брусиллов-Первомайская миоэвгеосинклиналь (см. рис. 49).

Таким образом, метаморфическая зональность щита является преимущественно температурной изобарической. Границы зон примерно отвечают изотермам.

Температура регионального метаморфизма увеличивается с внутренних частей раннепротерозойской геосинклинали к внешним. Это — главная закономерность метаморфической зональности докембрия Украинского щита. Самые низкие температуры приурочены к эвгеосинклинали Среднего Приднепровья, самые высокие — к форландам. Увеличение температуры метаморфизма в геоантиклинальных поднятиях и уменьшение ее в соседних геосинклинальных прогибах — другая важная закономерность метаморфической зональности. Этим объясняется повышение температуры до амфиболитовой фации в пределах геоантиклинальных поднятий Среднего Приднепровья и на отдельных участках до гранулитовой — в миогеосинклинали центральной части щита (Боковьянско-Верблюжский метаморфический максимум) и в Приазовье (район г. Токмака).

Особенностями тектоники геосинклинальных зон объясняется характер метаморфической зональности. К крупным межблоковым синклиналям всегда приурочивается понижение температуры метаморфизма, особенно в ядерных частях таких синклиналей. В участках сужения или выклинивания больших синклиналей температура растет, например, в Анновской полосе и Лихмановской синклинали Кривбасса, на Домотканском участке Верховцевской синклинали. Мелкие межблоковые синклинали не влияют на температуру метаморфизма.

Ареальный и зональный типы метаморфической зональности развиты в пределах разных тектонических зон. Ареальный тип характерен для форландов или крупных геоантиклинальных поднятий, а также для слабо развитых геосинклинальных прогибов, которые сложены мелкими межблоковыми синклиналями (Бру-

силон-Первомайская зона, Приазовье). Зональный тип приурочивается к хорошо развитым геосинклинальным прогибам с крупными межблоковыми синклиналями.

Большой горизонтальный градиент температуры метаморфизма ориентирован от внутренних зон геосинклинали к внешним, т. е. противоположно вектору небольшого горизонтального градиента сверхдавления на Украинском щите (см. рис. 49). На щите температурный градиент невелик вдоль тектонических зон и в пределах внешних зон. Здесь он характеризует ареальный метаморфизм и не превышает 5 град/км. В зональных комплексах геосинклинальных прогибов он достигает 10 град/км, иногда 20—30 град/км (Криворожско-Кременчугская зона). Вертикальный геотермический градиент раннепротерозойского метаморфизма, по данным глубокого бурения, в Кривбассе (2500—2800 м) меньше 20 град/км. Скважины, вошедшие в гранатовую зону, не вышли из нее.

Вероятно, региональный метаморфизм и метаморфическая зональность определялись глубинными тепловыми потоками при орогенезе. Интенсивность этих потоков мало зависит от давления и определяется тектоникой раннепротерозойской геосинклинали. Она уменьшается от форландов к эвгеосинклиналиям, а также от геоантиклиналей к геосинклинальным прогибам. Нижний архейский гранитоидный этаж оказывается лучше проницаемым для тепловых потоков, чем толщи крупных межблоковых синклиналей. Форландам, как зонам растяжения при орогенезе, соответствует более интенсивный тепловой поток, чем эвгеосинклиналиям, которые являлись зонами сжатия.

Характер метаморфической зональности может служить критерием геотектонического районирования щитов. Общее постепенное повышение температуры на больших расстояниях (десятки и до сотен километров на фацию) вкост простирания складчатой области вероятнее всего отражает движение от внутренних зон геосинклинали к внешним. Особенно резкое понижение температуры отмечается в хорошо развитых геосинклинальных прогибах с крупными межблоковыми синклиналями.

Выявленные закономерности связи метаморфической зональности с тектоникой Украинского щита вполне могут быть аналогичными и в других регионах, например, Балтийском щите и КМА, в которых, к тому же, более отчетливо проявилась зональность по давлению.

**О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ МЕТАМОРФИЗМА
В ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Кроме Украинского щита на Восточно-Европейской платформе хорошо изучена геология и петрология Балтийского щита и Курской магнитной аномалии.

Большинство исследователей рассматривают несколько циклов регионального метаморфизма Балтийского щита, отвечающих основным орогеническим эпохам. Обычно выделяется три цикла: архейский, раннепротерозойский и среднепротерозойский (Глебовицкий и др., 1971; Богданов и др., 1971). В. А. Глебовицкий и др. (1971) составили схематическую карту метаморфизма восточной части Балтийского щита, на которой докембрийские образования расчленены на две метаморфические серии по давлению: андалузит-силлиманитовую и кианит-силлиманитовую. Описанию участков зонального метаморфизма разного возраста на Балтийском щите посвящена обширная литература (Глебовицкий и др., 1971, 1972; Богданов и др., 1970, 1971; Великославинский, 1972; Загородный и др., 1964; Московченко, 1971; и др.).

По давней традиции многие геологи, изучающие Балтийский щит, степень метаморфизма определенным образом связывают с возрастом метаморфических толщ. К архейским отнесены породы гранулитовой и амфиболитовой фаций, к нижнепротерозойским — породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, среднепротерозойским — преимущественно породы зеленосланцевой фации.

Большие территории Карелии и Кольского полуострова занимают выходы архейского кристаллического фундамента карелид, который сложен преимущественно плагиоклазовыми гранито-гнейсами. Богатые калием гранитоиды образовались в результате посткарельской гранитизации, которая в некоторых случаях была наложена на древние гранитоиды фундамента карелид, вызвав их повторную мобилизацию. Такие представления высказываются многими исследователями Балтийского щита (Эскола, 1961; Вяюринен, 1959; Горлов, 1972; Судовиков, 1954, 1964, 1967; Шуркин, 1968).

Прежде чем изложить свои взгляды о тектоническом режиме метаморфизма Балтийского щита, предлагаем следующее районирование его восточной части по схемам Л. Я. Харитонова (1962), К. О. Кратца (1963), К. А. Шуркина (1968), Г. И. Каляева (1965, 1970а), В. А. Глебовицкого и др. (1971).

Большие поля гранитоидов рассматриваются нами как блоки нижнего архейского этажа, а крупные полосы метаморфических пород — как метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи раннепротерозойских межблоковых синклиналей, составляющих второй структурный этаж. К субплатформенным образованиям Балтийского щита (третий этаж), которые являются стратиграфическими аналогами овручской серии Украинского щита, отнесены кварцито-песчаниковые толщи Карелии (сариолийский, ятулийский и другие отделы). Эти толщи датируются средним протерозоем по региональной схеме стратиграфии докембрия восточной части Балтийского щита (Кратц и др., 1971). Однако некоторые среднепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи Восточной Карелии (Шоузерская, Шомбозерская структуры) должны быть отнесены к нижнепротерозойским, поскольку, залегая в единой структуре, образования, отнесенные к нижней и среднепротерозойским, участвуют в одной метаморфической зональности (Богданов, 1970). Осадочно-вулканогенные толщи Печенгской и Имандра-Варзугской зон Кольского полуострова (печенгская и варзугская серии), датируемые по региональной схеме средним протерозоем, составляют, по нашему мнению, единые нижнепротерозойские толщи с породами тундровой серии.

Общее простирание геологических структур в восточной части Балтийского щита северо-западное. Ширина обнажающейся здесь докембрийской складчатой области от Ботнического залива до Баренцова моря составляет почти 1000 км. Структура этой области неоднородна. Можно выделить несколько крупных поднятий архейского фундамента (Ботническое, Восточно-Финляндское, Мурманское), а также хорошо развитые геосинклинальные зоны, составленные крупными межблоковыми синклиналиями (Ладожско-Свекофеннская, Кемь-Лоухская, Имандра-Варзугская, Кейвская).

Формационный состав нижнепротерозойских толщ с юго-запада на северо-восток закономерно меняется, что отражает чередование геосинклинальных зон с преобладанием метабазитов (эвгеосинклиналей) и метапелитов (миогеосинклиналей). Учитывая это, в восточной части Балтийского щита можно выделить такие основные протерозойские геосинклинальные зоны (с юго-запада на северо-восток): Финляндскую (Свекофеннскую) миогеосинклиналь, Карельскую эвгеосинклиналь, Беломорскую миогеосинклиналь, Южно-Кольскую эвгеосинклиналь и Северо-Кольскую миогеосинклиналь (рис. 52).

Вся Балтийская геосинклиналь состоит из двух геосинклинальных ветвей, внутренние части которых составлены эвгеосинклиналиями. По эвгеосинклиналиям проходят две оси центробежной симметрии, а по Беломорской миогеосинклинали — ось центростремительной симметрии геосинклинали (рис. 53).

Карельская и особенно Южно-Кольская эвгеосинклинали имеют асимметричное строение с одним ярко выраженным эвгеосин-

клинальным прогибом. Между эв- и миогеосинклинальным прогибами обычно располагается миоэвгеосинклинальный прогиб. Геосинклинальные прогибы разделяются геоантиклинальными поднятиями.

В восточной части Балтийского щита можно выделить более дробные геосинклинальные зоны (с юго-запада на северо-вос-

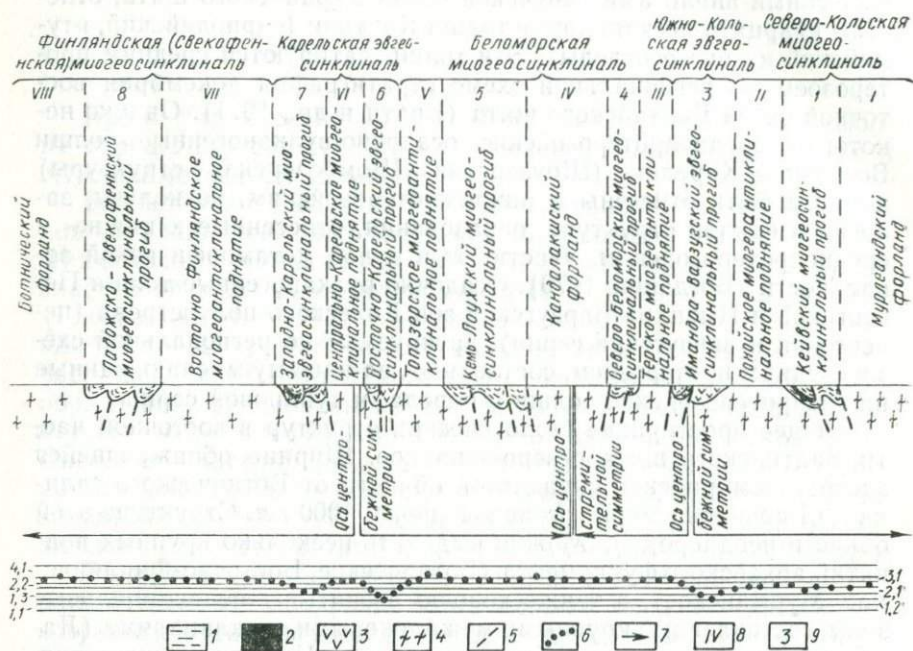


Рис. 52. Поперечный разрез через раннепротерозойскую геосинклиналь восточной части Балтийского щита.

Нижнепротерозойские породы межблоковых синклиналей: 1 — метapelиты, 2 — железистые породы, 3 — метабазиты, 4 — гранитоиды архейского фундамента (блоки); 5 — линии глубинных разломов; 6 — график изменения условий регионального метаморфизма (субфации аналогичны рис. 5); 7 — геосинклинальная и орогенная полярности; 8 — номера геоантиклинальных поднятий, 9 — номера геосинклинальных прогибов (см. рис. 53).

ток): Ботнический форланд, Ладожско-Свекофенский миогеосинклинальный прогиб, Восточно-Финляндское миогеоантиклинальное поднятие, Западно-Карельский миоэвгеосинклинальный прогиб, Центральное-Карельское (мио-) эвгеоантиклинальное поднятие. Восточно-Карельский эвгеосинклинальный прогиб, Топозерское миогеоантиклинальное поднятие, Кемь-Лужский миогеосинклинальный прогиб, Кандалакшский форланд, Северо-Беломорский миогеосинклинальный прогиб, Терское миогеоантиклинальное поднятие, Имандра-Варзуский эвгеосинклинальный прогиб, Понойское миогеоантиклинальное поднятие, Кейвский миогеосинклинальный прогиб, Мурманский форланд. В западной части Кольского полуострова северо-восточнее Печенгского

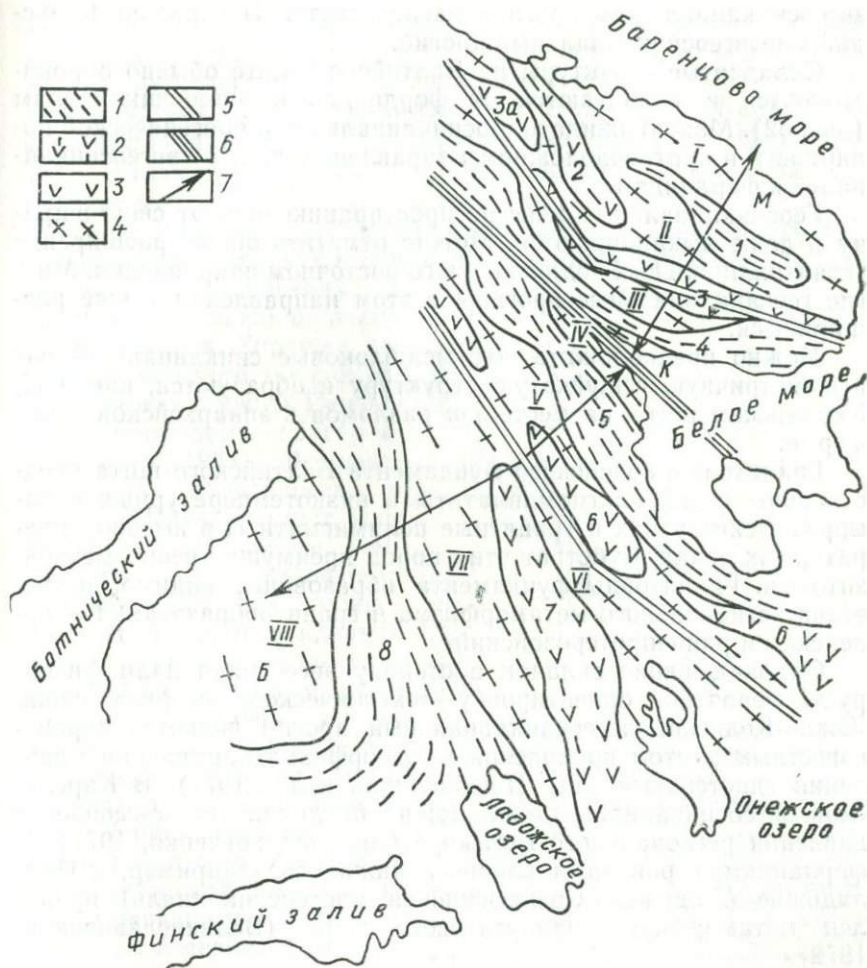


Рис. 53. Геотектоническое районирование раннепротерозойской геосинклинали восточной части Балтийского щита.

Прогиб: 1 — миогеосинклиальный, 2 — миоэвгеосинклиальный, 3 — эвгеосинклиальный; 4 — геoaнтиклинальные поднятия архейского гранитоидного фундамента; 5 — ось центробежной симметрии геосинклинали; 6 — ось центростремительной симметрии геосинклинали; 7 — геосинклиальная и орогеническая полярности; геосинклиальные прогибы: 1 — Кейвский миогеосинклиальный, 2 — Центрально-Кольский миоэвгеосинклиальный, 3 — Имандра-Варзгуский эвгеосинклиальный, 3а — Печенгский эвгеосинклиальный, 4 — Северо-Беломорский миогеосинклиальный, 5 — Кемь-Лоухский миогеосинклиальный, 6 — Восточно-Карельский эвгеосинклиальный, 7 — Западно-Карельский миоэвгеосинклиальный, 8 — Ладожско-Свекофенский миогеосинклиальный; геoaнтиклинальные поднятия: I — Мурманский форланд (М), II — Понойское миогеoaнтиклинальное, III — Терское миогеoaнтиклинальное, IV — Кандалакский форланд (К), V — Топозерское миогеoaнтиклинальное, VI — Центрально-Карельское миоэвгеoaнтиклинальное, VII — Восточно-Финляндское миогеoaнтиклинальное, VIII — Ботнический форланд (Б).

эвгеосинклинального прогиба располагается Центрально-Кольский миоэвгеосинклинальный прогиб.

Складчатые структуры на Балтийском щите обычно опрокидываются и надвигаются от форландов к эвгеосинклиналям (рис. 52). Можно ожидать геосинклинальной и орогенической полярности в противоположном направлении, т. е. от эвгеосинклиналей к форландам.

Геосинклинальные зоны по простираанию меняют свою ширину и даже выклиниваются. Можно отметить общее расширение геосинклинальных поднятий в юго-восточном направлении. Многие геосинклинальные прогибы в этом направлении также расширяются.

Можно предположить, что межблоковые синклинали имеют асимметричную чешуйчатую структуру и образуются, как и на Украинском щите, на месте зон разломов в эпиархейской платформе.

Гранитоиды архейского фундамента Балтийского щита представляют собой плагиомигматиты в низкотемпературных метаморфических зонах и гранитные полимигматиты в высокотемпературных зонах. Субстрат этих пород преимущественно метабазитовый. Гранитоиды фундамента образованы, видимо, в два этапа регионального метаморфизма и гранитообразования — архейский и раннепротерозойский.

Опрокидывание складок в сторону эвгеосинклинали фиксирует, вероятно, ориентировку тектонического сверхдавления. Южно-Кольский эвгеосинклинальный прогиб является хорошо известным местом проявления метаморфизма повышенного давления (дистеновый тип) (Глебовицкий и др., 1971). В Карельской эвгеосинклинали также можно предполагать повышенные давления регионального метаморфизма (Московченко, 1971). К форландам, вероятно, давление понижалось. Например, в Приладожье (Ладожско-Свекофеннская миогеосинклиналь) проявлен метаморфизм андалузитового типа (Великославинский, 1972).

Температурная метаморфическая зональность на Балтийском щите отчетливо связана с тектоникой раннепротерозойской геосинклинали этого региона. Вполне определенно фиксируется повышение температуры метаморфизма от эвгеосинклиналей к форландам. Зеленосланцевая фация характерна для ядерных частей крупных межблоковых синклиналей Восточно-Карельской и Имандра-Варзуга-Печенгской эвгеосинклинальных зон (рис. 52). Эпидот-амфиболитовая фация развита в миоэвгеосинклиналях и тяготеет к ядерным частям крупных межблоковых синклиналей миогеосинклинальных зон (Ладожско-Свекофеннская, Западно-Карельская, Кейвская зоны). Амфиболитовая фация типична для миогеосинклиналей и форландов. Она широко развита в Финляндской, Беломорской и Северо-Карельской миогеосинклиналях. Гранулитовая фация в восточной части Балтийского щита при-

урочивается к миогеосинклиналям и форландам, а также к крупным геоантиклинальным поднятиям фундамента во внешних зонах геосинклинали. Гранулитовая фация известна в Приладожье (Финляндская миогеосинклираль), в Беломорье (Кандалакшский форланд и Северо-Беломорский миогеосинклинальный прогиб), а также в центральной части Кольского полуострова (Понойское миогеоантиклинальное поднятие).

Температура метаморфизма повышается в больших геоантиклинальных поднятиях и понижается в хорошо развитых геосинклинальных прогибах с крупными межблоковыми синклиналями. Хорошей иллюстрацией этой закономерности может служить Печенгская синклираль (Загородный и др., 1964). Метаморфическая зональность в районе Печенги имеет концентрическое строение. Температура метаморфизма увеличивается от зеленосланцевой фации в ядерной части синклинали до эпидот-амфиболовой и даже до амфиболитовой на ее крыльях. Особенно заметное повышение степени метаморфизма до амфиболитовой фации отмечается в южной и юго-западной частях Печенгской синклинали, где уменьшается мощность печенгской серии, сужается синклираль и выходит на поверхность архейский гранитоидный фундамент.

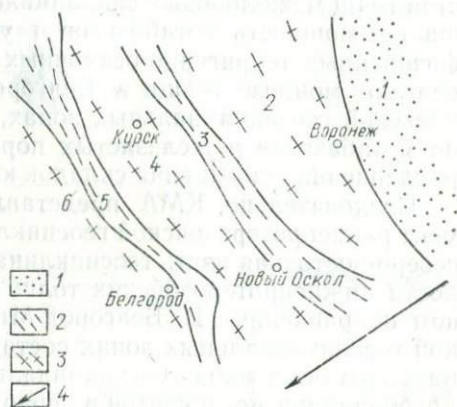


Рис. 54. Схема геотектонического районирования раннепротерозойской геосинклинали КМА:

1 — миогеосинклинальные прогибы; 2 — миевгеосинклинальные прогибы; 3 — геоантиклинальные поднятия; 4 — направление опрокидывания складок; геосинклинальные зоны: 1 — Восточно-Воронежский миогеосинклинальный прогиб, 2 — Западно-Воронежское миогеоантиклинальное поднятие, 3 — Старооскольский эвмиогеосинклинальный прогиб, 4 — Курское эвмиогеоантиклинальное поднятие, 5 — Белгород-Михайловский миевгеосинклинальный прогиб, 6 — Сумское миевгеоантиклинальное поднятие.

Граниты рапакиви (как и на УЩ) приурочиваются к внешней части геосинклинали (Финляндская миогеосинклираль).

Таким образом, региональный метаморфизм докембрия Балтийского щита тесно связан с тектоникой раннепротерозойской геосинклинали и имел, вероятно, как и на Украинском щите, тотальный характер, почти полностью уничтожив минеральные парагенезисы архейского метаморфизма. Среднепротерозойский метаморфизм более локализован и не зависел от тектоники раннепротерозойской геосинклинали.

Перейдем к рассмотрению тектонического режима формирования метаморфической зональности Курской магнитной анома-

лии. Здесь выделяются три геосинклинальные и разделяющие их три геоантиклинальные зоны (рис. 54). Их общее простирание северо-западное. Как на Украинском и Балтийском щитах, геоантиклинальные зоны КМА представляют собой большие вытянутые по простиранию выступы гранитоидного архейского фундамента, которые включают редкие и узкие межблоковые синклинали. В геосинклинальных зонах располагаются крупные раннепротерозойские межблоковые синклинали.

С юго-запада на северо-восток изменяется формационный состав толщ межблоковых синклиналей. В этом направлении уменьшается мощность метабазитов и увеличивается роль метаморфизованных терригенно-осадочных пород. Железистые породы слагают мощные толщи в Белгород-Михайловской и Старооскольской геосинклинальных зонах, в Восточно-Воронежской зоне метабазитов и железистых пород нет. Преобладающее направление опрокидывания складок юго-западное.

Следовательно, КМА представляет собой небольшой фрагмент раннепротерозойской геосинклинали, в который вошла лишь северо-восточная часть геосинклинали. Степень эвгеосинклинальности нижнепротерозойских толщ уменьшается в северо-восточном направлении. В Белгород-Михайловской и Старооскольской геосинклинальных зонах состав толщ межблоковых синклиналей отвечает миоэвгеосинклинальному типу, однако вследствие преобладания метабазитов в первой зоне, ее можно назвать миоэвгеосинклинальной, а Старооскольскую — эвмиогосинклинальной. Восточно-Воронежская зона является миоэвгеосинклиналью. Ось всей геосинклинали располагается юго-западнее КМА. В Приазовье отмечаются две аналогичные промежуточные эвмиогосинклинальные зоны, однако в КМА они более развиты и представлены крупными межблоковыми синклиналями.

Ширина геосинклинальных прогибов КМА изменяется от 5 до 40 км, в среднем 15—20 км, а ширина геоантиклинальных поднятий — от 30—40 до 100—200 км.

Таким образом, с юго-запада на северо-восток геосинклинальные зоны располагаются следующим образом (рис. 54, 55): Сумское миоэвгеоантиклинальное поднятие, Белгород-Михайловский миоэвгеосинклинальный прогиб, Курское эвмиогеоантиклинальное поднятие, Старооскольский эвмиогосинклинальный прогиб, Западно-Воронежское миоэвгеоантиклинальное поднятие и Восточно-Воронежский миоэвгеосинклинальный прогиб.

По простиранию геосинклинальные зоны меняют свою ширину и ориентировку. Белгород-Михайловская и Старооскольская зоны к северо-западу, возможно, сливаются в одну, т. е. Курское поднятие выклинивается. Наоборот, Западно-Воронежское поднятие к северо-западу расширяется.

Геосинклинальная и орогеническая полярности, т. е. уменьшение возраста осадкообразования одинаковых формаций и возраста орогенеза, ориентированы с юго-запада на северо-восток.

Опрокидывание складок направлено с северо-востока на юго-запад, от внешних зон геосинклинали к внутренним, так же как и на Украинском щите. Опрокидывание складок является индикатором ориентировки тектонического сверхдавления и дает возможность объяснить повышение давления метаморфизма в юго-

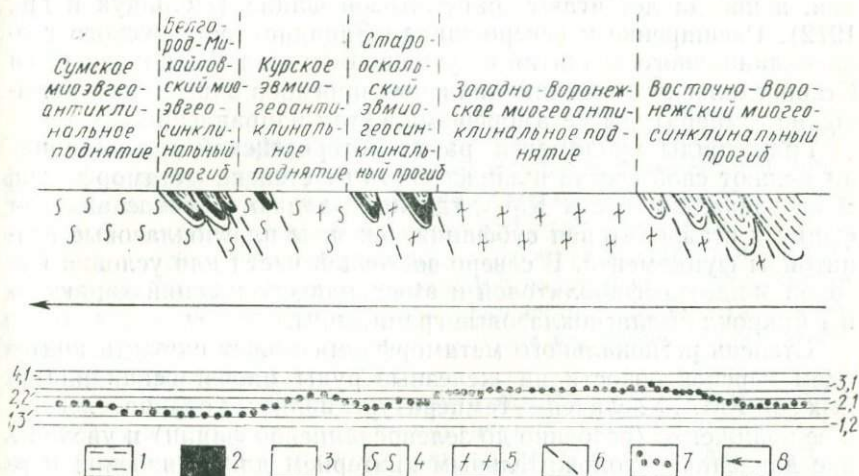


Рис. 55. Поперечный разрез через раннепротерозойскую геосинклиналь КМА: Нижнепротерозойские породы межблоковых синклиналей; 1— метapelиты, 2— железистые породы, 3— метабазиты; породы фундамента (архейские блоки): 4— плаггиомигматиты, 5— гранитные полимигматиты; 6— линии глубинных разломов; 7— график изменения условий регионального метаморфизма (1,2 и 1,3— субфации зеленосланцевой фации; 2,1 и 2,2— субфации эпидот-амфиболитовой фации; 3,1— амфиболитовая фация; 4,1— гранулитовая фация); 8— геосинклинальная и орогеническая полярности.

западной части КМА (дистеновый тип), по сравнению с северо-восточной (андалузитовый тип) (Наумов, 1969, 1972).

Температурная метаморфическая зональность КМА (Наумов, 1972) вполне определенно связана с тектоникой этого региона. Отмечается общее увеличение температуры регионального метаморфизма с юго-запада на северо-восток, т. е. от внутренних геосинклинальных зон к внешним (рис. 55). В Белгород-Михайловской зоне преобладают породы ставролитовой субфации, а к востоку от нее увеличивается роль силлиманитсодержащих пород. Однако на эту тенденцию сильное влияние оказывают особенности тектоники раннепротерозойской геосинклинали КМА. Температура метаморфизма резко понижается до зеленосланцевой фации в крупных межблоковых синклиналях: Белгородской, Тимской, Михайловской. Восточно-Воронежская миогеосинклиналь, вероятно, также представлена крупными межблоковыми синклиналями с очень мощными терригенно-осадочными нижнепротерозойскими толщами, поскольку для миогеосинклиналей характерен более высокотемпературный метаморфизм. Сужение межблоковых синклиналей в миогеосинклинали сразу ведет к увели-

чению температуры метаморфизма, например, в Подколотновском поле гнейсов (Иванов и др., 1972; Лебедев и др., 1972).

В геоантиклинальных поднятиях температура метаморфизма заметно выше, чем в геосинклинальных прогибах. В поднятиях условия метаморфизма часто соответствуют амфиболитовой фации, а иногда достигают гранулитовой фации (Пшлищук и др., 1972). Расширение к северо-западу Западно-Воронежского геоантиклинального поднятия и сужение Белгород-Михайловского и Старооскольского геосинклинальных прогибов определяют повышение температуры метаморфизма в этом направлении.

Гранитоиды фундамента раннепротерозойской геосинклинали меняют свой состав в зависимости от степени метаморфизма. В юго-западной части КМА, где преобладают зеленосланцевая фация и ставролитовая субфация, развиты плагиоклазовые гранитоиды фундамента. В северо-восточной части для условий высокой эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций характерны микроклин-плагиоклазовые гранитоиды.

Степень регионального метаморфизма может служить критерием перспективности на железные руды миоэвгеосинклинальных зон КМА. Увеличение температуры является отрицательным, а ее понижение (особенно до зеленосланцевой фации) и увеличение давления — положительным критерием для выявления перспективных районов на поиски больших запасов железистых кварцитов в КМА, как например, юго-восточное продолжение Белгородского железорудного района.

Как и на Украинском щите, характер метаморфической зональности докембрийских образований КМА определяется особенностями тектоники раннепротерозойской геосинклинали. Метаморфическую зональность КМА можно отнести к зональному среднетемпературному типу вследствие формирования в этом регионе хорошо развитых раннепротерозойских миоэвгеосинклинальных прогибов с крупными межблоковыми синклиналями.

Выявленное сходство характера зависимости метаморфической зональности докембрийских образований Украинского щита, КМА и Балтийского щита дает основание заключить, что существуют общие закономерности метаморфических процессов и их тектонических режимов в докембрии Восточно-Европейской платформы, а также, вероятно, и на других щитах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения минеральных парагенезисов метаморфических пород и распределения изоморфных компонентов между минералами переменного состава, а также использования экспериментальных равновесий метаморфических реакций определены физические условия регионального метаморфизма и распределение их на территории центральной части и всего Украинского щита, т. е. установлена метаморфическая зональность. Геологические термометры и барометры дают неплохие совпадения с экспериментальными данными.

Метаморфизм Украинского щита относится к андалузит-силлиманитовому типу и лишь во внутренних геосинклинальных зонах приближается к промежуточному типу низкого давления.

Метаморфическая зональность изученного региона является преимущественно температурной изобарической. Выделяются метаморфические зоны, отвечающие субфациям зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Метаморфические зоны закономерно и постепенно сменяют друг друга, образуя метаморфические максимумы и минимумы. Метаморфическая зональность накладывается на тектонические структуры. Границы метаморфических зон (изограды или изотермы) пересекают как выступы архейского фундамента — блоки (нижний структурный этаж), так и раннепротерозойские межблоковые синклинали (верхний этаж).

Региональный метаморфизм и сопровождающее его в высокотемпературных фациях гранитообразование проявляется по-разному в породах блоков и межблоковых синклиналей. В гранитоидах блоков метаморфизм имеет регрессивный характер, а гранитообразование заключается преимущественно в высокотемпературном калиевом метасоматозе. Минеральные парагенезисы архейских пород практически полностью переработаны раннепротерозойским метаморфизмом и гранитообразованием. Метаморфизм в нижнепротерозойских толщах межблоковых синклиналей является прогрессивным и изохимическим, а гранитообразование представлено высокотемпературным анатексисом метapelитов и имеет значительно меньшие масштабы, чем в блоках.

Горизонтальный палеогеотермический градиент регионально-го метаморфизма на Украинском щите составляет 5—10 град/км, хотя на отдельных участках зонального метаморфизма достига-

ет 20—25 град/км. Вертикальный температурный градиент, вероятно, близок по величине к горизонтальному и не превышает 20 град/км. Вероятен горизонтальный градиент тектонического сверхдавления, ориентированный от форландов к эвгеосинклиналям.

Формирование метаморфической зональности Украинского щита убедительнее всего объясняется глубинными тепловыми потоками, которые образуют в метаморфических максимумах тепловые купола, а в минимумах — тепловые депрессии.

Региональный метаморфизм и метаморфическая зональность в докембрии Украинского щита связываются с орогенезом в раннепротерозойской геосинклинали. Отмечается уменьшение возраста метаморфизма от эвгеосинклинали к форланду (от 2200—2600 до 1700—1900 млн. лет).

Температура метаморфизма повышается от внутренних геосинклинальных зон к внешним, т. е. от эвгеосинклиналей к форландам. Давление изменяется противоположным образом. Температура метаморфизма выше в геоантиклинальных поднятиях, чем в геосинклинальных прогибах.

Таким образом, величина глубинных тепловых потоков, определяющих региональный метаморфизм, не зависит от давления и глубинности и уменьшается от форландов к эвгеосинклиналям: в геоантиклинальных поднятиях она выше, чем в геосинклинальных прогибах. Гранитоиды нижнего архейского структурного этажа оказываются лучше проницаемыми для тепловых потоков, чем толщи раннепротерозойских межблоковых синклиналей верхнего этажа. Возможно, глубинные тепловые потоки связаны с восходящими «колоннами» растворов (флюидов), которые интенсивно перерабатывали архейские плагниомигматиты нижнего этажа (с калиевым метасоматозом в высокотемпературных фациях). Тепловые потоки с растворами легко проходили через породы нижнего этажа, но плохо проникали (а растворы и совсем не проникали) в толщи межблоковых синклиналей. Наряду с причинами структурного порядка (легко возникающие хрупкие деформации в гранитоидах нижнего этажа и высокая пластичность толщ в межблоковых синклиналях) важную роль, вероятно, играли выделенные при прогрессивном метаморфизме вулканогенно-осадочных толщ межблоковых синклиналей растворы, которые препятствовали проникновению тепловых потоков и флюидов из нижнего этажа. Однако тепловым экраном являлись лишь мощные толщи крупных межблоковых синклиналей, а мелкие синклинали не влияли на метаморфическую зональность. На плотности тепловых потоков, вероятно, также сказывалось то, что форланды были зонами растяжения, а эвгеосинклинали — зонами сжатия.

Влияние тектоники раннепротерозойской геосинклинали на формирование метаморфической зональности в докембрии Украинского щита можно представить следующим образом. Интенсив-

ный тепловой поток, проникающий через нижний структурный ярус, способствовал бы везде высокотемпературному однородному метаморфизму гранулитовой фации андалузит-силлиманитового типа, если бы величина этого потока не уменьшалась в раннепротерозойских геосинклинальных прогибах (особенно в крупных межблоковых синклиналях) на фоне закономерного падения температуры от внешних частей геосинклинали к внутренним.

Геосинклинальные зоны обладают определенной метаморфической специализацией: для эвгеосинклинали характерна зеленосланцевая фация, для миоэвгеосинклинали — эпидот-амфиболитовая, для миогеосинклинали — амфиболитовая, а для форланда — гранулитовая. Соответственно этому можно выделить лишь небольшое число главных метаморфических формаций, которые одновременно характеризуются тремя признаками: составом, принадлежностью к определенной геосинклинальной зоне и фации метаморфизма. Выделенные на табл. 53 четыре главные ме-

Таблица 53

Главные метаморфические формации раннепротерозойских геосинклинальных зон Украинского щита

Уровень общего давления	Геосинклинальная зона	Метаморфические фации			
		Зеленосланцевая	Эпидот-амфиболитовая	Амфиболитовая	Гранулитовая
Повышенное давление	Эвгеосинклиналь	Апокератофиро-метабитовая (вулканогенная)			
	Миоэвгеосинклиналь		Пестрая карбонатно-джеспилито-метапелитовая		
Пониженное давление	Миогеосинклиналь			Монотонная метапелитогнейсовая (мощная)	
	Форланд				Монотонная метапелитогнейсовая (маломощная)

таморфические формации преобладают на щитах и составляют, например, в Большом Кривом Роге около 60—70% всех метаморфических образований (см. рис. 5, 41, 51, табл. 49, 50).

Все основные выводы о формировании метаморфической зональности Украинского щита можно распространить также и на докембрийские образования Балтийского щита и КМА, на которых к тому же лучше проявлена зональность по давлению. В этих регионах метаморфизм дистен-силлиманитового типа является низко- и среднетемпературным и приурочен к эв- и миоэвгеосинклинальным прогибам, а высокотемпературный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа тяготеет к миогеосинклиналям и форландам.

Архейская тектоника на метаморфическую зональность существенно не влияет, поскольку архейские породы почти полностью переработаны тотальным раннепротерозойским метаморфизмом и гранитообразованием, а в средне- и верхнепротерозойские периоды на щитах господствовал платформенный или субплатформенный режим.

Материалы по другим фанерозойским и докембрийским складчатым поясам (гл. I) дают возможность предположить, что многие из изложенных выше закономерностей формирования метаморфической зональности имеют общее значение для метаморфических поясов разного возраста. Например, намечается определенная аналогия между раннепротерозойскими метаморфическими поясами — щитами Восточно-Европейской платформы и парными метаморфическими поясами Тихоокеанического кольца.

Характер метаморфической зональности, вероятно, определяется прежде всего особенностями тектоники геосинклинали и мало зависит от возраста последней. Например, в герцинидах Европы на больших площадях проявился средне- и высокотемпературный андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма (Zwart, 1967). Эти герциниды близки по характеру метаморфической зональности к докембрию Восточно-Европейской платформы. Андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма отмечается и в мезо-кайнозойских метаморфических поясах, в то время как древнейшие глаукофановые пояса датируются поздним докембрием (Добрецов и др., 1971). С другой стороны, метаморфизм зеленосланцевой фации известен на щитах, а гранулитовая фация встречается в мезо-кайнозойском поясе Риоке-Абукума (Miyashiro, 1961).

Все же возраст подвижного пояса сказывается на характере метаморфизма и метаморфической зональности. От раннепротерозойских метаморфических поясов, которыми являются древние ядра щитов, до мезо-кайнозойских поясов наблюдаются прогрессирующие с уменьшением возраста различия, которые многими уже отмечались ранее (Miyashiro, 1961; Zwart, 1967; Глебовицкий, 1973; Roever, 1956). С уменьшением возраста сокращается площадь и ширина метаморфических поясов. В раннем протер-

розое геосинклиналь, вероятно, охватывала всю континентальную кору, хотя форланды были уже значительными. Позднее подвижные зоны и их метаморфические пояса становились более локальными. Форма поясов также менялась от мозаичной и линзовидно-параллельной (с промежуточной миоэвгеосинклинальной зоной) в раннем протерозое до преобладающей линейно-поясовой в фанерозое. Средняя и максимальная температура метаморфизма падала, а среднее и максимальное давление увеличивалось.

Характер метаморфической зональности определялся тектоникой подвижных поясов, особенности которой необратимо изменяются со временем, хотя общие закономерности остаются все теми же. К последним следует отнести уменьшение температуры метаморфизма и увеличение общего давления от внешних зон геосинклинали к внутренним, хотя ширина подвижных поясов и полоса действия орогенного теплового потока со временем уменьшается. С уменьшением возраста увеличивается дифференцированность пояса на тектонические зоны, что отражается в резко различном характере метаморфической зональности в этих зонах. Особенно это хорошо проявляется в Тихоокеанском подвижном поясе и Тетисе. В последнем осевые части складчатых поясов обычно сложены поднятыми блоками докембрия, которые переработаны молодым метаморфизмом при более высоких температурах, чем толщи альпийских геосинклинальных прогибов (Гансер, 1967; Miyashiro, 1961; Zwart, 1967; Заридзе и др., 1972).

В молодых метаморфических поясах, приуроченных к зонам крупных глубинных разломов, вероятно, велика роль тектонического избыточного давления (сверхдавления), в то время как при архейском метаморфизме стресс играл ничтожную роль, о чем можно судить по изометричности архейских структур.

Региональный метаморфизм, таким образом, тесно связан с геосинклинальным развитием, хотя он и проявляется в орогенную стадию формирования метаморфических поясов. Благодаря выявленной связи между метаморфической зональностью и геосинклинальной тектоникой докембрия, с одной стороны, подтверждается тесная связь геосинклинальной и орогенной тектоники, а с другой.— можно сделать вывод о существовании общей причины тектоники и метаморфизма, которая сводится к глубинным процессам в мантии. Такое заключение объясняет тот факт, что только главные особенности тектоники раннепротерозойской геосинклинали влияют на характер метаморфической зональности докембрия Восточно-Европейской платформы.

Все раннепротерозойские геосинклинальные зоны имеют архейский гранитоидный фундамент. В более молодых подвижных поясах также почти везде известно сиалическое (преимущественно докембрийское) основание. При раннепротерозойском орогенезе произошло значительное сокращение площади геосинклинальных прогибов (в 5—10 раз) и соответственное увеличение

мощности земной коры почти в два раза (гл. II). На основании этих данных можно говорить о значительно большей площади эpiarхейской платформы по сравнению с эпираннепротерозойской (примерно в 2—3 раза). Если учесть последующие позднепротерозойские и фанерозойские сокращения площади континентов при орогенезах, то можно предположить, что архейская панэвгеосинклинали занимала всю поверхность Земли. Такие представления хорошо согласуются с теорией тектоники плит, которая рассматривает складчатые пояса и континенты как зоны сжатия, куда отгонялся сиаль. Океаны, в противоположность континентам, рассматриваются как зоны растяжения, которые, вероятно, расширяются со временем (Кропоткин, 1973).

Учитывая эволюцию метаморфических поясов, можно предполагать, что архейский региональный метаморфизм был высокотемпературным ареальным при низком давлении.

На примере раннепротерозойских геосинклиналей можно сделать вывод, что послепархейские эвгеосинклинали являются не зонами растяжения при осадконакоплении и вулканизме, а областью неравномерного погружения по пологим разломам (гл. II). В то же время при орогенезе вся геосинклинальная область и особенно эвгеосинклинали представляли собой зону сжатия и больших горизонтальных перемещений масс (прежде всего блоков архейского фундамента) от форландов к эвгеосинклиналям.

Во многих случаях метаморфическая зональность может давать объективные петрологические критерии для геотектонического районирования подвижных областей. Например, высокотемпературный ареальный тип метаморфической зональности характерен для больших форландов и миогеосинклиналей щитов, а зональный низко- и среднетемпературный тип — для эв- и миоэвгеосинклинальных зон с крупными межблоковыми синклиналями.

Для металлогении щитов важна выявленная приуроченность мощных толщ джеспилитовой формации к низкотемпературному типу метаморфической зональности в миоэвгеосинклинальных прогибах, например, в Криворожско-Кременчугском, Белгород-Михайловском, Старооскольском Украинского щита и КМА.

В свете изложенного, одной из наиболее важных проблем метаморфической зональности докембрия является проблема взаимосвязи метаморфической зональности с геосинклинальной и орогенной тектоникой докембрийских подвижных областей во времени и в пространстве. Эта проблема сложна и многие ее аспекты только намечаются. Дальнейшая разработка этой проблемы кажется весьма перспективной.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабков Ю. Б. и др. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 4, с. 144—153.
- Барт Т. Ф. — Чтения им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Безбородько М. І. Петрогенезис и петрогенетична карта Української кристалічної смуги. Київ, Вид-во АН УРСР, 1935.
- Бейли Э. Г., Блейк М. П. — Геотектоника, 1969, № 3, 4.
- Белевцев Р. Я. — Геол. журн., 1969, т. 9, вып. 3, с. 67—74.
- Белевцев Р. Я. Про умови утворення біотитів та гранатів з гнейсів і гранітоїдів Припугуля. — ДАН УРСР, сер. Б., 1969, № 6, с. 483—485.
- Белевцев Р. Я. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 4, с. 25—38.
- Белевцев Р. Я. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии и петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970а, с. 5—6.
- Белевцев Р. Я., Хомяк Т. П. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970б, с. 6—8.
- Белевцев Р. Я. — Геол. журн., 1971, т. 31, вып. 6, с. 140—152.
- Белевцев Р. Я. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 3, с. 80—95.
- Белевцев Р. Я. — В кн.: Геологическое строение и перспективы рудоносности Кривого Рога на больших глубинах. Киев, «Наукова думка», 1973, с. 91—94.
- Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Белевцев Я. Н. и др. Генезис железных руд Криворожского железорудного бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Белевцев Я. Н. и др. — Геология рудных месторождений, 1960, № 6, с. 3—11.
- Белевцев Я. Н. и др. Геология криворожских железорудных месторождений, т. 1, 2. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
- Белевцев Я. Н., Прусс А. К. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 1, с. 8—20.
- Белевцев Я. Н. и др. Проблемы металлогении Украины. Киев, «Наукова думка», 1964а.
- Белевцев Я. Н. и др. — Геол. журн., 1971, т. 31, № 2, с. 119—133.
- Белевцев Я. Н., Сухинин А. Н. — Геол. журн., 1974, т. 34, вып. 1, с. 16—33.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. — В кн.: Тектоника (докл. сов. геол., МГК, XXIV сессия), М., «Наука», 1972, с. 43—48.
- Берзенина Э. Ф. — Геол. журн., 1970, т. 30, № 4, с. 39—47.
- Вернадская Л. Г., Личак И. Л., Усенко И. С. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 13—16.
- Бибикова Е. В., Тугаринов А. И., Зыков С. И. — В кн.: Труды XI сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Блюман Б. А. — ДАН СССР, 1972, т. 202, № 3, с. 657—659.
- Богданов Ю. Б. и др. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 266—279.

- Богданов Ю. Б., Воинов А. С. — В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л., «Наука», 1971, с. 24—34.
- Бойко В. Л., Щербаков И. Б. — Мин. сб. Львовск. ун-та, 1967, № 21, вып. 2, с. 183—192.
- Бондаренко П. М., Горошников Б. И., Кулишов М. П. — Сборник научных трудов НИГРИ, сер. геол. М., Металлургиздат, 1959, № 2, с. 132—142.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. — В кн.: *Петрография докембрия Русской платформы*. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 300—307.
- Боуэн Н. Л., Туттл О. Ф. — В кн.: *Полевые шпаты*. М., ИЛ, 1952.
- Васько В. М. — Вісник Київськ. ун-ту, сер. геол. та географ. Київ, 1960 (1961), вып. 2, № 3, с. 42—45.
- Васько В. М., Куліковський В. К., Онищенко М. Я. — Вісник Київськ. ун-ту, сер. геол. Київ, 1968, № 10, с. 17—27.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Великославинский Д. А. — В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л., «Наука», 1971, с. 167—181.
- Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионально-го метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., «Наука», 1972.
- Вербицкий В. Н. — ДАН УРСР, сер. Б, 1970, № 7, с. 666—668.
- Вербицкий В. Н., Вербицкая Э. И. — ДАН УРСР, сер. Б, 1970а, № 10, с. 956—958.
- Винклер Г., Платен Г. фон. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, «Наука», СО АН СССР, 1968.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
- Виноградов А. П. и др. — Докл. сов. геол. на МГК, XXI сессия, пробл. 3. М., 1960.
- Войткевич Г. В., Лебедько Г. И. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 10, с. 142—146.
- Вяюринен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ, 1959.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.
- Гершойг Ю. Г. — Мин. сб. ЛГО, 1949, № 3, с. 165—174.
- Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. — В кн.: *Кора выветривания*, вып. 12. М., «Наука», 1973, с. 91—110.
- Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М., «Наука», 1966.
- Глебовицкий В. А. и др. — В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л., «Наука», 1971, с. 5—24.
- Глебовицкий В. А. и др. — В кн.: *Гранулитовая фация метаморфизма*. Л., «Наука», 1972, с. 9—46.
- Глебовицкий В. А. — Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1973.
- Горлов Н. В. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 12, с. 61—76.
- Горошников Б. И., Юрьев Л. Д. — ДАН СССР, 1965, т. 163, № 3.
- Горошников Б. И., Юрьев Л. Д. — ДАН УРСР, 1966, № 4, с. 519—522.
- Горошников Б. И., Байраков В. В. — В кн.: *Конституция и свойства минералов*. Киев, «Наукова думка», 1966а.
- Горошников Б. И. — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1967, вып. 2, № 21, с. 160—173.
- Горошников Б. И., Юрьев Л. Д., Сазова Р. Г. — Минер. сб. Львовск. ун-та, № 22, с. 156—161.
- Горошников Б. И. Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. — В кн.: *Петрология верхней мантии*. М., «Мир», 1968, с. 118—131.
- Дир У. А. и др. Породообразующие минералы, т. 3. М., «Мир», 1966.

- Добрецов Н. Л. и др. Фации реального метаморфизма СССР. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. — Геология и геофизика, 1969, № 3, с. 3—16.
- Добрецов Н. Л., Курода И. — Геология и геофизика, 1969а, № 12.
- Добрецов Н. Л. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Добрецов Н. Л. и др. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 222—226.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионально-метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972.
- Добрецов и др. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974.
- Доброхотов М. Н. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967, вып. 2.
- Доброхотов М. Н. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 4, с. 16—34.
- Доброхотов С. М. — Геол. журн., 1968, т. 28, вып. 1, с. 38—48.
- Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А. — Изв. АН СССР, сер. геол. 1972, № 5, с. 126—137.
- Другова Г. М. и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. — Труды ЛАГЕД, вып. 8, 1959.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. А. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 76—79.
- Дюков С. А., Карпинская Н. В. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 7—14.
- Египко О. И. — В кн.: Труды III совещания по проблеме изучения Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежского ун-та, 1966, с. 50—55.
- Жеру М. И. Докембрий Молдавии. Кишинев, «Штиинца», 1972.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., «Наука», 1964.
- Закруткин В. В. — Геология и геофизика. СО АН СССР, 1961, № 9, с. 72—82.
- Заридзе Г. М. и др. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. т. 1. СО АН СССР, Новосибирск, 1972, с. 121—138.
- Злобенко В. Г., Злобенко И. Ф. — Геол. журн., 1962, т. 22, вып. 1, с. 81—87.
- Зотов И. А. — ДАН СССР, 1967, т. 177, № 5, с. 1170—1173.
- Иванов А. В., Лебедев И. П. — Тезисы Второго петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, 1972, с. 120—121.
- Ингерсон И. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 482—504.
- Ищенко Д. И. — Мин. сб. ЛГО, 1957, № 11, с. 288—294.
- Ищенко Д. И. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 140—144.
- Иодер Х. С. мл. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 520—538.
- Иодер Х. С., Стюарт Д. Б., Смит Дж. Р. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963, с. 330—345.
- Иодер Х. С. мл., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Каляев Г. И., Комаров А. Н. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 6, с. 32—40.
- Каляев Г. И. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 2, с. 74—86.
- Каляев Г. И. — Геол. журн., 1970а, т. 30, вып. 6, с. 125—138.
- Каляев Г. И. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 43—59.
- Каляев Г. И. та ін. Тектоніка Українського щита. Київ, «Наукова думка», 1972.
- Каниболоцкий П. М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во Черновицкого ун-та, 1946.
- Кекелли С. А., Махарадзе А. И. — ДАН СССР, 1970, т. 191, № 3, с. 664—666.

- Кепежинская К. Б. — ДАН СССР, 1971, т. 196, № 1, с. 192—195.
- Кепежинская К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. — Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1974.
- Кицул В. И. — В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л., «Наука», 1971, с. 71—91.
- Кобзар В. М., Кучер В. М. — В кн.: *Питання мінералогії і петрографії України*. Київ, Вид-во АН УРСР, 1962, с. 22—33.
- Конов Ю. В., Габрові масиви Українського щита (центральна частина). Київ, «Наукова думка», 1966.
- Коржинский Д. С. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2, с. 56—69.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. — Третье чтение им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Коржинский Д. С. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 3.
- Коржинский Д. С. — В кн.: *Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования*. М., «Наука», 1967, с. 163—169.
- Кориковский С. П. *Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны*. М., «Наука», 1967.
- Кориковский С. П. — В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*, т. I. М., «Наука», 1969, с. 106—141.
- Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винницы. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. — Геол. журн., 1966, т. 26, вып. 2, с. 18—32.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. — Труды ЛАГЕД АН СССР. Л., вып. 16, 1963.
- Кратц К. О. и др. — В кн.: *Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита*. Л., «Наука», 1971, с. 120—129.
- Кратц К. О., Чернов В. М. — В кн.: *Проблемы литологии докембрия*. Л., «Наука», 1971, с. 5—21.
- Краус Е. — В кн.: *Проблемы перемещения материков*. Сб. статей. М., ИЛ, 1963.
- Кропоткин П. Н. — В кн.: *Тектоника (докл. сов. геол., МГК, XXIV сессия)*. М., «Наука», 1972, с. 49—58.
- Кропоткин П. Н. — В кн.: *Проблемы глобальной тектоники*. М., «Наука», 1973, с. 27—59.
- Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. — Геофизич. сб. АН УССР, 1970, № 38, с. 69—79.
- Крутиховская З. А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Куделя В. А. — ДАН УРСР, 1965, № 1, с. 93—95.
- Кужелов Г. К. — Сов. геол., 1964, № 8.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения. Л., «Наука», 1971.
- Лазаренко Є. К., Сребродольський Б. І. *Мінералогія Поділля*. Вид-во Львівськ. ун-ту, 1969.
- Лазыко Е. М. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 3, с. 13—23.
- Лазыко Е. М. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 2, с. 54—65.
- Лебедев И. П. — Труды Воронежского ун-та, 1972, вып. 86, с. 56—60.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Введение в историю петрографии. М., Геол. издат, 1936.
- Луцицкий В. И. и др. Украинский кристаллический массив. Киев, Изд-во АН УССР, 1947.
- Макаров В. Н. Хлориты из железисто-кремнистых и некоторых других рудных формаций. Л., «Наука», 1971.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. — В кн.: *Петрографические форма-*

- ции и проблемы петрогенезиса (докл. сов. геол. МГК, XXII сесс.). М., «Наука», 1964, с. 119—137.
- М а р а к у ш е в А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- М а р а к у ш е в А. А. — В кн.: Проблемы геологии на МГК XXI сесс. М., «Наука», 1966, с. 165—178.
- М а р а к у ш е в А. А., Т а р а р и н И. А., В а л и щ а к Б. А. — В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966а, с. 5—72.
- М а р а к у ш е в А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968.
- М а р а к у ш е в А. А. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфизм рудообразования. Л., «Наука», 1970, с. 17—32.
- М а р а к у ш е в А. А., М и ш к и н М. А., Т а р а р и н И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.
- М а р а к у ш е в А. А. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971а, с. 207—218.
- М а р к о в М. С. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- М а р ф у н и н А. С. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- М а с л е н и к о в В. А. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 60—77.
- М е л ь н и к Ю. П. — Геол. журн., 1962, т. 22, вып. 6.
- М е л ь н и к Ю. П., С т р ы г и н А. И. — Мин. сб. ЛГО, 1963, № 17, с. 193—204.
- М е л ь н и к Ю. П. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 259—270.
- М е л ь н и к Ю. П., Я р о щ у к М. А. — ЗВМО, вторая сер. ч. 99, вып. 1, 1970, с. 3—15.
- М е л ь н и к Ю. П., С и р о ш т а н Р. И. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 221—233.
- М е н е р т К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963.
- М и ш к и н М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М., «Наука», 1969.
- М о р д о в е ц Л. Ф. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 6, с. 64—67.
- М о с к о в ч е н к о Н. И. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Н а у м о в В. П. — Тезисы докладов годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ. Л., 1967.
- Н а у м о в В. П. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Материалы к совещанию. Л., 1969, с. 159—161.
- Н а у м о в В. П. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер. Л., 1971, т. 158, с. 142—156.
- Н а у м о в В. П. Метаморфогенные породы железисто-кремнистой формации КМА. — Автореф. канд. дис. Л., 1972.
- Н и к о л ь с к и й А. П., Е ф и м о в А. Н. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер. Л., 1960, т. 137.
- Н и к о л ь с к и й А. П., К а у к и н Б. В. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 145—154.
- О б у э н Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М., «Мир», 1967.
- П а в л о в с к и й Е. В. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- П а в л о в с к и й Е. В., М а р к о в М. С. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 93. М., 1963.
- П е й в е А. В., С и н и ц ы н В. М. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4, с. 28—52.
- П е й в е А. В. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
- П е й в е А. В. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 3, с. 57—71.

- Пейве А. В. и др. — В кн.: Тектоника (докл. сов. геол., МГК, XXIV сессия), М., «Наука», 1972, с. 27—37.
- Перчук Л. Л. — ДАН СССР, 1966, т. 169, № 6, с. 1436—1438.
- Перчук Л. Л. — ДАН СССР, 1967, т. 177, № 2, с. 411—415.
- Перчук Л. Л. — В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., «Наука», 1968, с. 3—36.
- Перчук Л. Л., Андрианова З. С. — В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., «Наука», 1968а, с. 37—72.
- Перчук Л. Л. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1, М., «Наука», 1969, с. 261—285.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
- Перчук Л. Л. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 2, М., «Наука», 1970а, с. 188—213.
- Петров Б. В. — ДАН СССР, 1969, т. 188, № 1, с. 201—204.
- Петров В. П. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 4.
- Платен Г. фон — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 211—226.
- Полищук В. Д. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземной области. Изд-во Воронежского ун-та, 1964, с. 14—19.
- Полищук В. Д., Полищук В. И. — Тезисы Второго петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, 1972, с. 127—128.
- Половко Н. И. — ДАН УРСР, 1956, № 4, с. 391—393.
- Половко Н. И. — ЗВМО, ч. 89, вып. 3, 1960, с. 300—306.
- Половко Н. И., Сироштан Р. И., Рябоконь С. М. — Геол. журн., 1960а, т. 20, вып. 3, с. 13—26.
- Половинкина Ю. Ир. — Труды ГГРУ. 1931, М. — Л., вып. 94.
- Половинкина Ю. Ир. К петрологии средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела. — Труды ЦНИГРИ 1936, М. — Л., вып. 73.
- Половинкина Ю. Ир. — Геол. журн., 1948, т. 9, вып. 1—2.
- Половинкина Ю. Ир. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5.
- Половинкина Ю. Ир., Иванова В. П. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 161—181.
- Половинкина Ю. Ир. — Минер. сб. ЛГО, № 7, 1953а.
- Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Половинкина Ю. Ир. — Петрограф. сб. ВСЕГЕИ, № 1, Л., 1955.
- Половинкина Ю. Ир. — Доклады советских геологов на МГК, XXI сессия, пробл. 9, М. — Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Половинкина Ю. Ир. — Петрограф. сб. ВСЕГЕИ, № 5, Л., 1963, с. 174—193.
- Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Половинкина Ю. Ир. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 262—265.
- Прусс А. К. — В кн.: Проблемы металлогении Украины. Киев, «Наукова думка», 1964, с. 163—180.
- Прусс А. К. — В кн.: Тектоника Украинского щита. Київ, «Наукова думка», 1972, с. 102—136.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Труды ГИН, вып. 234, М., «Наука», 1972, с. 1—221.
- Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического массива. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Рабкин М. И., Вишневский А. Н. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л. «Наука», 1971, с. 103—116.
- Рамберг Г. — В кн.: Земная кора, М., ИЛ, 1957.
- Рид Х. — В кн.: Проблемы образования гранитов, т. I, М., ИЛ, 1949.
- Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 78—117.

- Родионов С. П. — Научные записки Киевского ун-та, т. VII, вып. 5, Киев, 1948.
- Ронов А. Б. — Геохимия, 1972, № 2, с. 137—147.
- Руденко С. А. — ЗВМО, 1954, т. 83, вып. 1.
- Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Рягузов Н. Т., Бабков Ю. Б. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 1.
- Салоп Л. И. — В кн.: Геология докембрия (докл. сов. геол., МГК XXIII сесс. пробл. 4). М., «Наука», 1968, с. 5—15.
- Салоп Л. И. — Бюлл. Московск. об-ва испыт. природы, отд. геол. 1971, т. 46, № 4, с. 5—30.
- Семененко Н. П. Структура рудных полей Криворожского железорудного месторождения. т. 1, Киев, Изд-во АН УССР, 1946.
- Семененко Н. П., Сироштан Р. И., Степанец В. Д. Поле мигматитов и гранитов р. Ингульда. Киев, Изд-во АН УССР, 1954.
- Семененко Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Семененко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
- Семененко Н. П. и др. — МГК, докл. сов. геол., 1960, пробл. IX. М., Изд-во АН СССР.
- Семененко Н. П. и др. Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Семененко Н. П. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1967.
- Семененко М. П. та ін. Стратиграфія УРСР, т. 1. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
- Сиворонов А. А., Кондратьева Д. П., Макаров В. Н. — Минер. сб. Львовск. ун-та, вып. 1, № 21, с. 92—99.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. — Сов. геол., 1972, № 6, с. 8—21.
- Сидоренко Е. Ф. — Мин. сб. ЛГО, 1961, № 15, с. 189—197.
- Сидоров В. М. Химические анализы гранитоидов Украинского докембрия (справочник). Киев, «Наукова думка», 1970.
- Симонен А. — Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. 1. М., ИЛ, 1963.
- Сироштан Р. И. — Геол. журн., 1959, с. XIX, вып. 4, с. 47—57.
- Сироштан Р. И. — Геол. журн., 1965, т. XXV, вып. 3.
- Скаржинский В. И., Тяпкин К. Ф. — ДАН УРСР, 1965, № 3, с. 374—377.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. — Учен. зап. Львовск. ун-та, т. 6, сер. геол., вып. 5, с. 1—139.
- Соболев В. С. — Минер. сб. ЛГО, 1950, № 4.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. — ДАН СССР, 1966, т. 166, № 2, с. 451—455.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Соллогуб В. Б. и др. — Геофизич. сб. АН УССР, 1970, № 38, с. 48—63.
- Соловьева Ф. И. — Конституция и свойства минералов, вып. 2. Киев, «Наукова думка», 1967, с. 155—162.
- Стрыгин А. И. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 155—167.
- Судовиков Н. Г. — Вестник ЛГУ, 1950, № 10.
- Судовиков Н. Г. — Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 4, М.—Л., 1954.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Судовиков Н. Г. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965.

- Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных гранитов. Л., «Наука», 1967.
- Танатар-Бараш З. И.— Мин. сб. ЛГО, 1948, № 2, с. 151—159.
- Танатар-Бараш З. И.— Мин. сб. ЛГО, 1950, № 4, с. 116—120.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Ткачук Л. Г. Подольский чарнокито-норитовый комплекс. Киев, Изд-во АН УССР, 1947.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибилова Е. В.— В кн.: Труды X сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибилова Е. В.— Геохимия, 1963, № 3.
- Тяпкин К. Ф.— ДАН УРСР, 1965, № 1, с. 96—99.
- Тяпкин К. Ф. и др. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М., «Наука», 1972.
- Уонс Д. Р., Югстер Г. П.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии слюды. М., «Мир», 1965, с. 208—215.
- Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Изд-во КГУ, 1948.
- Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1953.
- Усенко И. С.— ДАН СССР, 1955, т. 104, № 6.
- Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Усенко И. С. та ін.— Геол. журн., 1963, т. 23, вып. 1, с. 30—51.
- Усенко И. С.— В кн.: Никольский марганцево-рудный бассейн. М., «Недра», 1964, с. 23—37.
- Усенко И. С.— Геол. журн., 1967, т. 27, вып. 5, с. 23—32.
- Усенко И. С., Щербаков И. Б.— В кн.: Петрология докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 199—208.
- Усенко И. С. и др.— Геол. журн., 1971, т. 31, вып. 2, с. 3—16.
- Усенко И. С. и др.— В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, т. 1. Новосибирск, СО АН СССР, 1972, с. 139—149.
- Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П. Биотиты докембрия. Киев, «Наукова думка», 1972а.
- Усенко И. С. и др.— Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 1, с. 3—14.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.
- Федорченко В. С.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 168—176.
- Федькин В. В.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 2, М., «Наука», 1970, с. 214—254.
- Хаин В. Е.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 12, с. 3—17.
- Хаин В. Е.— В кн.: Тектоника (докл. сов. геол. МГК, XXIV сессия). М., «Наука», 1972, с. 125—131.
- Хаин В. Е.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 5—26.
- Харитонов Л. Я.— В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хлестов В. В., Добрецов Н. Л.— Изв. АН СССР, сер. геол. 1967, № 8, с. 85—91.
- Хлестов В. В.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, 1. М., «Наука», 1969, с. 113—125.
- Хлестов В. В.— Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 81—86.
- Хмарук Т. Г.— Геол. журн., 1965, т. 25, вып. 2, с. 22—35.
- Хорева Б. Л.— В кн.: Петрография и минералогия неметаллических руд районов СССР. Л., ВСЕГЕИ, 1952.
- Хорева Б. Я.— Геотектоника, 1966, № 6.
- Чернов В. М. и др. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, изд-во «Карелия», 1970.

- Шатский Н. С. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 4.
- Шейнманн Ю. М. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 5—32.
- Шендерова А. Г. — Материалы ВСЕГЕИ, вып. 8. Л., 1956.
- Шишов В. В. — Тезисы Второго петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, 1972, с. 135—136.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. — ДАН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 918—921.
- Шнюков Е. Ф. — В кн.: Вопросы геологии и петрогенезиса Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
- Шульдинер В. И. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 10, с. 64—77.
- Шуркин К. А. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 5—59.
- Щербак Н. П. и др. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967, с. 283—267.
- Щербак Н. П. и др. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 3, с. 23—32.
- Щербак Н. П. и др. — В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970, с. 36—52.
- Щербак Н. П. Геохронология докембрия и петрология гранитов западной части Украинского щита. Автореф. докт. дисс., Киев, 1970а.
- Щербакова К. Ф. — Геол. журн., 1959, т. XIX, вып. 5.
- Эскола П. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 177—208.
- Этингф И. М. — Геол. журн., 1968, т. 28, вып. 5, с. 97—99.
- Этингф И. М. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 1, с. 30—38.
- Юньков А. А. — ДАН УРСР, сер. Б, 1969, № 1, с. 16—18.
- Юрьев Л. Д. — В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 232—235.
- Юрьев Л. Д. — Конституция и свойства минералов, вып. 2. Киев, «Наукова думка», 1967, с. 167—174.
- Юрьев Л. Д., Бойко Д. Д. — ДАН УРСР, 1967а, № 4, с. 329—333.
- Юрьев Л. Д. — ДАН УРСР, сер. Б, 1968, № 5.
- Юрьев Л. Д. Вещественный состав и особенности метаморфизма пород Безрезневатской свиты Северного Криворожья в связи с проблемой их апатитности. — Автореф. канд. дисс., Харьков, 1968а.
- Юрьев Л. Д. — ДАН УРСР, сер. Б, 1969, № 11, с. 997—1001.
- Юрьев Л. Д. — Конституция и свойства минералов, вып. 4. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 116—121.
- Akella J., Winkler H. — Contr. Min. Petrol., 1966, 12, 1.
- Albee A. L. — J. Petrol., 1965, 6.
- Althaus E. — Contr. Min. Petrol., 1967, 16, 1.
- Althaus E., Karotke E., Nitsch K. H., Winkler H. G. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1970, 7.
- Anastasion P., Seifert F. — Contr. Min. Petrol., 1972, 34, 4.
- Binns R. A. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1969, 2.
- Blake M. C., Irwin W. P., Coleman R. G. — Tectonophysics, 1969, 8, 3.
- Boyd F. R., England J. L. — Carnegie Inst., Washington Year Book, 63, 1964.
- Buddington A. F. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, 74.
- Chatterjee N. D. — Contr. Min. Petrol., 1972, 34, 4.
- Cloos H. — In: Trans. Amer. Geophys. Union, 29, 1948.
- Coleman R. G., Lanphere M. A. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, 82, 9.
- Currie K. L. — Contr. Min. Petrol., 1971, 39, 3.
- Dahl O. — Geol. Fören. Stockholm förhandl., 1968, 90, 3.
- Ernst W. G. Amphiboles. Berlin—Heidelberg—New York. Springer, 1968.
- Ernst W. G., Seki Y. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1970, 124.
- Ernst W. G. — Contr. Min. Petrol., 1971, 34, 1.
- Ernst W. G. — Amer. J. Sci., 1972, 272, 7.
- Evans B. W. — Amer. J. Sci., 1965, 263.
- Escola P. E. — Quart. J. Geol. Soc., 1949, 4.
- Escola P. E. — C. r. Soc. Geol. Finlande, 1952, 25.

- Fawcett J. J., Yoder H. S.—*Am. Mineralogist*, 1966, **51**, 3—4.
 French B. M., Eugster H. P.—*J. Geophys. Res.*, 1965, **70**, 6.
 Ganguly J. A.—*Amer. J. Sci.*, 1968, **266**, 4.
 Ganguly J., Newton R. C.—*J. Petrol.*, 1968a, **9**, 3.
 Gonzalez-Bonorino F., Agvirre L.—*Geol. Rundschau*, 1970, **59**, 3.
 Green D. H., Lambert J. B.—*J. Geophys. Res.*, 1965, **70**, 20.
 Hamilton W., Myers W. B.—In: *Geol. Surv. Prof. Paper.*, S54—C, Washington, 1967.
 Hashimoto M., Igi S., Seki Y., Banno S., Kojima G. Notes on metamorphic facies map of Japan (1:2 000 000). *Geol. Surv. of Japan*, 1970.
 Hensen B. J., Green D. H.—*Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1969, **2**.
 Hensen B. J.—*Contr. Min. Petrol.*, 1971, **39**, 3.
 Hess P. C.—*Contr. Min. Petrol.*, 1971, **30**, 3.
 Hietanen A.—*Amer. J. Sci.*, 1969, **267**, 3.
 Hirschberg A., Winkler H. G.—*Contr. Min. Petrol.*, 1968, **18**, 1.
 Holloway J. R.—*J. Petrol.*, 1972, **13**, 1.
 Hoschek G.—*Naturwissenschaften*, 1967, **54**.
 Hoschek G.—*Naturwissenschaften*, 1968, **55**.
 Hoschek G.—*Contr. Min. Petrol.*, 1969, **22**, 3.
 Hsu L. C.—*J. Petrol.*, 1968, **9**, 1.
 Hsu L. C., Burnham C. W.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, **80**, 12.
 Hubbard F. M.—*Geol. foren. Stockholm forhande*, 1967, **89**, 4.
 Iiyama J. T., Wyart I., Sabatier G.—*Comp. Acad. Sci.*, Paris, 1963, **256**, 24.
 James H. L.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, **66**.
 Kennedy W. Q.—*Geol. Mag.*, 1948, **85**.
 Kennedy W. Q.—*Geol. Mag.*, 1949, **86**, 1.
 Koster V., Groos A. F., Willie P. J.—*J. Geol.*, 1969, **77**, 5.
 Kretz R.—*J. Geol.*, 1961, **69**, 4.
 Laves F., Viswantham K.—*Schweiz. miner. petrol. Mitt.* 1967, **47**, 1.
 Lindsley D. H., Speidel D. H.—*Amer. J. Sci.*, 1968, **266**, 5.
 Luth W. S., Jahns R. H., Tuttle O. F.—*J. Geophys. Res.* 1964, **69**, 4.
 Luth W. C., Tuttle O. F.—*Am. Mineralog.* 1966, **51**, 9—10.
 Metz P., Puhán D., Winkler H. G.—*Naturwissenschaften*, 1968, **55**, 5.
 Metz P.—*Contr. Min. Petrol.*, 1970, **28**, 3.
 Metz P., Puhán D.—*Contr. Min. Petrol.*, 1971, **31**, 2.
 Millhollen G. I., Willie P. J.—*Amer. J. Sci.*, 1971, **271**, 5.
 Miyashiro A.—*J. Petrol.*, **2**, 3, 1961.
 Morse S. A.—*J. Petrol.*, 1970, **11**, 2.
 Naggar M. N., Atherton M. P.—*J. Petrol.*, 1970, **11**, 3.
 Orville P. M.—*Carnegie Inst., Washington Year Book*, **59**, 1960.
 Orville P. M.—*Amer. J. Sci.*, 1963, **261**, 3.
 Oxburg E. R., Turcotte D. L.—*J. Geophys. Res.*, 1971, **76**, 5.
 Perchuk L. L., Ryabchikov I. D.—*J. Petrol.*, 1968, **9**, 1.
 Richardson S. W.—*J. Petrol.*, 1968, **9**, 3.
 Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell P. M.—*Amer. J. Sci.*, 1969, **267**, 3.
 Roever W. P.—*Geol. en Mijnb. (NW ser.)*, **18**, 1956, 123—127.
 Schreyer W., Yoder H. S.—*Neues Jb. Miner.*, **101**, 1964.
 Schreyer W., Seifert F.—*Amer. J. Sci.*, 1969, **A267**.
 Schurman K.—*Neues. Jb. Mineral. Mon.*, 1967, 9—10, 270—284.
 Seck H. A.—*Contr. Min. Petrol.*, 1971, **31**, 1.
 Segnit R. E., Kennedy G. C.—*Amer. J. Sci.*, 1961, **259**, 4.
 Seifert F.—*J. Petrol.*, 1970, **11**, 1.
 Seifert F., Schreyer W.—*Contr. Min. Petrol.*, 1971, **30**, 3.
 Sen S. K., Chakraborty K. R.—*Neues Jb. Miner. Abhand.* 1968, **108**, **2**, 181—207.
 Smith D.—*Amer. J. Sci.*, 1971, **271**, 4.
 Strens R. G.—*Min. Mag.*, 1966, **35**, 275.

- Thompson J. B., Narton S. A.— In: Studies in Appalachian geology: Northern and Maritime, John Wiley & Sons, New York, 1968.
- Turner F. J.— Metamorphic petrology. Mc Graw Hill Book Co., New York, 1968.
- Tuttle O. F., Bowen N. L.— Geol. Soc. Amer. Mer., 1958, 74.
- Waard D.— Amer. J. Sci., 1965, 263, 5.
- Wegmann C. E.— Geol. Rundschau, Bd. 26, H. 3, 5, 1935.
- Wenk E.— Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1962, 42.
- Wyllie P. J.— Amer. J. Sci., 1959, 257, 9.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F.— Amer. J. Sci., 1964, 262, 7.
- Wones D. R., Eugster H. P.— Am. Mineral., 1965, 50, 9.
- Woodland B. G.— Amer. J. Sci., 1963, 261, 4.
- Yoder H. S., Ghinner G. A.— Carnegie Inst., Washington Year Book, 59, 1960.
- Zwart H. J.— Geologie en Mijnbouw, 1967, 46, 8.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Глава I.</i> Общие проблемы взаимосвязи метаморфизма и тектоники в подвижных областях	7
<i>Глава II.</i> Очерк тектоники центральной части Украинского щита	19
<i>Глава III.</i> Породообразующие минералы	43
<i>Глава IV.</i> Распределение изоморфных компонентов между сосуществующими минералами	97
<i>Глава V.</i> Региональный метаморфизм	115
Краткая петрохимическая характеристика метаморфических пород	119
Метаморфизм бедных СаО пород (метапелитов)	123
Метаморфизм богатых СаО (основных пород)	138
Метаморфизм карбонатных пород	145
Метаморфизм железистых пород	149
Физические условия регионального метаморфизма	152
Метаморфическая зональность	160
Гранитообразование	169
<i>Глава VI.</i> Связь метаморфической зональности с тектоникой в докембрии Украинского щита	187
<i>Глава VII.</i> О тектоническом режиме метаморфизма в докембрии Восточно-Европейской платформы	204
Заключение	213
Литература	219

Белевцев Рудольф Яковлевич

**ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
ДОКЕМБРИЯ**

*Печатается по постановлению ученого совета Института
геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор *О. И. Калашникова*
Художественный редактор *Н. Ю. Слепцова*
Оформление художника *Д. Д. Грибова*
Технический редактор *Г. Р. Боднар*
Корректоры *Р. С. Коган, З. П. Школьник*

Сдано в набор 28.III 1975 г. Подписано к печати 8.XII 1975 г.
БФ 01111. Зак. № 5-209. Изд. № 77. Тираж 1000. Бумага № 1,
60×90¹/₁₆. Усл. печ. л. 14,5. Уч.-изд. л. 16,27. Цена 1 руб. 70 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.

Киевская книжная типография научной книги Республиканского
производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомизда-
та УССР, Киев, Репина, 4.

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКОВА ДУМКА»
В 1976 ГОДУ ВЫЙДУТ КНИГИ:**

Минералогия Криворожского бассейна. Язык русский. 50 л.
Цена 5 руб. 40 коп.

Приводится монографическое описание минеральных комплексов, развитых в Криворожском бассейне. Рассматриваются вопросы геологии, стратиграфии и тектоники. Большое внимание уделено систематической минералогии, генезису и парагенезису минералов и минеральных ассоциаций. В систематической минералогии дано описание всех известных в Криворожском бассейне минералов, которые рассмотрены с кристаллохимических и генетических позиций.

Рассчитана на геологов геологоразведочных организаций и научный учреждений, а также может быть полезна студентам высших учебных заведений геологического профиля.

Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Язык русский. 20 л. Цена 2 руб. 30 коп.

Окраска минералов — одно из важнейших физических свойств природных минералов. Происхождение окраски связано с выяснением взаимосвязи спектроскопических и кристаллохимических параметров минералов.

В монографии приводится экспериментальный материал по оптической спектроскопии поглощения минералов, дается классификация окраски минералов по типам оптического поглощения, а также рассмотрены некоторые минералогические и кристаллохимические аспекты оптической спектроскопии, связанные с проблемами изоморфных замещений, типоморфизмом, минералогической диагностики и т. п.

Рассчитана на минералогов, кристаллографов, геохимиков, петрографов, а также специалистов в области спектроскопии кристаллов.

Эти книги Вы можете заказать в магазине «Наукова думка» (252001, Киев — 1, ул. Кирова, 4), который после выхода книг из печати вышлет их заказчикам наложенным платежом.

1 руб. 70 коп.

1399

«НАУКОВА ДУМКА»