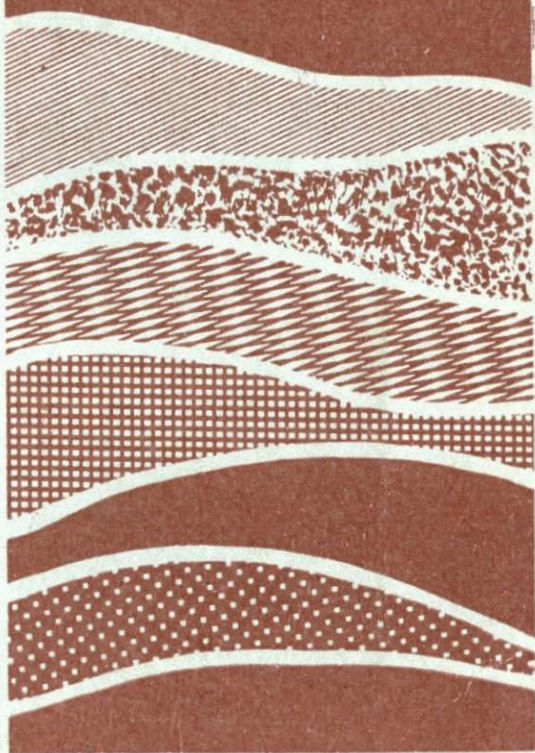


ДОКЕМБРИЙ
ПРИДНЕСТРОВЬЯ
И НЕКОТОРЫЕ
ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ
УКРАИНСКОГО
ЩИТА

В. М. ВЕНИДИКТОВ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

В. М. ВЕНИДИКТОВ

ДОКЕМБРИЙ
ПРИДНЕСТРОВЬЯ
И НЕКОТОРЫЕ
ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ
УКРАИНСКОГО
ЩИТА

2688



КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1978

УДК 552.16(477)+551.71/12

Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. Венедиктов В.М. К., "Наук. думка", 1978. 162 с.

На основании структурно-метаморфического анализа установлено полициклическое развитие докембрия Приднестровья и смежных районов Украинского щита. В каждом из более поздних циклов выделяются прогрессивная и диафорическая серии пород, несколько фаз складчатости и метаморфизма, соскладчатые гранитоиды или мигматиты, поздне- или послескладчатые граниты. Приводится совокупность данных по петрологии метаморфических пород кристаллического фундамента Приднестровья. Выделяются фазы и субфазы прогрессивного и регрессивного метаморфизма в юго-западной части Украинского щита.

Ил. 38. Табл. 18. Список лит.: с. 155-161 (143 назв.).

Рецензенты Р.И. Сироштан, О.Б. Гинтов

Редакция литературы о Земле

В 20805-399 320-78
M221(04)-78

© Издательство "Наукова думка", 1978

Настоящая работа является результатом многолетних исследований автором раннего докембрия Приднестровья и прилегающих к нему смежных районов - отдельных хорошо обнаженных участков по рекам Юж.Бугу, Синюхе и Ятрани. Решение некоторых вопросов геологии и петрологии имеет принципиальное значение для понимания структурно-метаморфической эволюции Украинского щита в целом.

В работах, посвященных детальному структурному анализу глубокометаморфизованных толщ (Эз, 1970, 1974; Паталаха, 1968, 1972; Миллер, 1970; и др.), показано, что сланцевато-полосчатые текстуры параллельны осевым поверхностям складок и что, как правило, происходит наложение нескольких этапов деформаций, метаморфизма и гранитообразования. Многоэтапность деформаций на Украинском щите отмечали Н.П.Семеновко (1951) и А.С.Иванушко (1967). Таким образом, намечается новый структурно-метаморфический или структурно-парагенетический метод решения геологических задач. По взаимоотношениям структурных элементов между собой и с метаморфическими, гранитоидными и метасоматическими образованиями можно определить относительный возраст складчатости и, следовательно, возраст тех или иных структурных этапов. С другой стороны, взаимоотношения структурных элементов помогают выделить отдельные циклы и фазы метаморфизма и гранитообразования. Благодаря подобному подходу были достигнуты значительные успехи в расчленении глубокометаморфизованных комплексов Алдана (Дук и др., 1975), Юго-Западного Памира (Другова и др., 1974), Сангиленского нагорья (Митрофанов и др., 1975).

Кристаллический фундамент Приднестровья является одним из примеров сложного сочетания деформаций, поли- и ультраметаморфизма. На основании комплексного структурно-метаморфического анализа в нем выделены четыре цикла, причем по крайней мере три из них проявились в гранулитовой фации (архей - нижний протерозой). Результаты этих исследований рассмотрены в главе 1. Аналогичные, но более фрагментарные данные по Среднему Побужью изложены в главе 2.

Большая часть монографии (главы 3-7) посвящена петрологии метаморфических и гранитоидных пород докембрия Приднестровья (приведены некоторые сведения по смежным участкам). Описаны новые для данного района разновидности пород, проведено фацимальное расчленение метаморфитов и гранитоидов, изучены их взаимоотношения с деформациями, дана оценка термодинамическим условиям образования по данным анализа минеральных равновесий,

рассмотрены петрохимические особенности и их значение в установлении петрогенезиса.

Работа выполнена в Институте геохимии и физики минералов (ИГФМ) АН УССР под руководством чл.-кор. АН УССР И.С.Усенко. Основной фактический материал собран во время полевых работ 1967-1975 гг. при изучении естественных и искусственных обнажений; по Приднестровью, кроме того, использован керн скважин Побужской (ныне Правобережной) экспедиции и Молдавского геологического управления. Химические анализы пород (112 шт.) выполнены главным образом в лабораториях КГУ им. Т.Г.Шевченко и ОП ИГФМ АН УССР, химические анализы минералов (88 шт.) - в лаборатории ИГФМ АН УССР. В процессе работы было просмотрено около 3000 шлифов и сделано до 800 иммерсионных замеров показателей преломления.

Автор выражает благодарность И.С.Усенко, О.И.Слензаку, Ю.К.Пийяру, В.Н.Димо и Ю.А.Муравейнику, содействовавшим выполнению данной работы, а также рецензентам Р.И.Сироштану и О.Б.Гинтову.

ЧАСТЬ I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРНО - МЕТАМОРФИЧЕСКОГО
РАЗВИТИЯ ЮГО - ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКОГО ЩИТА

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ И ПОНЯТИЯ

Геологическая изученность докембрия Приднестровья до 1958-1959 гг. подробно излагается в работах О.И.Слензака (1958, 1960), в которых дана детальная характеристика главных разновидностей пород. Большая заслуга автора — выделение пяти свит в складчатом фундаменте. Однако вряд ли можно согласиться с петрологическими выводами общего характера (самопроизвольное развитие земной коры путем превращения элементов и т.п.). В монографии Э.Б.Наливкиной (1964) рассматривается в основном только комплекс пород чарнокитовой серии, распространение которого весьма преувеличено. В работах М.И.Жеру (1967, 1972) по данным изучения кернового материала приводится петрографическая характеристика докембрия Молдавского Приднестровья, в частности детально описывается силикатно-карбонатные породы и порфировидные роговообманково-биотитовые граниты, репакивидные. В последнее время появились книги Н.П.Щербака (1975), Е.М.Лазько и др. (1975), посвященные геохронологии, петрологии и формационному анализу западной части Украинского щита. Отдельные вопросы геологии, петрографии и минералогии Приднестровья рассматриваются в статьях Г.Г.Виноградова (1965), Е.Ф.Сидоренко (1960, 1961), А.А.Чумакова (1962), О.Ю.Ивановой (1968), Д.А.Львиной (1972), П.С.Варемьева (1974) и др. Большой интерес представляют также материалы по геологии и петрографии Побужья (Усенко, 1958; Щербак, 1963, 1965; Древин, 1967; Кононова, 1967, 1968; Гинтов, 1969; Щербаков, 1975 и др.).

Существующие представления о геологии юго-западной части Украинского щита обобщены в стратиграфических и тектонических схемах (Семененко, 1965, 1967; Бабков и др., 1970; Рябенко, 1970; Половинкина, 1971; Щербак, Рябоконт, 1971; Доброхотов, 1971; Калев, 1972; Гинтов, 1972; Лазько и др., 1975). Особенно следует подчеркнуть работы Н.П.Семененко (1951, 1957), в которых показан

но, что Украинский щит представляет многоярусное сооружение с наложением складчатости разных направлений. В дальнейшем эти взгляды, к сожалению, не были развиты.

Исходя из тесной взаимосвязи тектоники, метаморфизма и ультраметаморфизма в качестве основных возрастных единиц в докембрии Приднестровья и Побужья, выделяются области распространения тектоно-метаморфических циклов (Венидиктов, 1976а). Поздне- и после-складчатые гранитоиды завершают развитие цикла и затем снова вовлекаются в движение, претерпевая рассланцевание и участвуя в последующих фазах как "стратифицированные" метаморфические толщи. В поздних циклах складчатости и соответствующих стратиграфических сериях можно выделить прогрессивную и регрессивную ветви метаморфизма. Прогрессивная ветвь - область развития пара- и ортопород, прошедших впервые тектоно-метаморфический цикл (складчатость, метаморфизм и ультраметаморфизм), регрессивная - диафторированные во время данного цикла породы нижних структурных этажей, сформировавшихся в течение предшествующих циклов или фаз. Иногда обнаруживается только регрессивная ветвь, прогрессивная в этом случае, видимо, эродирована.

Обычно структурно-метаморфическими исследованиями устанавливается определенная последовательность геологических событий, но количество фаз и циклов складчатости может изменяться в зависимости от объема этих понятий (совокупности явлений, объединяющихся в одну фазу, циклы деформаций). В частности, в объем фазы складчатости (деформаций), видимо, целесообразно включать, кроме пликтивных дислокаций, разрывные нарушения, параллельные осевой поверхности складок, которые обычно залечиваются гранитоидными жилами, т.е. в ходе развития деформаций пликтивные дислокации перерастают в сдвиги, параллельные осевой поверхности складок (Парфенов, 1973), и завершаются формированием гранитоидов (соскладчатая мигматизация, согласные со сланцеватостью жилы гранитов и т.п.). С каждой крупной фазой складчатости F_n могут быть связаны метаморфизм M_n , сланцеватость и полосчатость S_n и соскладчатые гранитоиды G_n . S_n и G_n параллельны осевой поверхности складок F_n . Возникновение массивных поздне-складчатых гранитоидов и после-складчатых гранитных жил, секущих нередко S_n , обусловлено последующими фазами развития.

Еще сложнее определить объем тектоно-метаморфического цикла. В связи с отсутствием в глубокометаморфизованных толщах раннего

докембрия характерных формаций, идентифицирующих разные стадии и фазы геосинклинального цикла в фанерозое, Ю.В.Миллер (1973) предложил понятие деформационного цикла, что позволило В.А.Глебовичу (1973) выделить метаморфические циклы. Однако отдельные стадии деформационного цикла на территории Украинского щита в условиях плохой обнаженности не распознаются. Лежачие изоклиналинные складки обнаруживаются в отдельных местах, но в каких соотношениях они находятся с тангенциальными движениями, не известно. Даже если эти складки были регионально распространены, то последующими тектоническими движениями они поставлены субвертикально и неотличимы, таким образом, от субвертикальных изоклиналинных складок, возникающих в условиях тангенциального сжатия. В чистом виде радиальное или тангенциальное сжатие, по-видимому, почти не встречается. Например, в Луполово-Первомайском блоке наиболее четко выражены две системы изоклиналинных складок и параллельных им сланцевато-полосчатых текстур: 1) $\wedge 50-70^\circ \angle 45-65^\circ, \sigma' 150-160^\circ \angle 10-20^\circ$ и $\sigma' 330-340^\circ \angle 15-20^\circ$; 2) $\wedge 230-250^\circ \angle 45-65^\circ, \sigma' 150-160^\circ \angle 10-20^\circ$ и $\sigma' 330-340^\circ \angle 15-20^\circ$. Есть основания предполагать, что эти структуры разновозрастные (т.е. не являются крыльями анти- и синформ), и, следовательно, и в том, и в другом случае направление оси "с" эллипсоида деформаций промежуточное между радиальным и тангенциальным.

Цикличность в раннем докембрии может быть установлена только при комплексном изучении деформаций, метаморфизма, ультраметаморфизма и магматизма. Например, в западной части Украинского щита наблюдаются конкретные структурно-метаморфические комплексы (ассоциации пара- и ортометаморфических и гранитоидных пород), характеризующиеся определенными типом и степенью метаморфизма, фазами деформаций, возрастом и формациями гранитоидов. В самом элементарном виде каждый комплекс содержит метаморфиды (обычно остатки, или ксенолиты, субстрата), соскладчатые мигматиты, смятые в складки, поздне- и позднескладчатые гранитоиды и секущие жилы послескладчатых лейкократовых и аляскитовых гранитов. Последние часто контролируются разрывными нарушениями. В отдельных зонах все составляющие комплекса, в том числе и секущие жилы лейкократовых гранитов и поверхности разрывов, подвергаются наложенным складчатости и бластомилонитизации. Таким образом, породы каждого комплекса отражают следующие фазы развития: F_2, M_1 - складчатость и метаморфизм, в результате которых образовался субстрат со сланцеватостью S_1 ; S_1 - мигматизация, согласная сланцеватости S_1 (ос-

тается неясным, насколько оторвана во времени δ_1 от F_1 и M_1); F_2 - складчатость, деформирующая "послойные" мигматиты δ_1 и сопровождающаяся иногда возникновением сланцеватости S_2 , параллельной осевой поверхности складок F_2 ; δ_2 - формирование позднескладчатых гранитоидов, содержащих ксенолиты мигматитов δ_1 со складками F_2 ; F_3 - фаза хрупких деформаций - возникновение секущих разрывов и жил послескладчатых лейкократовых гранитов δ_3 (различно ориентированные плоскости S_3).

В породах нормального ряда в позднескладчатых чарнокитах нередко встречаются ксенолиты амфиболитованных пироксеновых гнейсов, смятых в складки, т.е. фиксируются фазы развития: F_1 , M_1 , S_1 - складчатость и метаморфизм исходного субстрата - гиперстенных и двупироксеновых гнейсов; M_2 - регрессивный метаморфизм и, по-видимому, соответствующие ему складчатость F_2 и сланцеватость S_2 , по которым развивается амфиболитация; F_3 - складчатость пород M_2 ; δ_2 - образование позднескладчатых чарнокитов.

Перечисленные геологические события (минимум 2 фазы складчатости, 2 фазы метаморфизма, 3 фазы гранитообразования, 1 фаза хрупких деформаций) невозможно вместить в одну тектоническую фазу, они отражают определенную направленность развития, смену пластичных деформаций хрупкими и, вероятно, соответствуют тектоно-метаморфическому циклу (метаморфическому в широком смысле слова, включая ультраметагенные процессы). Границы между циклами устанавливаются по наложению складчатости, бластомилонитизации и диафтореза всех составляющих частей комплекса при вовлечении в новые тектонические движения. Сочетание микроскладчатости и бластомилонитизации (неполной перекристаллизации) свидетельствует о полупластичном состоянии пород. Приведенная схема тектоно-метаморфического цикла упрощенная. Нередко отмечаются две фазы образования "послойных" мигматитов, соответствующие разным фазам складчатости. Становление массивов позднескладчатых гранитоидов, как правило, тоже включает несколько стадий или фаз, в частности формирование плагиогранитоидов, обогащенных плагиоклазом, и пропитывание их лейкократовыми - калишпатовыми разностями. Но особенно много вариаций в период хрупких деформаций - чаще всего наблюдается несколько возрастных генераций разрывов и послескладчатых гранитов. В этот же период в некоторых регионах образуются дайки основных пород - metabазитов, амфиболитов, габбро-диабазов, диабазов и пр. Наличие последних заметно облегчает установление циклов и этапов;

так как в моноциклических комплексах они сохраняют первичное залегание и особенности строения, а в полициклических подвергаются наложенным процессам — складчатости, расщеплению, будинированию, мигматизации, диафторезу, порфиробластезу и т.п. Требуется еще разработки вопрос, насколько соответствуют подъему региона смена пликативных дислокаций дизъюнктивными и последовательное появление со-, средне- и поздне- и послескладчатых гранитоидов, а также даек основных пород. В одних случаях как будто не наблюдается значительных изменений давления (парагенезисы δ_1 , δ_2 и δ_3 мало отличаются друг от друга), в других — есть явные признаки уменьшения глубинности и консолидации (зоны закалки в метаморфизованных и неметаморфизованных дайках базитов).

В данной монографии при выделении тектоно-метаморфических циклов учитывались следующие обстоятельства: 1) наличие серии прогрессивного метаморфизма; 2) наличие со- и поздне- и послескладчатых гранитоидов; 3) наличие несогласных разрывных нарушений, секущих жил лейкократовых гранитов и даек основных пород, завершающих данный тектоно-метаморфический цикл и вовлекающихся в движения во время следующего цикла; 4) разные условия метаморфизма, глубинность и, как следствие, разная железистость граната метапелитов в дивариантных парагенезисах; 5) разные типы деформаций (плоскостной, линейно-плоскостной, линейный); 6) резко различная ориентировка деформационных осей разновозрастных складчатостей.

Не исключены ошибки в определении возрастной последовательности тех или иных явлений вследствие плохой обнаженности пород, большого количества неизвестных и неопределенности, многозначности получаемого решения. Дискуссионно количество выделяемых циклов. Общим для глубокометаморфизованных и мигматизированных пород раннего докембрия являются тектоническое происхождение сланцеватости и полосчатости, формирующихся параллельно осевым поверхностям тесно слатых и изоклинальных складок (что не исключает параллельности петрографическим границам), и многократное наложение складчатостей и деформаций, сопровождающихся в той или иной степени развитыми метаморфизмом и гранитообразованием. В породах с кажущимся моноклинальным залеганием при детальном изучении в отдельных местах обнаруживаются реликтовые изоклинальные складки, сложенные метатектом или кварцевыми жилами (см. фото I-7*).

* Фото см. на вклейке между с. 16-17.

Вышеизложенный подход к выделению тектоно-метаморфических циклов в общем соответствует традиционному кинематическому расчленению гранитоидов на основании структурного анализа (Полканов, 1945, Вькола, 1960, Митрофанов, и др., 1975).

Трудность стратиграфического расчленения состоит в том, что область проявления тектоно-метаморфического цикла или фазы не полностью совпадает с определенными, пространственно обособленными сериями или толщами. Разные этапы деформаций, метаморфизма и гранитообразования можно выделить в одной и той же серии и зачастую на небольшом участке. С другой стороны, крупные петрографические комплексы могут быть сформированы в течение одного этапа или фазы, подвергаясь в дальнейшем неравномерно развитым наложенным процессам. Следовательно, меньшее количество этапов деформаций и метаморфизма в одной из сравниваемых толщ не всегда является достаточным аргументом ее более молодого возраста. Разная интенсивность проявления одной и той же фазы деформаций обуславливает преимущественное развитие тех или иных генераций складок и S -поверхностей (S_n , F_{n+1} или только S_{n+1} и т.п.). Неравномерность деформаций в пространстве может быть принята за разные фазы дислокаций, а неравномерность метаморфизма — за полиметаморфизм. Основанием для выбора рабочей гипотезы должны быть конкретные возрастные соотношения геологических событий.

Архейский мегацикл (I и II тектоно-метаморфические циклы)

Проявления I и II тектоно-метаморфических циклов можно объединить в один крупный архейский (?) мегацикл или область архейской складчатости. Они обнаружены только в отдельных реликтовых блоках или участках размерами в несколько десятков или сотен метров в областях распространения наложенных деформаций и метаморфизма, связанных с более поздними, протерозойскими тектоно-метаморфическими циклами (рис. I*). Подобные блоки картируются по данным структурных соотношений и реликтовым парагенезисам. Последние представлены в метapelитах гиперстен-кордиеритовыми, гранат-кордиеритовыми и гранат-гиперстенновыми, в metabазитах - двупироксеновыми (без Рог и Би) ассоциациями. Гранат из метapelитов характеризуется низкой железистостью ($F = 60-70$; $N = I, 78-I, 79$). В реликтовых блоках следует ожидать высокие цифры абсолютного возраста. Диафорированные и структурно-переработанные породы архейского мегацикла занимают большую часть кристаллического фундамента Приднестровья и по данным геохронологии относятся к протерозою (1900-2160 млн. лет). Если "снять" наложенные процессы, то видно, что древнейшие породы были представлены двумя крупными, пространственно разобщенными сериями: 1) гранитизированными лептитами (аплиты-пегматоидными гранитами) и лептитовыми гнейсами, перемежающимися с чарнокитизированными пироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами; 2) гранат-биотитовыми (+Кор) гранитоидами и мигматитами с реликтами глиноземистых и гиперстенновых гнейсов. Первая серия развита главным образом в юго-восточной части описываемого района - в бассейне рек Мурафы, Русавы, Марковки и Окницы - и по традиции может быть названа бугско-днестровской, вторая распространена в северо-западной половине и обычно упоминается в литературе под названием подольской (Щербак, Рябоконт, 1971). По-видимому, эти серии отвечают разным структурным этапам. Кроме про-

* Рис. I, 20, 21 помещены на вклейке между с. 112-113.

странственной разобшенности, имеются следующие основания для такого предположения: а) резкое различие в составе серий; б) данные геохронологии (Шербак, 1975); в) разный структурный план. (см. рис.1); г) наличие останцов бугско-днестровской серии в поле распространения подольской серии и д) несовпадение ориентировки сланцевато-полосчатых текстур в подобных останцах и вмещающих глиноземистых гранитоидах (обратные взаимоотношения не обнаружены).

Древнейшие блоки бугско-днестровской серии обнаружены в обнажениях по р.Мурафе у сел Скалополя и Саинки. У с.Скалополя в зоне складчатости и рассланцевания с падением осевой поверхности складок по $I20-I30^{\circ} \angle 45-55^{\circ}$ и $I40-I60^{\circ} \angle 70-80^{\circ}$ (последнее направление складчатости имеет явно наложенный характер) наблюдаются два небольших реликтовых блока. Один из них - ближе к с.Скалополю - представлен плитой гранитизированных (точнее - перекристаллизованных с укрупнением зерен) лептитов мощностью 80-100 м. По облику лептиты похожи на метаркозы. Перекристаллизация развивается пятнами или неясными теньвыми полосками. Никаких ориентированных текстур, кроме слабовыраженного кливажа и местами согласных с ним прожилков кварца и намечающейся гранулитовой текстуры (ориентированных зерен кварца), не обнаружено. В рельефе эти породы выражаются округлыми матрацевидными формами, свойственными гранитам. В обе стороны от блока массивных пород трещины кливажа постепенно ступаются, появляется гранулитовая текстура, и гранитизированные лептиты переходят в тонкополосчатые лептитовые гнейсы. Плоскости рассланцевания, по которым иногда развивается биотит, в некоторых местах изогнуты в мелкие пологие складки. Немного ниже по течению р.Мурафы в той же сравнительно молодой зоне смятия и бластомилонитизации со сланцеватостью и осевыми поверхностями микроскладок по $I40-I60^{\circ} \angle 65-80^{\circ}$ встречены, во-первых, остаточные блоки и реликты отдельных изоклинальных складок с осевыми поверхностями по $\Delta I20^{\circ} \angle 45^{\circ}$ (рис.2, а, б), а во-вторых, отдельные небольшие блоки еще более древних пород, представленных соскладчатými чарнокит-мигматитами с субгоризонтальным направлением полосчатости и остатков субстрата ($\Delta 260-270^{\circ} \angle 10-15^{\circ}$), и несколькими наложенными сланцеватостями (рис.2, в), а также поздними трещинами кливажа по $\Delta 260^{\circ} \angle 30^{\circ}$; $\Delta 50^{\circ} \angle 65^{\circ}$ и т.п. Интенсивность рассланцевания с юго-восточным падением увеличивается с приближением к контактам этих древних останцов. Сами контакты тектонические и представлены зонами разрывов и бластомилонитизации такого же направления. Размеры блоков древнейших пород с суб-

горизонтальной полосчатостью не превышают 80–100 м. Чарнокит-мигматиты представлены гранатовыми и безгранатовыми разновидностями, причем гранат отличается низкой железистостью ($F = 65-70$). Реликты субстрата – гиперстеновые, гранат-гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и кристаллосланцы.

У с.Сайнки в зоне интенсивного расщепления I20–I30° ∠ 45–55° встречена пестрая пачка метаморфических пород, пересекае-

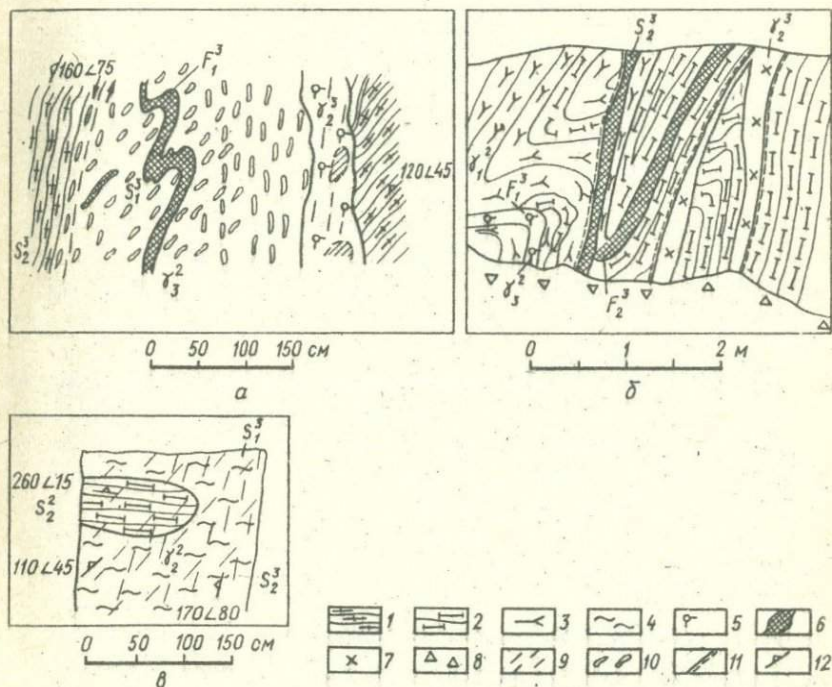


Рис.2. Реликты ингредиентов II цикла в зоне складчатости и расщепления III цикла (р.Мурафа, южнее с.Скалополя), все субвертикальные обозначения:

I – blastsмилонитизированные лейкократовые граниты (лептитовые гнейсы); 2 – пироксеновые гнейсы и кристаллосланцы; 3 – со- складчатые чарнокит-мигматиты II цикла F_1^3 ; 4 – позднескладчатые гранатовые чарнокиты II цикла F_2^3 ; 5 – пегматоидные граниты; 6 – кварцевые жилы и окварцованные породы; 7 – поздне- или послескладчатые чарнокиты III цикла F_2^3 ; 8 – наносы; 9 – наложенное расщепление III цикла; 10 – гранулитовая текстура в лейкократовых гранитах; 11 – разрывные нарушения; 12 – ориентировка F -поверхностей.

мая жилами позднескладчатых аляскитов и пегматитов. В состав пачки входят лептитовые гнейсы, биотит-роговообманково-двупироксеновые, биотит-двупироксеновые гнейсы и кристаллосланцы, чарнокит-мигматиты и, что особенно интересно, реликтовые полосы гиперстен-кордиеритовых гнейсов, замещающихся биотит-гранатовыми, биотит-гранат-гиперстеновыми и биотит-гранат-кордиеритовыми гнейсами. Гранат, развивающийся вторично и контролирующийся мигматизацией и наложенным рассланцеванием, характеризуется низкой железистостью ($F = 64$; $N = I, 780-I, 786$).

К древнейшим блокам подольской серии можно отнести участки Политанки, Шестаковки, Котужаны и Болган. У с.Политанки в мигматизированных гранат-биотитовых гнейсах с направлением сланцеватополосчатых текстур $\Delta 120-140^\circ \angle 45-55^\circ$ (S_2) встречены реликты изоклинальных складок F_2 с такой же ориентировкой осевой поверхности. Этой складчатости предшествовала минимум одна фаза дислокаций, с которой связаны метаморфизм M_1 , сланцеватость S_1 и мигматизация S_1 , параллельные осевой поверхности складок F_1 . Кроме того, наблюдается сланцеватость S_3 ($\Delta 130-150^\circ \angle 70-75^\circ$), наложенная как на мигматиты, так и на позднескладчатые гранат-биотитовые граниты, секущие сланцеватость S_2 .

У с.Шестаковки (р.Мурашка) позднескладчатые гранат-биотитовые и кордиерит-гранат-биотитовые гранитоиды с ксенолитами глиноземистых гнейсов характеризуются тектонической полосчатостью ($\Delta 50-60^\circ \angle 50-75^\circ$). В биотит-гранат-кордиеритовых гранитоидах отмечаются единичные реликтовые зернышки гиперстена. Железистость граната минимальная на территории Приднестровья ($F = 63$). Аналогичная ситуация на участке Котужаны, только ориентировка наложенной тектонической полосчатости иная ($S_2-\Delta 70-90^\circ \angle 75-90^\circ$). В отдельных местах отмечается реликтовая полосчатость S_4 , по-видимому, связанная с формированием подольской серии ($\Delta 120-130^\circ \angle 55-65^\circ$). У с.Болган скважинами вскрыты биотит-силлиманит-кордиерит-гранатовые гнейсы с железистостью граната 69. Под микроскопом обнаруживаются микроскладки, предшествующие перекристаллизации, в результате которой сформировался данный парагенезис.

Ксенолиты и скиалиты субстрата в подольской серии представлены гранат-биотитовыми, биотит-кордиеритовыми, биотит-кордиерит-гранатовыми, гиперстеновыми, гранат-гиперстеновыми и клинопироксеновыми гнейсами. В литологическом отношении интересно наличие тонкого ритмичного чередования биотит-гиперстеновых и гранат-биоти-

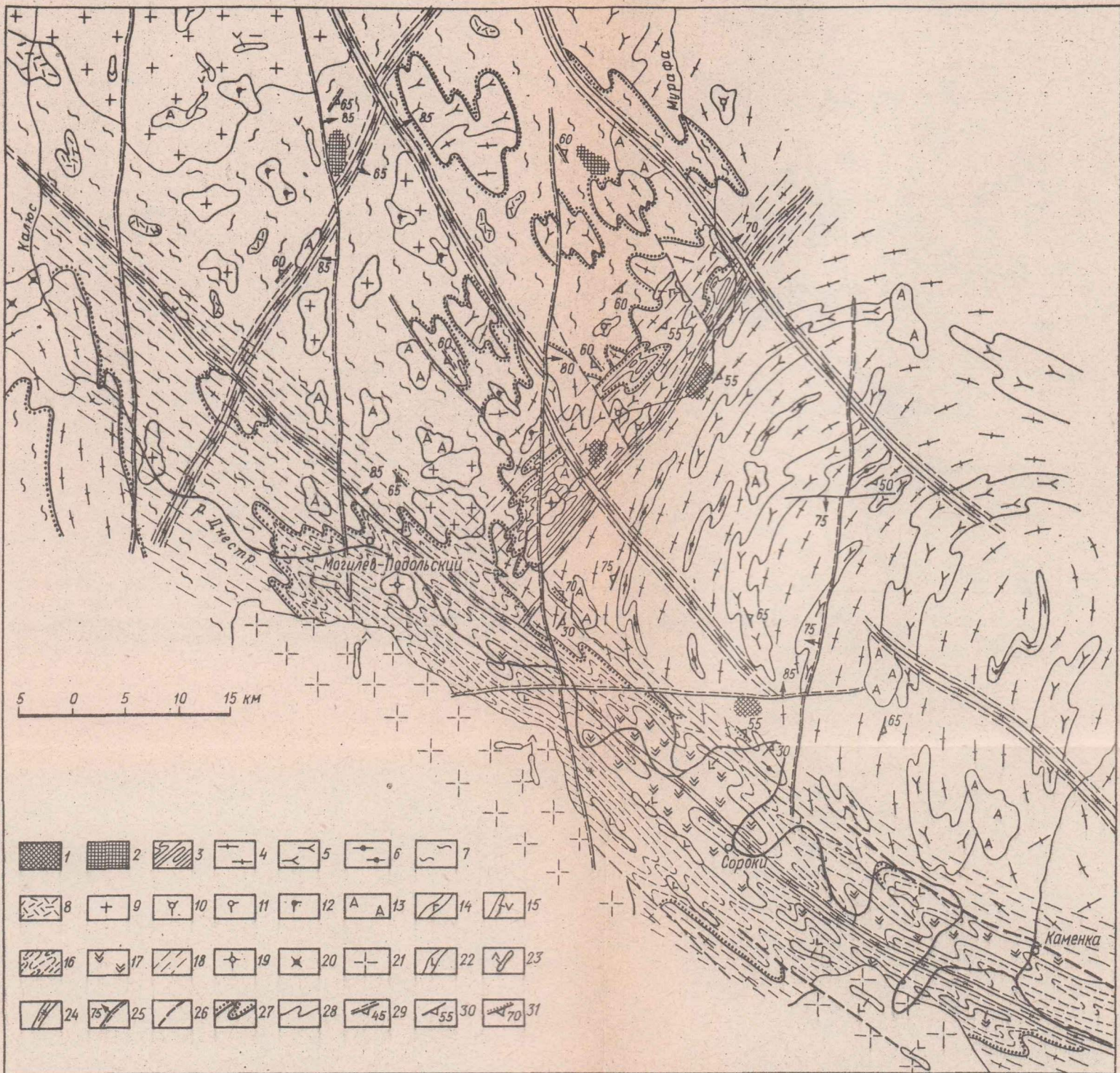


Рис.1. Схема геологического строения кристаллического фундамента Приднестровья. (Составлена В.М.Вендиктовым с использованием материалов Г.Г.Виноградова, В.А.Великанова, Ю.К.Пийра, В.Н.Димо и др.):

1, 2 - область архейской (?) складчатости (реликтовые блоки древнейших пород); 1 - бугско-днепровская серия, 2 - подольская серия; 3-15 - область нижнепротерозойской складчатости (мурафский тектоно-метаморфический цикл); 3 - мурафская серия прогрессивного метаморфизма; 4-8 - диафторированная бугско-днепровская серия; 4 - рассланцованные "алито-пегматоидные" граниты и лептитовые гнейсы, 5 - рассланцованные соскладчатые чарнокит-мигматиты, пироксеновые гнейсы и кристаллосланцы, 6 - амфиболитизированные метабазиты (?) и дупироксеновые амфиболиты; 7-8 - диафторированная подольская серия; 7 - бластонатаклизированные гранат-биотитовые (иногда биотит-гранат-кордиеритовые) мигматиты и граниты, 8 - останцы метаморфических пород подольской серии - гранат-биотитовые, кордиерит-гранат-биотитовые и биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы; 9-15 - поздне- и послескладчатые гранитоиды мурафского цикла; 9 - гранат-биотитовые, иногда кордиерит-гранат-биотитовые гранитоиды (чудново-бердичевского типа), 10 - чарнокиты, 11 - пятнистые порфиroidные биотитовые и гранат-биотитовые граниты, 12 - лейкократовые гранатосодержащие граниты, 13 - аляскиты, 14 - аплитовидные граниты; 15 - пегматоидные граниты и пегматиты; 16-23 - область среднепротерозойской (?) складчатости (сорокский тектоно-метаморфический цикл): 16, 17 - сорокская серия прогрессивного метаморфизма; 16 - глиноземистые гнейсы, нередко с графитом, местами мигматизированные, 17 - салитовые гнейсы с линзами кальцифиров и скарноидов; 18 - участки нижних структурных этажей, диафторированные в связи с сорокским циклом; 19-23 - поздние и послескладчатые гранитоиды сорокского цикла; 19 - порфиroidные гранат-биотитовые граниты, 20 - порфиroidные гранодиориты и граниты, 21 - порфиroidные роговообманково-биотитовые граниты, рапакививидные, 22 - микроклиновые субщелочные граниты, 23 - пегматоидные граниты и пегматиты; 24 - долгоживущие разломы древнего заложения, определяющие блоковое строение района (Бабчук та ін., 1966); 25 - посторогенные разрывные нарушения (после сорокского тектоно-метаморфического цикла); 26 - предполагаемые разрывы; 27 - границы структурных этажей с разным планом складчатости, т.е. границы серий (точки наносятся со стороны более поздней серии); 28 - прочие геологические границы (петрографические и интрузивные контакты); 29 - реликтовые сланцеватость и полосчатость подольского (?) цикла; 30 - сланцеватость и полосчатость мурафского цикла; 31 - сланцеватость и полосчатость сорокского (?) цикла.

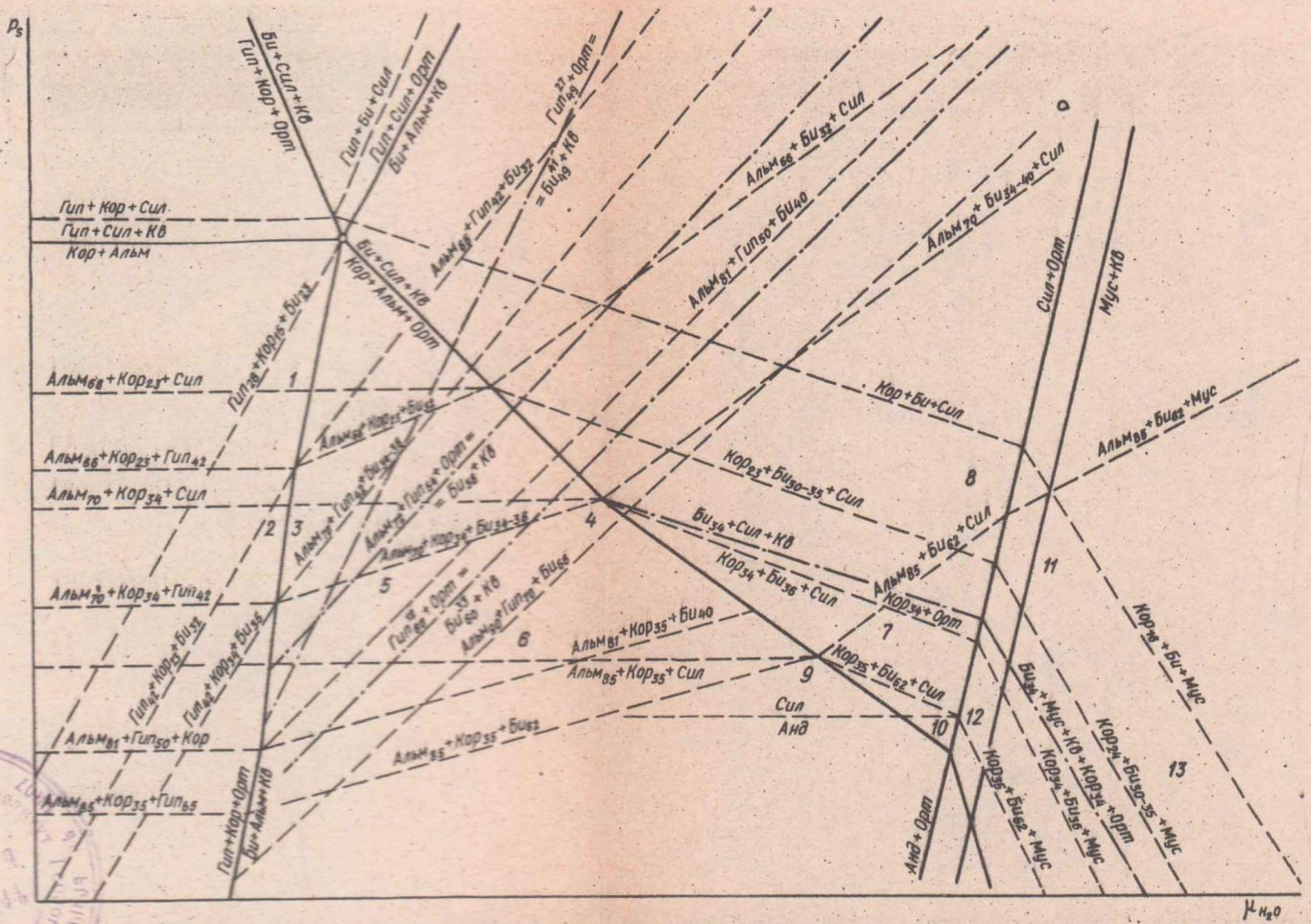


Рис. 20. Диаграмма $P_5 - H_{2O}$ метаморфических пород, бедных кальцием, с кварцем и калишпатом. Штрихпунктирные линии показаны экстремальные, условно моновариантные равновесия, рассчитанные по реальным составам. Цифры 1, 2, 3 ... соответствуют треугольным схемам на рис. 21.

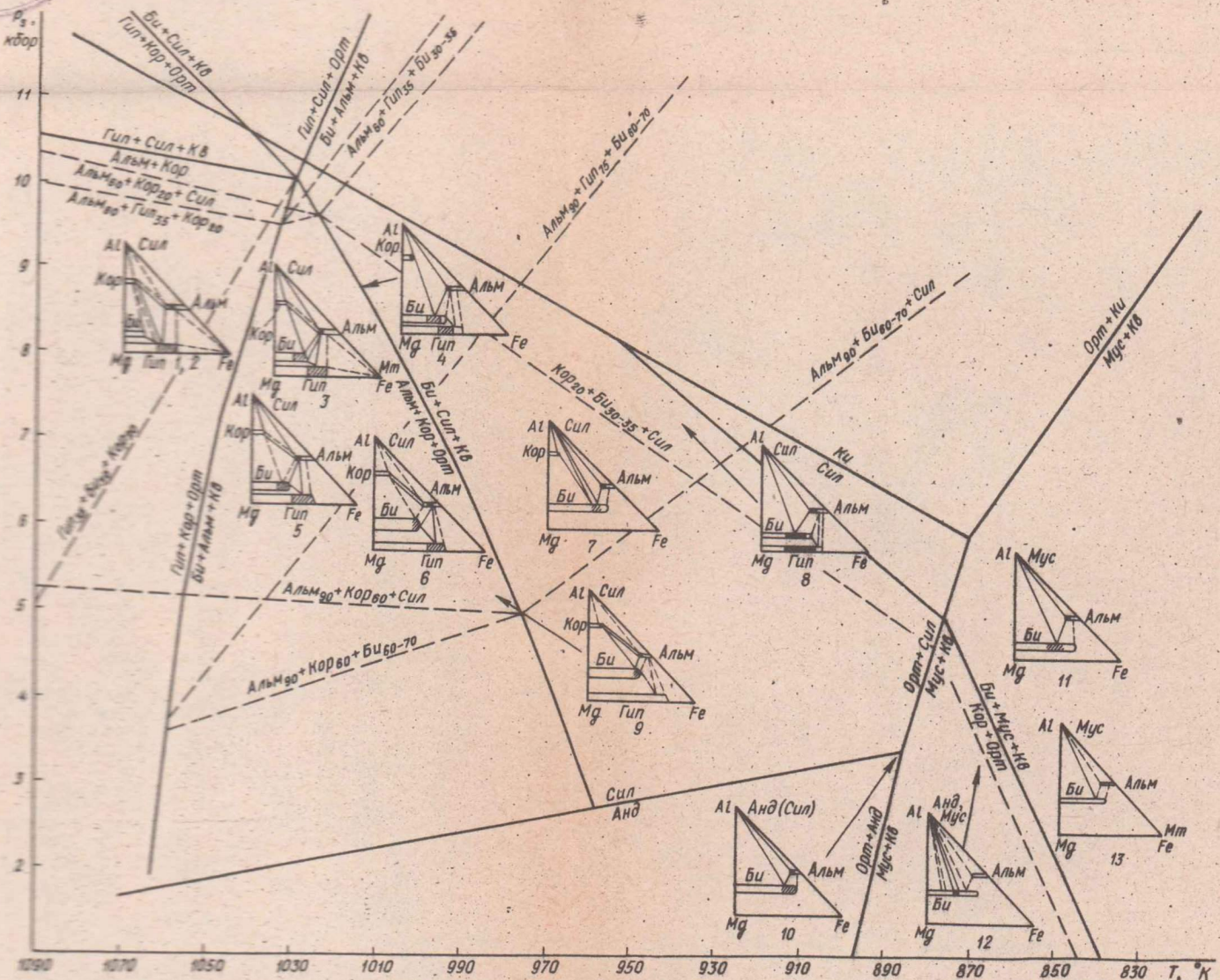


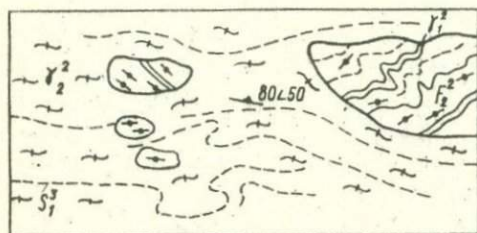
Рис. 21. Парагенезис метаморфических пород, бедных кальцием, с кварцем и калиевым полевым шпатом в координатах $T - P_5$. Моновариантные реакции и линии постоянной железистости дивариантных парагенезисов взяты по А.А. Маракушеву (1966, 1973). Треугольные схемы соответствуют следующим участкам: 1-2- Сайянка (близкие к равновесным парагенезисам) и Шестаковка (реликтовые парагенезисы); 3- Шестаковка (равновесные парагенезисы); 4 - Болгай; 5- Иванковцы; 6- Вилы Ярузские; 7- Григоровка, Каменка, Голошница; 8- Берлинцы Полевые (наложенные парагенезисы); 9- Могилев-Подольский (равновесные парагенезисы); 10- Могилев-Подольский (наложенные парагенезисы); 11- Берлинцы Полевые (наложенные парагенезисы); 12- Пырлица (равновесные парагенезисы регрессивного метаморфизма); 13- Раковец (парагенезис диафоритов).

товых гнейсов (ксенолиты в гранат-биотитовых гранитоидах у с. Олшанки, р. Лядава), биотит-гранатовых и биотит-гиперстеновых гнейсов (р. Лозовая, с. Ивашковцы). Мощность отдельных полос 5-50 см.

Итак, I тектоно-метаморфический цикл выделяется на основании анализа минеральных равновесий. В некоторых реликтовых блоках архейской складчатости, в обрывах структур II цикла, обнаружены остаточные высокотемпературные парагенезисы (Гип+Кор+Альм+Би+Пл+Кпш+Кв), по которым развиты расщепление и мигматизация, контролирующие появление парагенезисов, характерных для II, подольского, цикла. Складки и S-поверхности, соответствующие I циклу, не сохранились. Реликтовые гиперстен-кордиеритовые парагенезисы встречаются в бугско-днестровской и подольской сериях. На участках Сайинка и Котужаны они обнаружены в реликтовом метаморфическом субстрате, в окрестностях г. Винницы - в мигматитах (Костюк, 1955). у с. Шестаковки - это реликтовые зерна Гип и Кор в мелко-среднезернистом гранат-биотитовом гранодиорите, на участке Кузьмин - метасоматическая гиперстен-кордиерит-биотитовая порода. У с. Скалополя древнейшими реликтовыми породами, по которым развиваются структуры и парагенезисы II цикла, являются гиперстеновые и двупроксеновые кристаллосланцы (Гип+Пл+Кв+Мт и Гип+Ди+Пл+Кв+Мт). Следовательно, по реликтовым породам можно предположить F_1 , S_1 , M_1 , δ_1 , δ_2 и δ_3 элементарного тектоно-метаморфического цикла.

II тектоно-метаморфический цикл устанавливается по совокупности данных изучения деформаций, минеральных равновесий и характерных типов гранитоидных пород. В результате структурного анализа в зонах складчатости III цикла выявляются отмеченные реликтовые блоки или участки древнейшей архейской складчатости. Структуры III цикла определяют верхнюю возрастную границу, а внутреннее строение блоков позволяет выделить отдельные фазы развития древних структурно-метаморфических комплексов и их характерные признаки. Структурный план в этом отношении мало информативен. II тектоно-метаморфическому циклу соответствуют обрывки древних S-поверхностей, просматривающихся сквозь канву наложенных структур в реликтовых блоках бугско-днестровской и подольской серий. К ним, например, относятся субгоризонтальная полосчатость на участке Скалополь, грубая тектоническая полосчатость в позднескладчатых гранитоидах на участке Шестаковка, мигматизация по гиперстен-кордиеритовым гнейсам на участке Сайинка. S-поверхности II цикла деформировались во время движений III цикла, элементы залегания их не выдержаны и наблюдающаяся ориентировка не соответствует первичному структур-

ному плану. В образованиях II цикла широко распространены позднескладчатые глиноземистые гранитоиды J_2 (гранат-биотитовые, биотит-гиперстен-гранатовые и биотит-гранат-кордиеритовые) с ксенолитами субстрата, иногда послойно мигматизированного (M_1, J_1) и микроскладчатого (рис.3). Наложенное рассланцевание в гранитоидах нередко имеет другую ориентировку по сравнению с полосчатостью субстрата (рис.4) и обусловлено в большинстве случаев деформациями III цикла. Наиболее полно ингредиенты II тектоно-метаморфического цикла наблюдаются на участке Скалополь, где зафиксированы и соскладчатые мигматиты J_1 , и позднескладчатые гранитоиды J_2 и послескладчатые пегматоидные граниты и кварцевые жилы J_3 , смятые в складки F_7^3 III тектоно-метаморфического цикла (см.рис.2).



20 0 20 40 60 см

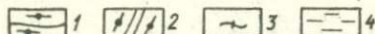
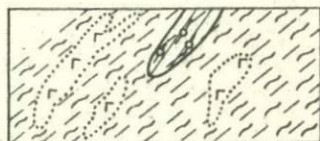


Рис.3. Рассланцованные гранат-биотитовые гранитоиды подольской серии с ксенолитами микроскладчатого субстрата (р.Мурашка, между селами Писаревкой и Политанкой):

1 - гранат-биотитовые гнейсы; 2 - прожилки метатекта J_1^2 ; 3 - гранат-биотитовые гранитоиды J_2^2 ; 4 - рассланцевание J_1^3 .



0 20 40 60 см

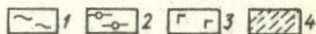


Рис.4. Взаимоотношения деформаций и гранитообразования в подольской серии (р.Дж. Буг, Соломирский карьер):

1 - катаклазированные гранат-биотитовые гранитоиды; 2 - гиперстеновые гнейсы; 3 - послескладчатые гранатовые граниты; 4 - рассланцевание.

В позднескладчатых гранат-биотитовых гранитах мурафского цикла J_2^3 найдены ксенолиты субстрата, уже претерпевшего один цикл развития (гнейсы с секущими гранитными и кварцевыми прожилками - р.Мурафа, с.Вилы Яружские). На участке Котужаны - Ольшанка развит комплекс блостокатаклазированных пород, включающий позднескладчатые глиноземистые гранитоиды J_2 с ксенолитами и ос-

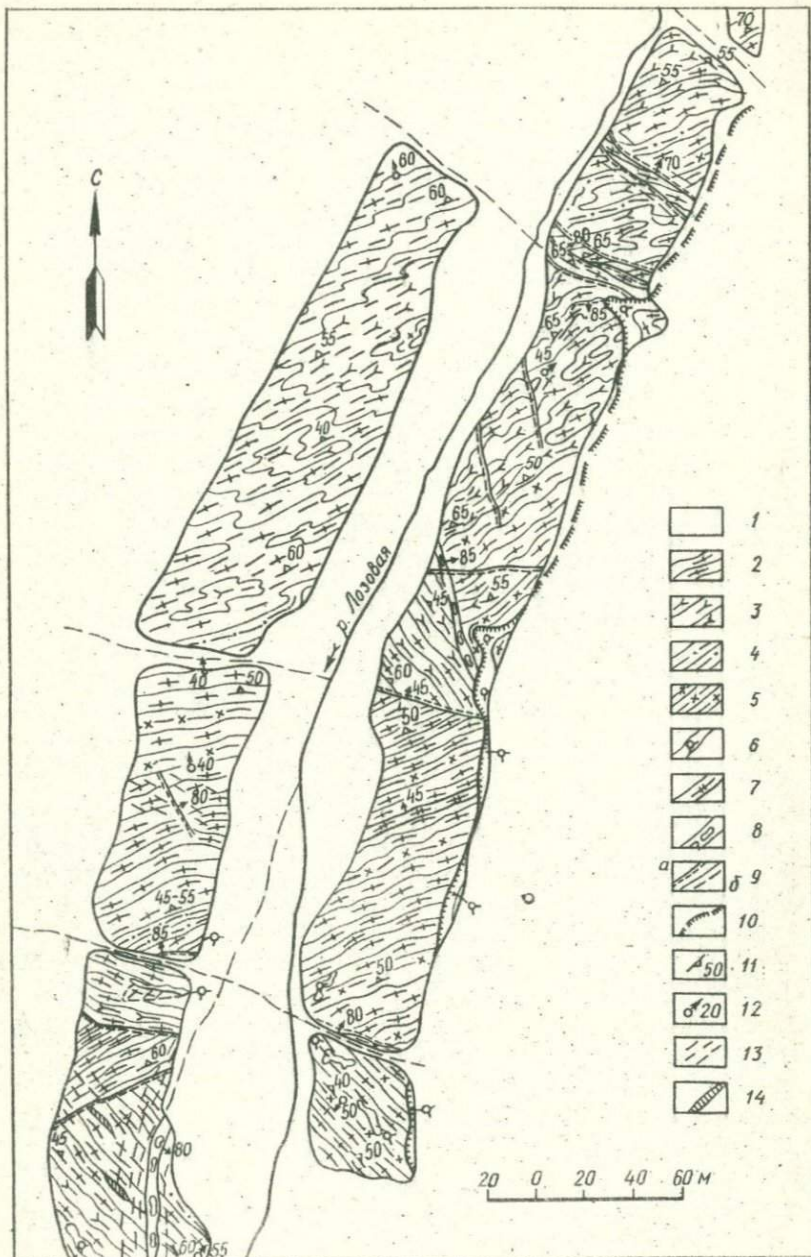
танцами гнейсов и послонно-секушими* жилами лейкократовых гранатовых гранитов J_3 . Если бластомилонитизацию связывать с III циклом, то все предшествующие образования следует относить ко II циклу.

Что касается минеральных равновесий, то для всех ингредиентов II тектоно-метаморфического цикла в породах, бедных кальцием, с кварцем и калиевым полевым шпатом характерны парагенезисы с гранатом низкой железистости — порядка 60–70 (Би+Альм+Кор+Пл+Кпш+Кв, Би+Альм+Гип+Пл+Кпш+Кв). С наложенной бластомилонитизацией связан гранат более высокой железистости (75–80).

III тектоно-метаморфический цикл

Проявления III, мурафского, тектоно-метаморфического цикла ($PR_1?$) обнаружены на большей части площади Приднестровья, кроме области развития сорокской серии ($PR_{1-2}?$). С этим циклом обычно связаны наиболее четко выраженные сланцевато-полосчатые текстуры и системы мелкой складчатости. Деформации и метаморфизм чаще всего наложены на нижние структурные этажи — бугско-днепровскую и подольскую серии. Породы прогрессивной серии встречены на ограниченной площади — небольшие блоки по р. Мурафе — от с. Хоменки до с. Букатинки. Основная часть мурафской серии, по-видимому, эродирована. Основные направления структур $\Delta I20-I50^\circ \angle 45-55^\circ$. Колебания в азимуте и особенно в угле падения обусловлены главным образом проявлением различных фаз складчатости. Более молодой возраст мурафской серии устанавливается на основании структурного анализа и изучения соотношений разных метаморфических и ультраметагенных образований. Так, у с. Скалополя наблюдается отчетливое наложение складчатости и рассланцевания по $I20-I30^\circ \angle 45-55^\circ$ и $I40-I60^\circ \angle 70-80^\circ$ на древнейшие блоки бугско-днепровской серии (см. рис. 2). С наложенной складчатостью связаны обильное развитие граната и заметное повышение его железистости (с 60–65 до 75–80 по оптическим данным). В переходных участках отмечают неравновесные ассоциации с переменной железистостью граната. Ниже по течению р. Мурафы, по направлению к с. Вилы Яружские, появляются пестрые пачки метаморфических пород с четко выраженным планом складчатости последней фазы деформаций ($\Delta I40-I60^\circ \angle 70-85^\circ$) и без реликтов нижних структурных этажей. Здесь представлен самый полный разрез прогрессивной ветви мурафской серии (с севера на юг):

*Под послонно-секущими поднимаются жилы, в целом согласные с вмещающими породами, но на отдельных участках секущие.



1) ритмично перемежающиеся салит-плагиоклазовые и графитсо-державшие биотит-полевошпатовые гнейсы с отдельными полосами биотит-гранатовых гнейсов и многочисленными послойными жилами пегматоидных гранитов и пегматитов. Мощность полос биотит-полевошпатовых и биотит-гранатовых гнейсов составляет 0,5-2,0 м, салит-плагиоклазовых гнейсов - 1-4, пегматитов и пегматоидных гранитов - 3-60 м. Общая мощность 180-200 м;

2) неравномерно гранитизированные биотит-гранатовые гнейсы с графитом, послойные жилы пегматитовых гранитов мощностью 1-3 м. Общая мощность в обнаженной части 80-100 м;

3) салит-плагиоклазовые гнейсы с графитом, сфеном и единичными зернами гиперстена. Изредка встречаются послойные жилы пегматоидных гранитов мощностью 2-3 м. Протяженность обнажений вкrest простираения 80-100 м;

4) ритмично перемежающиеся биотит-двупироксеновые и лейкократовые гранат-биотитовые гнейсы с графитом. Мощность "слоев" 1-4 м. Как обычно, встречаются послойные жилы аляскитов и пегматитов. Протяженность обнаженной части вкrest простираения 14-15 м;

5) перемежающиеся тонкоплитчатые двупироксеновые и гранат-биотит-гиперстеновые гнейсы. И те и другие содержат заметное количество графита (до 0,5-1,0%). Мощность отдельных полос составляет 4-6 м. Видимая мощность пачки в обнаженной части 25-30 м.

Железистость граната в парагенезисах пород, бедных кальцием, с кварцем и калиевым полевым шпатом (Би+Альм+Пл+Кпш+Кв, Би+Гип+Альм+Пл+Кпш+Кв), заметно выше, чем в аналогичных парагенезисах подольской серии, и составляет 75-80.

Фрагмент геологического строения мурафской серии показан на рис. 5. Характерна многократная переориентировка сланцевато-полосчатых текстур, обусловленная складчатостью и разрывными дислокациями. Разновозрастные зоны смятия и разломные зоны обычно контролируют появление жил средне-крупнозернистых аляскитов и пегматитов. Возрастные соотношения устанавливаются на основании структур-

Рис. 5. Схематическая структурно-петрографическая карта участка Садки - Косы (р. Лозовая):

I - наносы; 2 - лептитовые гнейсы; 3 - рассланцованные чарнокит-мигматиты; 4 - гранат-биотитовые гнейсы; 5 - лейкократовые биотитовые гнейсы; 6 - послескладчатые пегматоидные аляскиты; 7 - зоны катаклаза и бластомилонитизации; 8 - зоны брекчирования; 9 - мелкие разрывные нарушения (а - прослеженные, б - предполагаемые); 10 - надвиг; 11 - элементы залегания сланцеватости; 12 - линейность; 13 - рассланцевание; 14 - кварцевые жилы.

ных наблюдений и пересечений разновозрастных генераций гранитов и пегматитов. В частности, субширотные разрывы, как правило, моложе субмеридиональных. Гранат-биотитовые мигматиты, граниты и пегматиты, попадающие в зону смятия, часто кроме катаклаза подвергаются брекчированию, причем субстрат мигматитов находится главным образом в виде будин или галек. Подобные породы вследствие тектонической полосчатости часто называют гранат-биотитовыми мигматитами с ксенолитами гнейсов. Аналогичные явления наблюдаются в раннем докембрии Енисейского края (Венидиктов и др., 1974). Брекирование в богунитах (биотит-гранатовых и гиперстен-гранатовых гранитоидах, подобных украинским винницитам) еще более наглядно благодаря наличию будинированных даек диабазов, метаморфизованных в гранулитовой фации сопровождаются перекристаллизацией, вследствие чего породы приобретают облик реоморфических (аллохтонных) гранитоидов с округлыми ксенолитами субстрата, часто различно ориентированными. В частности, подобные "гранат-биотитовые мигматиты" наблюдались в зонах даже самых молодых - субмеридиональных и субширотных (иногда диагональных) - разломов.

Нижние структурные этажи, вовлекаясь в складчатость во время мурафского тектоно-метаморфического цикла, также испытали многократное расщепление и метаморфизм, повторное изгибание в складки новой сланцеватости при изменении ориентировки кинематических осей и т.п. Кристаллический фундамент Приднестровья более чем на три четверти сложен диафорированными породами бугско-днепровской и подольской серий. В некоторых случаях они претерпели полную структурную переориентировку и неотличимы от пород прогрессивной ветви мурафской серии. Более устойчивы минеральные парагенезисы, вследствие чего широко развиты неравновесные ассоциации, причем могут быть найдены все переходные разности - от сравнительно слабого регрессивного метаморфизма, который мы наблюдаем в древнейших блоках бугско-днепровской и подольской серий, до почти полного приспособления парагенезисов к новым условиям. Доказательствами существования ранних ассоциаций являются единичные зерна реликтовых минералов, взаимоотношения процессов минералообразования и дробления (бластомилонитизации), закономерности перекристаллизации, метаморфической дифференциации и собирательной кристаллизации, структурные соотношения метаморфических и ультраметаморфических (или мигматитовых) образований и переменный состав породообразующих минералов в пределах шлифа, образца,

обнажения и т.п. Наиболее показательна железистость граната, в меньшей степени — других минералов. Несколько изменяются и основность плагиоклаза, и натровость калишпатов, и степень упорядоченности последних. В частности, изменение оптической триклинности калишпатов, неравномерное проявление микроклиновой решетки можно наблюдать в пределах одного шлифа или зерна. Весьма характерны реакционные взаимоотношения минералов, вторичное развитие граната, биотита и роговой обманки, скаполита, волластонита и т.п. Примерами широко распространенных неравновесных ассоциаций могут быть гранат-биотитовые граниты с реликтами гиперстена, диопсид-скаполитовые, скаполит-волластонитовые породы и т.п. Например, в обнажениях у с.Ивашковцы по р.Лозовой чарнокиты с гранатом отмечены в виде жило-, гнездообразных и неправильной формы выделений среди чарнокитизированных гиперстеновых гнейсов. Показатель преломления граната $I,792-I,800$. В 200 м юго-западнее, в Ивашковском карьере, вскрыты в такой же геологической ситуации чарнокиты с гранатом, у которого $n = I,787+I,790$. Состав реликтового гиперстена не коррелируется с составом граната и биотита.

Подытожим последовательность геологических явлений в течение мурафского тектоно-метаморфического цикла: F_1, M_1 — складчатость и метаморфизм, в результате которых в основном сформировалась мурафская прогрессивная серия, и сланцеватость S_1 , параллельная осевой поверхности складок F_1 . Структурный план $\Delta I30-I40^\circ \angle 45-55^\circ$ (с.Володиевцы); J_1 — соскладчатая мигматизация и скаполитизация (?) в пределах мурафской серии. Структурный план тот же. F_2, S_2 — складчатость и сланцеватость юго-восточного простирания ($\Delta 40-60 \angle 40-60^\circ$), соскладчатая мигматизация J_2 ; F_3, S_3 — складчатость, сланцеватость и мигматизация с элементами залегания $\Delta I30-I50^\circ \angle 70-80^\circ$; J_3 — позднескладчатые граниты (гранат-биотитовые, чарнокитовые, аляскитовые и пр. с Вилы Яружские и др.); F_4, S_4 — локальные зоны смятия и рассланцевания с параметрами $\Delta 340-350^\circ \angle 45-55^\circ, \Delta 20^\circ \angle 40-50^\circ$ и т.п. и связанные с ними жилы лейкократовых гранитов J_4 ; S_5 — разрывные дислокации северо-западного и северо-восточного простираний и залеживающие их жилы аплитовидных гранитов J_5 ($\Delta I30-I40^\circ \angle 45-55^\circ$ и $\Delta 40-60^\circ \angle 40-60^\circ$ села Володиевцы, Должок и др.).

Кроме того, на площади распространения мурафской серии наблюдаются деформации более поздних циклов: S_6 — разрывные нарушения юго-восточного простирания, согласные с планом деформаций

IV цикла ($\Delta 230 \angle 65^\circ$, $55 \angle 85^\circ$ и др.); S_7 – субмеридиональные разломы зоны расщепления и залеживающие их послескладчатые граниты и пегматиты; S_8 – субширотные дизъюнктивы и соответствующие им жилы гранитов и пегматитов; S_9 – субгоризонтальный надвиг, сопровождающийся формированием мощных пегматитовых жил (участок Садки, см. рис. 5); брекчирование и развальцевание пегматитов; S_{10} – поздние мелкие нарушения всех направлений и жилы гранитов, секущие субгоризонтальную отдельность, связанную с надвигом.

IV тектоно-метаморфический цикл

IV, или сорокский, тектоно-метаморфический цикл проявился главным образом вдоль р. Днестра, в так называемой Подольской тектонической зоне (Великанов, 1969). К прогрессивной серии относится сорокский комплекс метаморфических и гранитоидных пород, вскрытый скважинами на участке Могилев-Подольский – Каменка (см. рис. I). На основании геологосъемочных и геофизических материалов (Веремьев, 1974) устанавливается северо-западное простирание толщи, срезающей северо-восточные структуры диафторированных бугско-днестровской и подольской серий (нижнее течение рек Русавы, Мурафы, Дерла, Немии и др.). В последних развит "структурный диафторез" – согласно сорокскому плану деформаций – наложенное расщепление и blastomylonitization с элементами залегания $210-230^\circ \angle 75-85^\circ$ или $50-60^\circ \angle 75-85^\circ$ (рис. 6). Более детальных данных о сорокском плане складчатости нет из-за отсутствия ориентированного керна и обнажений с породами сорокской серии. Угол наклона полосчатости к оси керна от $60-80$ до $30-40^\circ$. Важными критериями выделения этой серии и обоснования ее позднего возраста являются литолого-петрологические данные: разнообразный комплекс пород, включающий графит-биотитовые, силлиманит-кордиерит-биотитовые, андалузит-двуслюдяные, турмалиновые гнейсы, кальцифиры, силлиманитовые и магнетитовые кварциты и другие породы, не встречающиеся в ранее описанных сериях; широкое распространение метаморфических пород и сравнительно слабое развитие гранитизации; более низкая и неравномерная степень метаморфизма (низкотемпературная гранулитовая и амфиболитовая фации); максимальная железистость граната в породах метапелитового ряда (в парагенезисе Би+Альм+Кор+Гл+Кпш+Кв $F_{\text{Альм}} = 80-85$); широкое распространение ясно решетчатого максимального микроклина; локальный диафторез в амфиболитовой фации пород бугско-днестровской и подольской серий в участках, прилегающих к области распространения сорокской серии.

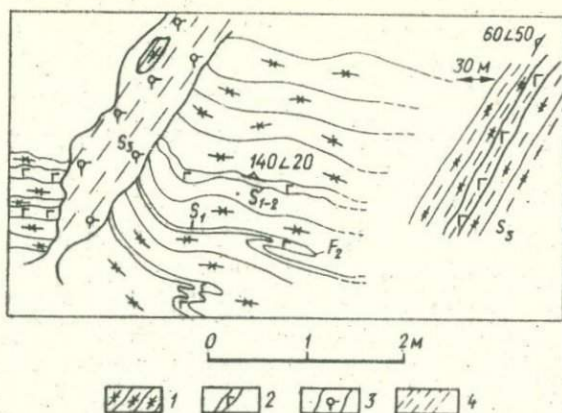


Рис.6. Реликты ранней сланцеватости и лежащих изоклинальных складок в зоне расланцевания северо-западного простирания (р.Мурафа, с.Ивановка):

1 - мигматизированные пироксеновые гнейсы; 2 - послойно-секущие и будинированные жилы розовых лейкократовых гранитов; 3 - секущие жилы аляски-тов; 4 - расланцевание.

В прогрессивной ветви сорокской серии можно выделить семь ассоциаций пород, которые, вероятно, можно использовать в ранге свит (временная последовательность между ними не установлена).

1) Мигматизированные кордиерит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, местами с графитом (скважины у г.Могилева-Подольского, юго-западнее устья р.Лядавы и т.п.); перемежающиеся биотит-плагиоклазовые и гранат-биотит-плагиоклазовые гнейсы, иногда с кордиеритом (с.Н.Татаровка, МССР). Ориентировочная мощность - не менее нескольких сотен метров. 2) Гранатовые, неравномерно гранитизированные лептиты с биотитом и силлиманитом, с реликтами микрозернистой гнани (г.Каменка). 3) Кордиерит-биотитовые гнейсы с силлиманитом и турмалином, содержащие отдельные маломощные прослои турмалиновых гнейсов (с.Григоровка, МССР). Вторично развиваются мусковит, фибролит и силлиманит, образующий иногда крупные нодули размером до 1,0-2,0 см. Видимая мощность пачки по оси зерна 60-70 м. В 18 км южнее вскрыты уже кордиерит-андалузит-двуслюдяные гнейсы, тоже с турмалином, т.е. аналогичные по первичному составу и облику породы, но относящиеся к другой субфации метаморфизма (первые - к биотит-силлиманитовой, вторые - к биотит-мусковитовой). К этой же группе пород относятся биотит-кордиеритовые

гнейсы и кордиеритсодержащие лептиты с Голошницы. 4). Чередующиеся гранат-биотитовые и графитсодержащие гранат-биотитовые гнейсы. Мощность отдельных пластов составляет примерно 80-100 м. В графитсодержащих глиноземистых гнейсах наблюдаются отдельные прослои графит-биотитовых гнейсов мощностью до 0,5-1,0 м. Гнейсы в некоторых местах мигматизированы и перемежаются с послойными жилами биотит-гранатовых гранитов. По данным В.Н. Димо, эти породы обнаружены у сел Голошницы, Гальджибьевки и др. 5). Неравномерно скаполитизированные салит-плагноклазовые гнейсы с полосами и линзами кальцифиоров и многочисленными послойно-секущими жилами после-складчатых микроклиновых гранитов. Обнаружены также скарнированные породы (скарноиды), жилы и прожилки скаполитовых и волластонитовых пород. Мощность линз, жил и полос, слагающих пачку, различна: от нескольких сантиметров до нескольких метров. Этот известково-силикатный комплекс пород отмечен вблизи населенных пунктов Сорок, Каменки, Голошницы, Бужеровки и др. Общая мощность его, по видимому, не менее 400-500 м. 6). Магнезиально-известковые кальцифиоры, магнетитовые, силлиманитовые и полевошпатовые кварциты, плагио- и микроклиновые лептиты, биотитовые гнейсы и кварцито-гнейсы. Они перемежаются с микроклиновыми гранитами, бластомилонитами, диафоритами и метасоматитами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также с диафоритованными до амфиболитовой фации породами нижних структурных этажей (биотит-гиперстенновыми (\pm Рог) и биотит-клинопироксеновыми (\pm Рог) гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами). Двупироксеновые гранулиты находятся в реликтах. Среди магнетитовых кварцитов наблюдаются дву-, моно- и беспироксеновые разности. Подобные ассоциации пород встречены в районе сел Воронково, Раковец, Слободзья-Кремене, Черница и др. 7). Биотитовые и роговообманково-биотитовые, а также лептитовые гнейсы. Среди последних встречаются как плагноклазовые, так и существенно микроклиновые разности. Подобные породы отмечены в виде небольших ксенолитов мощностью не более нескольких десятков сантиметров в роговообманково-биотитовых рапакививидных гранитах (\pm Фа), залегающих в бассейне рек Кайнара и Куболты. И в гранитах, и в гнейсах роговая обманка и биотит представлены сильно железистыми разностями. Иногда появляется мусковит. Роговая обманка, как правило, хлоритизирована.

Формирование сорокской серии было неодноактным и, по-видимому, соответствует целому тектоно-метаморфическому циклу. Например,

в силлиманит-биотит-кордиеритовых гнейсах, вскрытых скважинами у с. Григоровки, зафиксированы следующие фазы деформаций: F_1 , S_1 - складчатость и формирование сланцеватости; δ_1 - соскладчатая мигматизация, согласная с S_1 ; F_2 - возникновение порфиробластов кордиерита, ориентированных несогласно по отношению к сланцеватости S_1 ; F_3 - деформации и фибролитизация чешуек биотита, образование кварц-силлиманитовых жил мощностью до 0,5 м и нодуллей силлиманита.

В окрестностях г. Могилев-Подольского глиноземистые гнейсы сорокской серии пересекаются поздне складчатыми гранат-биотитовыми гранитами δ_2 , а южнее Сорок и Каменки залегают крупные массивы порфиробластных гастингсит-аннитовых гранитов, рапакививидных (видимо, δ_2). К послескладчатым гранитоидам IV цикла (δ_3^1) относятся многочисленные жилы субшлочных микроклиновых гранитов, пегматитовых гранитов, пегматитов и, по-видимому, небольшие массивы порфиробластических гранитоидов, вскрытых скважинами у сел Глебовки и Куражина (р. Калус). В образованиях IV тектоно-метаморфического цикла еще больше повышается железистость граната в дивариантных равновесиях (80-85) и, кроме того, появляются парагенезисы биотит-силлиманитовой и биотит-мусковитовой субфаций (Кор+Би+Сил+Пл+Кпш+Кв, Альм+Би+Сил+Пл+Кпш+Кв, Би+Мус+Кор_{ред}+Анд+Пл+Кпш+Кв и др.).

Скаполитизированные клинопироксеновые гнейсы и кальцифиры пересекаются жилами микроклиновых гранитов и волластонитовых пород нескольких генераций (см. фото 10). Развита диафторез и метасоматоз амфиболитовой фации, микроклинизация, каемки гроссуляра в известково-силикатных породах, полиметаморфические гроссуляр-волластонитовые скарны, метасоматические кальцифиры (Венидиктов, 1974б). Иногда сильно проявлены диафторические и метасоматические процессы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (хлоритизация, серицитизация, эпидотизация и т.п.). В породах магnezально-известково-силикатного ряда в порядке возрастной последовательности наблюдаются диопсидизация, амфиболлизация, флогопитизация, актинолитизация или тремолитизация, эпидотизация, серпентинизация, окварцевание, карбонатизация по прожилкам. Каждая из этих групп метасоматитов, вероятно, соответствует определенной фазе деформаций.

Породы сорокской серии обычно перемежаются с диафторированными породами нижележащих серий, чаще всего с бугско-днестровской. Это амфиболитизированные и биотитизированные гиперстенные и двуупи-

роксеновые гнейсы и кристаллосланцы, амфиболиты, гранитизированные лептиты, лептитовые гнейсы, рассланцованные и биотитизированные чарнокиты. В двупироксеновых ассоциациях один из пироксенов, как правило, реликтовый. Остатки гранулитов по размерам могут отвечать как некоторой части шлифа, так и небольшим полосам, участкам, блокам и т.п.

Данные геохронологии

Определения абсолютного возраста по докембрию Приднестровья даны в работах Л.В.Комлева и др. (1958), О.И.Слензака (1960), Н.П.Щербака и др. (1966, 1967, 1975) и Д.А.Львиной (1972). Из коллекции автора в ИГФМ АН УССР по биотитам сделаны три датировки калий-аргоновым методом. По обр. 186 из биотитовых пород в зоне разлома на площади распространения диафторированной бугско-днепровской серии (р.Мурафа, с.Володиевцы) получены возрастныe данные — 1840 млн.лет, по обр. 190/1 из секущей жилы пегматита в диафторированной подольской серии (р.Мурашка, с.Писаревка) — 1810 млн.лет и по обр. 172/18 из гранат-биотитового гранита сорокской серии (г.Могилев-Подольский, скв. 14761) — 1540 млн.лет.

Интерпретация литературных данных по геохронологии очень осложняется следующими обстоятельствами: 1) полиметаморфизмом; 2) слабой геологической привязкой, не позволяющей определить степень проявления наложенных процессов; 3) большим разнобоем цифр, полученных разными методами, по разным минералам и различным изотопным соотношениям. Поэтому привязать выделенные серии к геохронологической шкале невозможно. Ограничимся только некоторыми частными замечаниями. Самов большой занижение возраста (1140 — 1485 млн.лет) получено калий-аргоновым методом по калишпатам, что, видимо, объясняется, кроме всех прочих факторов, утечкой аргона в связи с особенностями кристаллической структуры этого минерала (Гамильтон, 1968). Следовательно, эти данные самые ненадежные. Систематическое занижение возраста наблюдается также по биотитам, что неоднократно уже отмечалось в литературе для западной части Украинского щита (Комлев и др., 1958; Щербак, 1965, и др.). Полагают, что это связано с утечкой аргона при температурах порядка 300–500°C (Котловская, Бурксер, 1965) или 500–700°C (Гамильтон, 1968). Однако остается неясным, какому геологическому событию отвечает этот рубеж: подъему блока выше изотермы 300°C (Щербаков, 1969) или наложению повторного метаморфизма. Потеря аргона проис-

ходит не только при термальном воздействии, но и при динамометаморфизме, например складчатости и дроблению (Гамильтон, 1968).

Несмотря на то что биотит чутко реагирует на изменение внешних условий, в его возрасте тоже наблюдается некоторая дифференциация. Большинство определений находится в границах 1340 - 1540 млн.лет, что, вероятно, соответствует заключительным фазам сорокского тектоно-метаморфического цикла. Такой возраст установлен, в частности, для биотитов из позднекладчатых гранат-биотитовых гранитов, связанных с сорокской серией. В то же время в поздних биотитовых жилках, пересекающих послескладчатые грубозернистые пегматиты у с.Писаревки и в биотитовых породах из зоны разлома у с.Володиевцы зафиксирован возраст 1810-1840 млн.лет. Следовательно, на современный эрозионный срез выведены более древние породы, относящиеся к другому циклу складчатости и метаморфизма, т.е. диафторированные в Pb_{206} ; бугско-днестровская и подольская серии не испытали в данных участках движений IV цикла. Могут быть разные варианты последовательности метаморфизма, послескладчатого гранитообразования и поднятия блоков. И, наконец, самым молодым возрастом характеризуются биотиты из роговообманково-биотитовых рапакививидных гранитов (1285-1400 млн.лет - по данным Д.А.Львиной, 1972).

По монациту и роговой обманке величины абсолютного возраста сопоставимы. Если за основу принимать цифры, полученные по соотношению в монацитах Pb_{206} / U_{238} , то обнаружены значительные расхождения - от 1950 до 2500 млн.лет. Породы соответствуют нижним структурным этажам, в различной степени диафторированным. Время диафтореза (последней фазы деформаций и метаморфизма) отвечает интервалу изотопных данных - 1950-2200 млн.лет. Подобные цифры зафиксированы, в частности, в пегматитах и blastsмилонитах (Щербак и др., 1963).

На основании изучения коренных выходов по р. Юж. Бугу от с. Ставков до с. Мигей и по р. Ятрани от с. Дубового до с. Перегоновки получены данные, свидетельствующие о полициклическом развитии района. Предлагаемую ниже схему следует рассматривать только как наиболее приемлемый вариант интерпретации фактического материала, как одну из рабочих гипотез.

I тектоно-метаморфический цикл (А?)

Древнейшими породами Побужья, как и в Приднестровье, являются реликтовые блоки бугско-днестровской серии, представленной гранитизированными лептитами и лептитовыми гнейсами с подчиненными количествами чарнокит-мигматитов и двупироксеновых, гиперстеновых и гранат-гиперстеновых гнейсов и кристаллосланцев.

Состав метаморфических пород с пироксенами различен — от кислого (гиперстеновые и двупироксеновые лептитовые гнейсы) до основного (кристаллосланцы). Структурный план, как правило, полностью переработан в соответствии с последующими тектоническими движениями, и только в отдельных блоках сохраняются обрывки древних архейских (?) структур. Рассмотрим некоторые из них.

На правом берегу р. Юж. Буга в с. Красненьком обнажаются чарнокит-мигматиты и пироксеновые гнейсы мезо- и меланократового состава, для которых характерна дисгармоничная и изоклиальная складчатость с вертикальными или близкими к ним падениями шарниров мелких складок (см. фото 3). Наиболее четко выражено простирание осевых поверхностей микроскладок и согласных с ними сланцеватости и полосчатости по азимуту 75° , падение вертикальное. Кроме того, встречаются элементы залегания осевых поверхностей $\Delta 0-20^{\circ} \angle 70-80^{\circ}$ и шарниров $\sigma 310-320^{\circ} \angle 75-85^{\circ}$. В северо-восточном направлении с приближением к пачке кварцитов у с. Александровки со слабо выраженной полосчатостью $\Delta 30^{\circ} \angle 85-90^{\circ}$ или $\Delta 210^{\circ} \angle 85-90^{\circ}$ такое же направление принимают и наложенные сланцевато-полосчатые

текстуры в чарнокит-мигматитах (гранулитовая текстура, согласные зонки blastsмилонитизации, кварц-полевошпатовые жилки и т.п.).

У с.Токарева (р.Юж.Буг) в области рассланцевания с элементами залегания $\Delta 100-110^\circ \angle 45-65^\circ$ встречен реликтовый блок чарнокитизированных пироксеновых гнейсов с юго-восточным падением ($\Delta 145^\circ \angle 75-80^\circ$).

Последовательность геологических событий в этом блоке представляется в следующем виде: F_1, S_1 - складчатость и связанная с ней сланцеватость и мигматизация J_1 исходного субстрата (ориентировка $S_1 \Delta 145^\circ \angle 75-80^\circ$ обусловлена, по-видимому, более поздней складчатостью F_2 ; S_2 - образование позднескладчатых чарнокитов;

S_3 - рассланцевание этих чарнокитов в линейно-вытянутых зонах смятия; F_4 - смятие сланцеватости S_3 в тесно сжатые складки ($\Delta 330^\circ \angle 75-90^\circ$ и $\Delta 150^\circ \angle 75-90^\circ$, $\sigma 240^\circ \angle 15^\circ$) (рис.7,А);

J_3 - послойно-секущие жилы пегматоидных гранитов, контролируемые разрывами $S_5 \Delta 150^\circ \angle 60^\circ$; J_4 - возникновение жил послескладчатых чарнокитов, приуроченных к разрывам S_6 , смещающим J_3 (рис.7,Б). Элементы залегания жил $\Delta 50^\circ \angle 90^\circ$. В этом же направлении наблюдается рассланцевание S_6 в самой жиле и в прилегающих участках вмещающих пород.

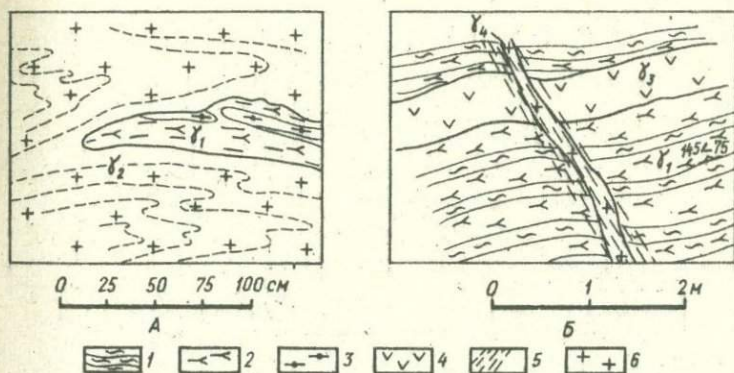


Рис.7. Соотношения деформаций и чарнокитообразования (р.Юж. Буг, юго-восточная окраина с.Токаревки):
 1 - гиперстеновые гнейсы; 2 - соскладчатые чарнокит-мигматиты; 3 - дупироксеновые амфиболиты; 4 - пегматиты; 5 - рассланцевание; 6 - позднескладчатые (А) и послескладчатые (Б) чарнокиты.

В с. Люшневатом, у моста через р. Юж. Буг, в лептитовидных породах местами видно слабо выраженное наложенное рассланцевание II тектонического цикла ($\Delta 110^\circ \angle 80^\circ$), которое на западной окраине с. Люшневатого сменяется микроскладчатостью и сланцевато-полосчатыми текстурами, вероятно, соответствующими I тектоническому циклу ($\Delta 230-240^\circ \angle 55-75^\circ$).

На северной окраине с. Завалья, в зоне поздних субширотных структур, встречаются реликтовые участки массивных или псевдомассивных чарнокит-мигматитов, развивающихся по гиперстенным и пироксеновым гнейсам лейко-, мезо- и меланократового состава. Локально развиты кислые гранулиты, гранат-двупироксеновые кристаллосланцы и кварцевые гранатиты. Гранат из дивариантного парагенезиса Альм+Сил+Би+Кпш+Пл+Кв характеризуется минимальными значениями железистости (56-63). В карьере с. Мигея на р. Юж. Буг в реликтовом участке пироксеновых гнейсов зафиксирована теневая полосчатость $\Delta 320^\circ - \angle 25^\circ$. В окрестностях Первомайска известны находки гиперстен-кордиеритовых гнейсов (Наливкина, 1964).

Таким образом, до проявления II тектоно-метаморфического цикла, представленного линейно-вытянутыми зонами складчатости и рассланцевания, в реликтовых блоках было несколько фаз складчатости, разрывных дислокаций и гранитообразования, которые можно объединить в I (архейский (?)) цикл.

II тектоно-метаморфический цикл ($A - P\beta_1 - ?$)

II тектоно-метаморфический цикл распознается труднее всего, так как, с одной стороны, встречаются отдельные реликтовые участки с бугско-днестровским планом складчатости, а с другой - часто сильно проявлены складчатость и рассланцевание, связанные с III циклом. Общее простирание деформационной плоскости "ab" II цикла северо-западное. Падение на северо-восток под углом $40-90^\circ$. Вследствие наложения пологой складчатости, связанной с III циклом, элементы залегания сланцеватости, полосчатости, осевых поверхностей и шарниров складок, а также линейности разных видов очень различны. Так, азимут падения сланцевато-полосчатых текстур $340-110^\circ$ (с. Долгая Пристань). Наиболее полно цикл представлен в Луцково-Первомайском блоке на участках Долгая Пристань - Подгурье и Кошара - Александровка. Кроме того, проявления этого цикла встречаются у сел Люшневатого, Токаревки, между Каменной Балкой и Конешполем. На правом берегу р. Юж. Буга, напротив с. Кошары, об-

нажаются породы, слагающие, по-видимому, серию прогрессивного метаморфизма, а именно: средне- и мелкозернистые кварциты, полевошпатовые, силлиманитовые кварциты, лептитовые гнейсы, гранулиты. Здесь же встречаются полосы амфиболитов и гранатовых амфиболитов metabазитового облика.

А.Я.Древин (1967) в составе кошаро-александровского горизонта отмечает еще гранат-биотитовые, биотитовые, графитовые и кордиерит-силлиманитовые гнейсы. Однако главную массу прогрессивной серии, вероятно, составляют лептитовые гнейсы с прослоями и линзами биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов, чарнокит-мигматитов, гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев. Эта толща обнажается у сел Люшневатого, Токаревки, Долгая Пристань и др. У сел Зеленая Левада, Голосково она же подвергается полной структурной переработке согласно деформационному плану III тектонометаморфического цикла. В то же время почти все перечисленные породы могут входить и в состав диафторированной бугско-днестровской серии, реликты которой в некоторых случаях отмечаются в области проявления II цикла (с.Токаревка и др.). Породы, соответствующие подольской серии Приднестровья и Верхнего Побужья, в среднем течении р.Юж.Буга не обнаружены.

В Гайворон-Завальевском блоке изучение взаимоотношений ранних циклов очень осложняется регионально выраженной поздней blastomилонитизацией и зонами смятия субширотного простирания. Предположительно ко II циклу можно отнести небольшие реликтовые участки с северо-восточным падением сланцеватости и осевых поверхностей редких изоклинальных складок (у с.Сальки $\Delta 30^{\circ} \angle 60^{\circ}$, у с.Хашеватого $\Delta 60^{\circ} \angle 80^{\circ}$, $120^{\circ} \angle 75^{\circ}$ и т.п.). Породы в них представлены лептитовыми гнейсами с отдельными маломощными полосами гранулитов, кварцитов, гранатовых и магнетитовых кварцитов, роговообманково-двупироксеновых и гранат-роговообманково-двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев. К этой же серии, видимо, относятся мелко-среднезернистые магнизиально-известковые кальцифиры (кристаллические известняки) сел Завалья, Хашеватого. Структурный план в них неопределенный. Грубая полосчатость в направлении $\Delta 180^{\circ} \angle 75-85^{\circ}$.

Породы бугско-днестровской серии, несмотря на полную структурную переработку (в большинстве случаев), в минералогическом отношении изменяются сравнительно мало. Регрессивный метаморфизм развит неравномерно и почти везде не дошел до конца. Часто встре-

чаются неравновесные полиминеральные ассоциации. Максимальная степень диафтореза (мономинеральные амфиболиты и гранатовые амфиболиты, роговообманковые гнейсы) наблюдается только в отдельных местах (села Александровка, Сальки) и, возможно, связана с поздними локально развитыми зонами смятия.

Для начальной стадии II тектоно-метаморфического цикла характерны сланцеватость и полосчатость $\Delta 90-110^\circ \angle 45-75^\circ$. Иногда, кроме того, отмечаются мелкие изоклиналильные складки с такой же ориентировкой осевых поверхностей и с шарнирами $\sigma 330^\circ \angle 55-65^\circ$, $160^\circ \angle 45-55^\circ$. В этой системе рассланцевания нередко наблюдаются реликтовые древние блоки бутско-днестровской серии.

Хотя теоретически линейность и шарниры складок различных ранее существовавших S -поверхностей при постоянной ориентировке деформационных осей могут принимать произвольную ориентировку, располагаясь в плоскости осевой поверхности (плоскость "ab"), эмпирически устанавливаются две большие группы замеров с крутыми и пологими углами падения: 1) $\sigma 330-340^\circ \angle 45-65^\circ$, $\sigma 160-170^\circ \angle 45-65^\circ$; 2) $\sigma 330-340^\circ \angle 10-25^\circ$, $\sigma 150-160^\circ \angle 10-25^\circ$, причем непосредственно в обнажениях в нескольких случаях зафиксировано срезание зон смятия первого типа зонами смятия (рассланцевания) второго типа или же реликтовые складки первого типа в зонах рассланцевания второго типа.

Последовательность геологических событий в течение II тектоно-метаморфического цикла наиболее наглядно можно проследить на участке Долгая Пристань - Подгурье, сложенном лептитовыми гнейсами и в разной степени рассланцованными аллито-пегматоидными гранитами с отдельными участками чарнокит-мигматитов и маломощными "прослоями" пироксеновых и биотитовых гнейсов: F_1 - складчатость, с которой связано возникновение сланцеватости $S_1 \cdot F_2$ - система тесно сжатых и изоклиналильных складок с крутыми падениями шарниров ($\sigma 140-160^\circ \angle 45-65^\circ$, $330-350^\circ \angle 55-70^\circ$). В результате более поздней складчатости (F_3 и др.) осевые поверхности складок и сланцевато-полосчатые текстуры $S_1 - S_3$ приобретают различную ориентировку: $\Delta 110^\circ \angle 45-55^\circ$, $\Delta 50^\circ \angle 55-60^\circ$, $\Delta 50-60^\circ \angle 75-80^\circ$, $\Delta 40-45^\circ \angle 80-85^\circ$, $\Delta 50^\circ \angle 80^\circ$, $\Delta 30^\circ \angle 80-90^\circ$, $\Delta 340^\circ \angle 70^\circ$, $\Delta 50^\circ \angle 80-85^\circ$, $\Delta 340^\circ \angle 55-60^\circ$, $\Delta 20^\circ \angle 75^\circ$ и т.п.; J_1 - многочисленные последовательно-секующие жилы аллито-пегматоидных гранитов, параллельные $S_2 \cdot F_3$ - система тесно сжатых и изоклиналильных складок с пологими падениями шарниров и соответствующие направления

сланцеватости S_3 и линейности ($\Delta 70-80^\circ \angle 45-80^\circ$, $\sigma 150-160^\circ \angle 10-20^\circ$, $\sigma 330-340^\circ \angle 15-20^\circ$). На северо-западной окраине с. Долгой Пристань эта зона смятия срезает складчатость F_2 . Схематически строение зоны показано на рис. 8. Подобная картина вообще характерна для любой зоны складчатости, рассланцевания и бластомилонитизации и встречается не только в гранулитовой, но и в амфиболитовой фации (прекрасной иллюстрацией может служить побережье р. Днепра у с. Каменнозубиловки). Участки моноклиального падения сланцеватости и полосчатости S_n чередуются при уменьше-

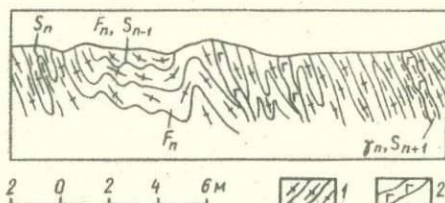


Рис. 8. Строение зоны складчатости (р. Юж. Буг, с. Долгая Пристань):

1 - лептитовые гнейсы; 2 - жилы аляскитов, соскладчатые по отношению к фазе F_n и будинированные в фазу F_{n+1} .

нии деформации (сжатия) с изоклиральными складками и с наименее измененными блоками, в которых отмечаются пологие, обычно асимметричные складки F_n , сминающие сланцеватость S_{n-1} . Ориентировка осевых поверхностей и шарниров складок строго выдерживается, однако в пологих складках уже наблюдается сланцеватость предыдущей фазы складчатости, а в отдельных случаях - и лежащие изоклиральные складки, параллельные этой сланцеватости. Правда, нашему наблюдению обычно доступны только участки большой степени сжатия с новообразованной сланцеватостью, затусневывающей прежнюю складчатую структуру, вследствие чего и возникает впечатление моноклиального строения сложно дислоцированных толщ раннего докембрия. Параллельно осевой поверхности складок F_3 прослеживаются соскладчатые и в дальнейшем будинированные жилы розовых мелко-среднезернистых гранитов (S_2) с гранулитовой текстурой и рассланцеванием примерно той же ориентировки. F_4 - фаза хрупких деформации

ций: секущие разрывные нарушения и трещины, залечивающиеся жилами средне-крупнозернистых или пегматоидных розовых гранитов (δ_3), или порфиробластическими бластомилонитами. Элементы залегания, видимо, различные. Были зафиксированы замеры: $\Delta 55^\circ \angle 60^\circ$, $\Delta 50^\circ \angle 85-90^\circ$, $\Delta 20^\circ \angle 45-80^\circ$, $\Delta 330^\circ \angle 70^\circ$. Граниты δ_3 в одних случаях рассланцованы параллельно общему простиранию жил, в других - нет. Разрывные нарушения F_4 нередко сопровождались значительными перемещениями, о чем свидетельствуют притыкание блоков с различной ориентировкой сланцевато-полосчатых текстур, подворот слоев и т.п. Следующие фазы деформаций относятся уже, вероятно, к III циклу. F_5 - пологая складчатость, сминающая разрывные нарушения S_4 и залечивающие их гранитные жилы δ_3 . Осевые поверхности их ($\Delta 230^\circ \angle 75-80^\circ$, $\Delta 60-70^\circ \angle 75-80^\circ$) согласны общему плану деформаций III тектоно-метаморфического цикла, шарниры ($\Delta 330-340^\circ \angle 65-70^\circ$) зависят от положения плоскостей S_4 . F_6 - отдельные линейно-вытянутые разломные зоны (например, левый берег р. Дж. Буга, напротив с. Токаревки), в которых граниты δ_3 , контролируемые разрывами F_4 , подвергаются катаклазу и бластомилонитизации ($\Delta 20^\circ \angle 60^\circ$). На плоскостях бластомилонитизации борозды и штрихи скольжения ($\Delta 300^\circ \angle 55^\circ$). Местами в этих зонах образуются меланократовые гранат-биотитовые бластомилониты (условно δ_4), которые смяты в мелкие тесно сжатые складочки F_7 с осевыми поверхностями ($\Delta 40-60^\circ \angle 55-65^\circ$) и шарнирами ($\Delta 140^\circ \angle 65^\circ$). В отдельных зонах прослеживается бластомилонитизация S_7 в этом же направлении, с бороздами и штрихами скольжения, параллельными шарнирами складок F_7 . Вся эта бластомилонитизированная пачка пересекается жилой массивных красных пегматоидных гранитов δ_5 с элементами залегания $\Delta 140^\circ \angle 70^\circ$.

III тектоно-метаморфический цикл ($PR_1 ?$)

III цикл также характеризуется многофазностью деформаций и большим разнообразием структурного плана. Основное простирание складчатости и рассланцевания северо-западное, падение на юго-запад под углом $45-75^\circ$, азимут падения от 180 до 270° вследствие наложения разных фаз складчатости, однако чаще всего основное направление - $\Delta 230-260^\circ \angle 45-75^\circ$ - хорошо выдерживается. Не менее характерна также ориентировка шарниров складок и линейности $\Delta 330-350^\circ \angle 10-25^\circ$ и $150-170^\circ \angle 10-25^\circ$. Структуры III цикла широко проявлены в пределах Луполово-Первомайского блока (села Люшневатое, Голосково, Зеленая Левада, Каменная Балка, Дроздовка, Мигея, г. Первомайск и др.) и в основном определяют его современное тек-

тоническое строение. В Гайворон-Завальевском блоке реликтовые структуры III цикла встречены на южной окраине с. Гайворона ($\Delta 200-220^\circ \angle 60-70^\circ$), где срезаются гайворонской толщей бластомилонитов ($\Delta 350^\circ \angle 70-90^\circ$).

Один из коренных вопросов, определяющих выделение II и III тектоно-метаморфических циклов, — это возрастные соотношения структур с северо-восточным и юго-западным падением, которые чередуются в крупном и мелком масштабах. Если допустить, что они отвечают разным крыльям складок, то все разнообразие структурных форм (разные направления и большие колебания в ориентировке сланцевато-полосчатых текстур, реликтовые изоклиналинные складки, наложенные пологие складки и т.п.) и тектоническое развитие ранне-дскембрийского фундамента можно было бы объяснить следующим образом: F_1 — тангенциальное сжатие, возникновение системы изоклиналинных складок и сланцеватости S_1 с крутыми падениями, метаморфизм. M_1 , мигматизация δ_1 параллельно сланцеватости и осевым поверхностям складок; F_2 — радиальные движения, обусловившие появление лежащих изоклиналинных складок, сминающих S_1 , метаморфизм, образование сланцеватости S_2 и мигматизации δ_2 ; F_3 — тангенциальное сжатие, смятие плоскостей S_2 , формирование крупных открытых складок северо-западного простирания, создающих основу геологического строения и обусловивших чередование полосчатых текстур с северо-восточным и юго-западным простиранием (анти- и синформы); F_4 — субгоризонтальные движения, в результате которых возникла пологая поперечная складчатость, сминающая осевые поверхности складок F_3 и обусловившая большие колебания в элементах залегания полосчатости и линейности; $F_5 - F_n$ — локально развитые разломные секущие зоны и зоны смятия; $\delta_5 - \delta_n$ — гранитоидные жилы, контролирующиеся этими дислокациями.

Подобная схема в общем согласуется с представлениями Ю.В. Миллера (1973) о деформационном цикле. Однако она плохо подтверждается фактическими материалами: во-первых, нет сколько-нибудь правильного чередования разных крыльев анти- и синформ; во-вторых, нигде не наблюдались замки этих складок, даже в тех случаях, когда оба направления сланцеватости и полосчатости (с падением на СВ и ЮЗ) видны в одном и том же обнажении; в-третьих, иногда встречаются участки, в которых невозможно определить направление преобладающей полосчатости, зато отлично выражена линейность, образующаяся, по всей видимости, вследствие пересечения двух систем сланцеватости (структуры пересечения по Е.И. Паталахе (1970)); в-четвертых,

встречается наложение двух или больше направлений сланцеватости и полосчатости в отдельных глыбах и обнажениях; в-пятых, часто наблюдалось срезание одной системы складчатости или полосчатости другой.

Есть и непосредственные возрастные соотношения деформаций II и III тектонических циклов. Это смятие разрывов, завершающих II цикл, мелкими пологими складками с осевыми поверхностями $\Delta 230-240^{\circ}$ $\Delta 75-80^{\circ}$, пересечение складок II цикла кварцевыми жилами того же направления ($\Delta 250^{\circ} \Delta 80^{\circ}$), небольшие реликтовые участки полосчатости $\Delta 60^{\circ} \Delta 70^{\circ}$ в поле распространения сланцеватости $\Delta 240-250^{\circ}$ $\Delta 45-60^{\circ}$ (северная окраина с.Мигеи), наложение бластомилонитизации ($250-260^{\circ} \Delta 50-60^{\circ}$) на самые поздние генерации гранитоидов (первомайские порфириовидные граниты в с.Мигеи и т.п.). В области распространения III цикла в большинстве случаев хорошо выражена линейность.

К серии прогрессивного метаморфизма следует отнести лептитовые гнейсы с линзами и полосами биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, обнажающиеся у сел Люшневатого, Голоскова и Зеленой Левады, и, вероятно, пачку глиноземистых пород на южной окраине г.Гайворона, представленную перемежающимися гранулитами, гранатовыми и гранат-силлиманитовыми гнейсами, местами с графитом, гранатовыми и силлиманитовыми кварцитами и кварцито-гнейсами, лептитовыми гнейсами, чарнокитами с роговообманково-двушпроксеновыми кристаллосланцами. По-видимому, с III циклом связаны также породы молдово-тарноватского горизонта Дрезина (1967), а именно: гранатосодержащие графитовые, силлиманит-полевошпатовые, биотит-плаггиоклазовые гнейсы, кварциты, кристаллические известняки. Также проблематична принадлежность к этой серии чарнокитизированных биотит-гиперстеновых гнейсов, чарнокитов с гранатом, гранат-биотитовых гнейсов, гранатовых лептитов и лептитовых гнейсов, обнажающихся в Чаусовском карьере. Данных об условиях залегания этих пород нет, но высокая железистость граната (77-82) в гранатовых чарнокитах в какой-то степени свидетельствует об их принадлежности к позднему тектоно-метаморфическому циклу. Такие же по облику метаморфические породы Молдавского карьера на противоположном берегу р.Юж. Буга представлены лейко- и меланократовыми пироксеновыми гнейсами, лептитовыми гнейсами и чарнокит-мигматитами. Однако полосчатость в них характеризуется элементами залегания $\Delta 90-110^{\circ} < 70-80^{\circ}$, не свойственными для III цикла.

Регрессивная серия сложена неоднократно деформированными породами бугско-днестровской и кошаро-александровской серий. Как и во II цикле, диафторез развит очень неравномерно. В одной и той же системе складчатости и рассланцевания ($\Delta 230-250^\circ \angle 50-70^\circ$) обнаружены как малоизмененные чарнокиты и пироксеновые гнейсы (с.Голосково), так и монопироксеновые амфиболиты с небольшим количеством реликтовых Гип или Ди (села Зеленая Левада, Тарноватое, Каменная Балка). При этом в гранатовых чарнокитах между селами Голосковом и Ониськовом гранат сохраняет довольно низкую железистость (64-71).

Нет одного какого-либо характерного участка, где можно было бы проследить все стадии III тектоно-метаморфического цикла. К начальной фазе F_1 предположительно можно отнести полосчатость $\Delta 90-110^\circ \angle 70-80^\circ$ (S_1), зафиксированную в чарнокитизированных гнейсах Молдавского карьера; δ_1 - чарнокитизация и мигматизация этой фазы. Породы F_1 прорываются или замешаются крупными и мелкими телами массивных аплитовидных микроклиновых гранитов δ_2 (Конешпольский и Молдавский карьеры). К этой же группе гранитов δ_2 , видимо, относятся и поздне складчатые порфириовидные граниты с.Мигей с остатками бластомилонитизации S_1 ($\Delta 70^\circ \angle 75^\circ$). В балке Корабельной порфириовидные граниты пересекаются дайко- или жиллообразными телами аплитовидных гранитов δ_3 мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. У с.Дроздовки розовые аляскитовые граниты δ_2 , прорывающие изоклиinally складчатые чарнокит-мигматиты ($\delta_1 F_2$), сминаются в тесно сжатые складки F_3 ($\Delta 250-260^\circ \angle 80-85^\circ$, $\sigma 160-170^\circ \angle 10^\circ$) и рассланцовываются с образованием гранулитовой текстуры S_3 , параллельной осевым поверхностям складок (рис.9). При этом в местах, где микроскладчатости нет, создается впечатлительное моноклиналиное залегание сланцеватости и в чарнокит-мигматитах, и в розовых гранитах.

Прогрессивная серия фазы F_2 представлена на участке р.Кж.Бу-га между селами Зеленой Левадой и Долгой Пристанью. Для всей пачки пород с общим залеганием $\Delta 230-240^\circ \angle 50-70^\circ$, $\sigma 140-160^\circ \angle 15-20^\circ$, как, впрочем, и для других зон складчатости, характерно сочетание рассланцованных пород $S_1 - S_2$ с послойно-секущими жилами неравномернорзернистых гранитов (в данном случае розовых аляскитов), заново рассланцованных и нередко будинированных примерно в том же деформационном плане, что и S_2 (фаза F_3). В аляскитах и пегматоидных гранитах δ_2 обычно хорошо выражена гранулитовая текстура. В одном обнажении (см. фото 6) повторному рассланцеванию и мигмати-

зации подвергаются послойно-секущие дайки метадiorитов (?). Во вмещающих породах видны реликты изоклинальных складок F_2 , осевые поверхности которых совпадают с общим направлением сланцевато-полосчатых текстур (A $230-240^\circ \angle 70-75^\circ$). В дайке (условно δ_2), кроме расланцевания S_3 и послойной мигматизации δ_3 , наблюдаются и секущие жилки гранитов δ_4 .

С фазами складчатости $F_2 - F_3$ связано также наложенное расланцевание массивов порфиридных гранитов, которое развито неравномерно и в одних случаях наблюдается в виде четко выраженных вытяну-

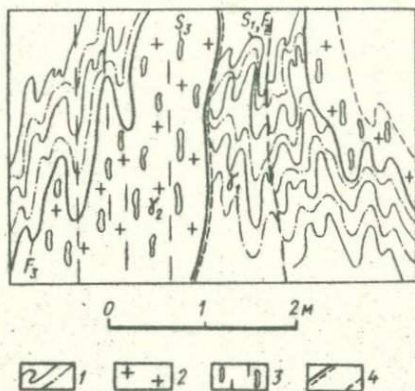


Рис. 9. Наложения деформаций на секущие позднескладчатые аляскинские граниты (р. Юж. Буг, с. Дроздовка):

1 - мигматизированные гиперстеновые гнейсы; 2 - аляскинские граниты; 3 - новообразованная гранулитовая текстура в гранитах и расланцевание; 4 - разрывные нарушения.

тых зон бластомилонитизации (с. Мигея, A $260^\circ \angle 65^\circ$), в других - только в виде редких маломощных кварцевых прожилков (балка Коробельная, A $275^\circ \angle 75^\circ$), в то время как текстура пород остается массивной. Нередко также встречаются линейные порфиридные граниты, в которых явно преобладающим текстурным направлением, где ориентируются порфиробласты полевых шпатов и даже граната, является линейность, - как следствие примерно одинакового развития деформацион-

ных плоскостей "ab" с юго-западным, с северо-восточным падением (карьер с. Мигей, δ 340-350° \angle 10-20°). При этом подразумевается разный возраст деформационных плоскостей. Возможно, центральная часть массивов подвергается рассланцеванию в меньшей степени, чем периферическая.

Секущие по отношению к структурам $S_2 - S_3$ (δ 230-270° \angle 45-75°) гранитные жилы, контролирующиеся разрывными нарушениями S_4 относятся уже к другой группе гранитоидов J_4 (послескладчатых). По составу они чаще всего представлены розовыми средне-крупнозернистыми, или пегматоидными, аляскитовыми или порфиробластическими гранитами, но иногда встречаются также чарнокиты (см. рис. 7) и гранат-биотитовые граниты (с. Зеленая Левада). В последнем случае в глыбе наблюдались секущие жилы гранат-биотитовых гранитов J_4 , контролирующиеся разрывным нарушением S_4 , по которому наблюдается соприкосновение блоков с разными простираниями полосчатости S_2 , S_2 . Граниты заново рассланцованы (гранулитовая текстура) во время фазы деформаций F_5 , с которой, видимо, также связаны пологая складчатость и повторное рассланцевание мигматитов J_2 (последней-секущих гранитов J_3 и сланцеватости S_3 в данной глыбе нет).

Другим примером многофазной деформации может служить участок с. Голосово. Рассланцованные лептитовые гнейсы с отдельными линзами гранат-биотитовых гнейсов ($S_1 - S_2 - \delta$ 210-240° \angle 65-75°) разбиты на отдельные блоки разрывами S_3 . Все эти S -поверхности приведены в соприкосновение по надвигу S_4 , деформированному пологой складчатостью F_5 , с чарнокит-мигматитами (δ 235° \angle 75°), пересекающимися послонно-секущими и быстро выклинивавшимися жилами красновато-розовых пегматоидных гранитов, которые срезаются плоскостью сместителя надвига. Складки F_5 следует отнести уже к IV тектоническому циклу. Формы отдельности, напоминающие надвиги, субгоризонтальные трещиноватость, кливаж и пегматоидные жилы J_5 нередко наблюдаются и в других обнажениях (села Долгая Пристань, Новоархангельск на р. Синюхе, Вилы Яружские, Косы, Лозовая в Приднестровье и пр.).

Завершают III тектоно-метаморфический цикл секущие жилы и жиллообразные выделения массивных (нерассланцованных) пегматоидных гранитов и пегматитов J_6 , контролирующиеся трещинами и разрывными нарушениями S_8 или S_7 . Ориентировка их незакономерная. По-видимому, с III циклом связаны гайворонская толща бластомилонитов (δ 340-350° \angle 85-95°) и региональное субширотное рассланцевание и бласто-

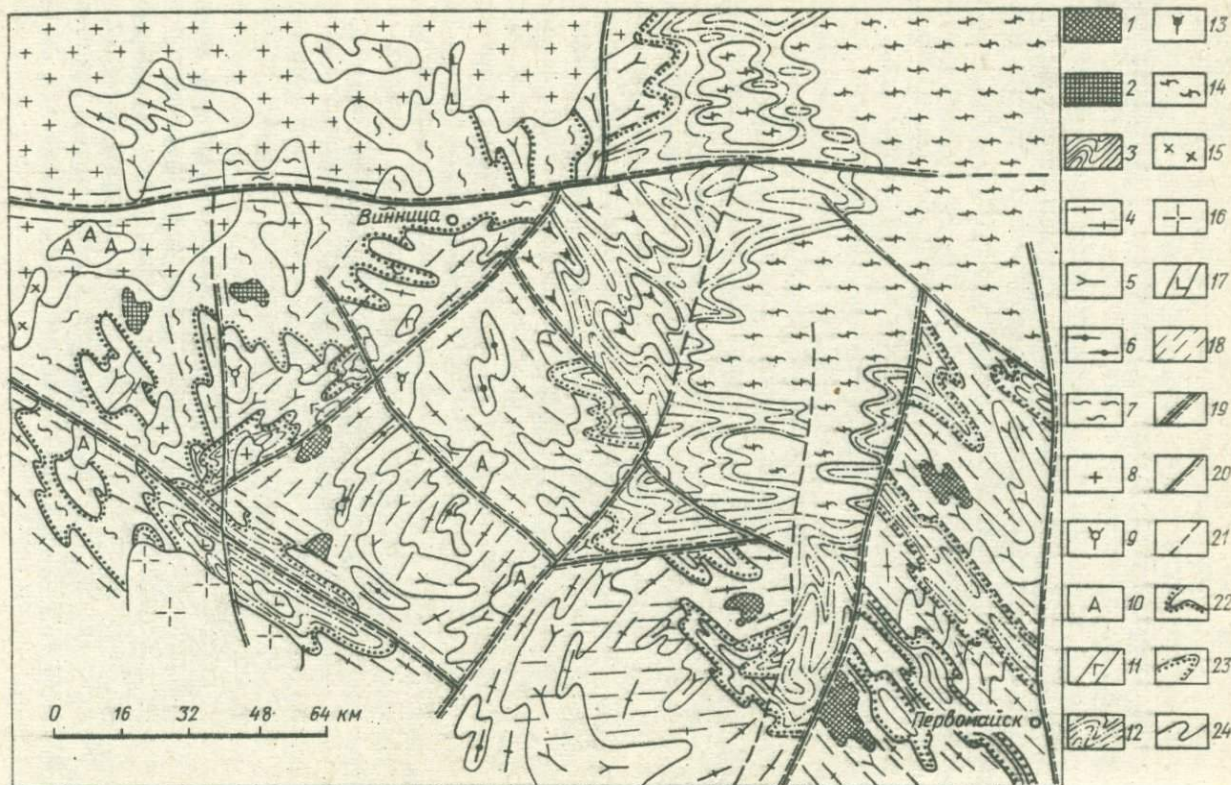


Рис.10. Схема геологического строения юго-западной части Украинского щита. Составлена В.М.Вендиктовым по материалам труда "Киевгеология" (Геологическая карта Украинского щита под редакцией А.Н.Козловской) с использованием личных наблюдений и литературных данных (Бабчук та ін., 1966; Рябенко, 1970, и др.):

1, 2 - область архейской складчатости (реликтовые блоки древнейших пород): 1 - бугско-днестровская серия, 2 - подольская серия; 3-II - область нижнепротерозойской складчатости (мурафский или кашевато-завальевский тектоно-метаморфический цикл); 3 - мурафская (кашевато-завальевская) серия прогрессивного метаморфизма; 4-6 - диафторированная бугско-днестровская серия: 4 - рассланцованные "эпидито-пегматоидные" граниты и лептитовые гнейсы, 5 - рассланцованные соскладчатые чарнокит-мигматиты и пироксеновые гнейсы и кристаллосланцы; 6 - амфиболитизированные метабазиты (?) и двушироксеновые амфиболиты; 7 - диафторированная подольская серия - бластокатаклазированные гранат-биотитовые мигматиты и граниты; 8-II - поздние и послескладчатые гранитоиды; 8 - гранат-биотитовые, иногда кордиерит-гранат-биотитовые гранодиориты (чудново-бердичевского типа), 9 - чарнокиты, 10 - аляскиты, 11 - аплитовидные граниты; 12-17 - область среднепротерозойской (?) складчатости (сорокский тектоно-метаморфический цикл: 12 - сорокская и условно параллелизирующаяся с ней росинско-тихичская серии прогрессивного метаморфизма, 13 - амфиболовые гранодиориты (событы), 14 - биотитовые и биотит-амфиболитовые мигматиты (кировоградского типа); 15-17 - поздние и послескладчатые гранитоиды: 15 - порфиробластические гранодиориты и граниты, 16 - порфириовидные роговообманково-биотитовые граниты, рапакививидные, 17 - микроклиновые субшелочные граниты; 18 - наложенные рассланцевание и регрессивный метаморфизм нижних структурных этажей (ступение штриховки отвечает степени интенсивности процесса); 19 - долгоживущие разломы древнего заложения, определяющие блоковое строение Украинского щита, 20 - посторогенные разрывные нарушения (послесорокского цикла); 21 - предполагаемые разломы; 22 - границы структурных этажей с разным планом складчатости, т.е. границы серий (точки наносятся со стороны более молодой серии); 23 - предполагаемые границы серий; 24 - прочие геологические границы (петрографические и интрузивные контакты).

милонитизация в Гайворон-Завальевском блоке. На южной стороне с. Гайворона она срезает структуры северо-западного простирания ($\Delta 200-220^\circ \angle 60-70^\circ$). В гайворонской толще бластомилонитов кое-где отмечаются секущие жилки массивных средне-крупнозернистых аляскитов ($\delta_6 - ?$).

Попытка увязать имеющиеся фактические материалы по юго-западной части Украинского щита представлена на рис. 10.

ЧАСТЬ II

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД РАННЕГО
ДОКЕМБРИЯ ПРИДНЕСТРОВЬЯ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В группу кислых кварц-полевошпатовых пород объединены лептиты и лептитовые гнейсы, гранулиты и гранулитовые гнейсы, полевошпатовые кварциты и кварцито-гнейсы, силлиманитовые кварциты.

Лептиты, лептитовые гнейсы и связанные с ними перекристаллизованные кварц-полевошпатовые породы, известные под названием розовых аплитов-пегматоидных гранитов, — одна из самых распространенных групп пород в докембрии юго-западной части Украинского щита (Венідітков, 1969, 1974а). Они слагают большую часть бугско-днепровской серии, а также входят в состав остальных серий. Лептиты и лептитовые гнейсы чаще всего наблюдаются в виде отдельных участков среди розовых неравнозернистых гранитов, реже представлены мелкими линзами и полосами, входящими в состав пестрых метаморфических толщ (мурафская и сорокская серии). Собственно лептиты, т.е. мелко-тонкозернистые лейкократовые кварц-полевошпатовые породы с небольшим количеством биотита (не более 3-5%), встречены в отдельных обнажениях и карьерах по рекам Мурафе (села Скалополь, Саинка, Рекеченцы), Мурашка (с.Березовка), Русаве (с.Клембовка), Марковке (с.Подлесовка) и Немии (с.Кричановка). Кроме того, скважинами они вскрыты у сел Григоровки, Каменки, Б.Косницы и др. Нередко для них характерна перемежаемость с парапородами. Например, у с.Саинки наблюдалось их тонкое чередование с двупироксеновыми (\pm Рог) и глиноземистыми гнейсами, у с.Григоровки — с биотит-гранатовыми и силлиманит-кордиерит-биотитовыми гнейсами, у с.Б.Косницы — с кальцифирами и кварцитами.

В связи с многократным проявлением деформаций, складчатости и рассланцевания возникает вопрос: каким образом устанавливается лептитовая природа этих образований? В подавляющем большинстве случаев мы действительно видим в обнажении породы неопределенного генезиса — гетерогенные неравнозернистые розовые граниты или лептитовые гнейсы, т.е. рассланцованные кварц-полевошпатовые поро-

ды — чаще всего те же неравномернозернистые граниты с четко выраженной сланцеватостью и гранулитовой текстурой (удлиненными зернами кварца). Эта неопределенность еще больше усиливается при наложении деформаций двух или больше тектоно-метаморфических циклов, в результате чего секущие жилы поздне- и послескладчатых аляски-тов I цикла смяты в изоклинальные складки и превращены в лептитовые гнейсы, т.е. и по структурно-текстурным признакам, и по геологическому положению (участие в складчатых структурах) они становятся почти неотличимыми от первично-метаморфических пород кислого кварц-полевошпатового состава. А именно такое сочетание обычно бывает — например, диафторированная бугско-днестровская серия. И все же в результате неравномерности деформаций (складчатости и расланцевания) в пространстве в отдельных местах сохраняются отдельные участки и блоки, в которых наблюдаются первичные взаимоотношения и структурно-текстурные признаки пород, свидетельствующие, по мнению автора, о метаморфическом (лептитовом) происхождении кислых кварц-полевошпатовых пород. Подобное сочетание интенсивно деформированных зон смятия и участков относительно спокойного залегания не редкость для складчатых подвижных зон (Паталаха, 1970). В докембрии Енисейского кряжа, Сангилене и Юго-Западного Памира в blastomylonites амфиболитовой и зеленосланцевой фаций отмечаются реликтовые блоки и участки пород гранулитовой фации.

По сравнению с лептитами в лептитовых гнейсах размеры зерен основной ткани увеличиваются до 0,5–1,0 мм. Для них свойственны гетеро-, ксанобластовые и ситовидные структуры, возникающие при перекристаллизации и собирательной кристаллизации. Более крупные выделения кварца и полевых шпатов приобретают удлиненную или линзовидную форму, что создает характерную гранулитовую текстуру.

Перекристаллизация развивается как в лептитах, так и в лептитовых гнейсах и сопровождается образованием разнообразных полевошпатовых и кварц-полевошпатовых сростаний, при изучении которых была использована морфолого-генетическая классификация пертитов и ацтипертитов С.А. Руденко (1952, 1954), разработанная на основании исследования пегматитов. В метаморфических и ультраметабазальных породах наблюдаются те же генетические типы полевошпатовых сростаний. Подавляющую массу пертитовых сростаний составляют криптопертиты распада и сегрегационные пертиты, реже встречаются микро- и макропертиты перекристаллизации первого и второго родов, еще реже — метасоматические пертиты. Среди антипертитов наиболее распространены

разнообразные антипертиты перекристаллизации, значительно меньше — метасоматические антипертиты, криптоантипертиты распада и сегрегационные антипертиты. Обычно в каждом зерне зафиксировано несколько генетических типов полевощатовых сростаний. В ассоциации с пертитами и антипертитами часто встречаются мirmekиты, произвольно ориентированные пойкилитовые включения плагиоклаза, калишпата и других породообразующих минералов, а также реликтовые участки первичной мелко-тонкозернистой ткани; порфиробласты иногда представлены микроклин- и плагиоклаз-изопертитами. В отдельных случаях отмечено одновременное или даже чуть опережающее по отношению к минералу-хозяину (калишпату) формирование закономерно ориентированных ростков плагиоклаза. Оба минерала вырастают непосредственно из раздробленного тонкозернистого материала.

Перекристаллизация сопровождается, как правило, укрупнением зерен, что обусловлено меньшей свободной энергией крупных кристаллов по сравнению с тем же количеством вещества в раздробленном состоянии (Коржинский, 1937; Никитин, 1952, и др.). При этом в одних случаях она осуществлялась без привноса-выноса (метаморфические чарнокиты, лептитовые гнейсы, синкинематические адлиито-пегматоидные граниты), в других — с привносом щелочей, преимущественно калия (метасоматические позднекинематические чарнокиты, микроклиновые граниты и т.п.). О привносе калия, в частности, свидетельствуют неравномерное распределение калишпата и отсутствие ореолов обеднения вокруг крупных его порфиробластов. Оба варианта пертито- и антипертитообразования (с привносом калия и без него) подтверждаются не только микроскопическими наблюдениями, но и балансом вещества исходных и конечных продуктов перекристаллизации. В случае привноса калия подобные сростания можно было бы назвать метасоматическими или замещения, однако плагиоклаз зачастую собственно не подвергается замещению, а переотлагается тут же, по соседству, контролируясь тем же процессом собирательной кристаллизации. Нигде не обнаруживается вынос натрия.

Таким образом, определенные морфолого-генетические типы полевощатовых и кварц-полевощатовых сростаний идентифицируют перекристаллизацию; однако последняя может быть первичной, синхронной прогрессивному метаморфизму, и вторичной, связанной с наложенными деформациями. Диагностируется тип перекристаллизации главным образом структурно-метаморфическими наблюдениями (условия залегания, соотношения с деформациями и гранитоидными образованиями и т.п.).

Первичная перекристаллизация происходит обычно без привноса-выноса, вторичная - с привносом щелочей или без него.

Особенно показательны как индикаторы условий минералообразования антипертиты и мирмекиты, в изобилии встречающиеся в лепти-тах и лептитовых гнейсах. Образование мирмекитов путем перекристаллизации в метаморфических породах было высказано еще И.Седергольмом, предложившим сам термин "мирмекит". В дальнейшем эта точка зрения находила поддержку только у некоторых исследователей (Sharma, Raja, 1959). По нашему мнению, мирмекиты являются гетерогенными; однако чаще всего они обусловлены процессами перекристаллизации (Венидиктов, 1975) (см. фото 8).

Антипертиты, как уже отмечалось, также гетерогенны; однако особый интерес для нас представляют антипертиты перекристаллизации.

Пластинчатые или столбчатые антипертиты перекристаллизации первого рода наиболее широко распространены. Размеры востков калиевого полевого шпата составляют 0,01-0,5 мм, распределение их неравномерное, содержание различно: от 1-2 до 25-30% площади зерен плагиоклаза. В морфологическом отношении они представлены веретенами, параллелограммами, прямоугольниками или квадратами в сечениях, параллельных (001), (100), лентами и пятнами изометричной или неправильной формы в сечениях (010) и (110), т.е. как объемные тела это пластинчатые, таблитчатые выделения или столбчатые многогранные призмы. Кристаллы минерала-хозяина часто характеризуются скелетными формами. Ориентируются антипертиты в большинстве случаев по направлению (010) - по спайности или плоскостям срастания альбитовых двойников, реже по призме (110). С направлением спайности (001) они чаще всего образуют угол 65-75° и, как правило, срезаются ею, вследствие чего и возникают сечения в виде прямоугольников или параллелограммов. Изредка отмечается расположение востков по (100) и (201). Взаимная оптическая ориентировка востков и минерала-хозяина обычно совпадает. Иногда наблюдаются отклонения до 8-10° в направлении одноименных осей индикатрисы. Крупные востки калишпата нередко содержат криптопертиты распада и сегрегационные микропертиты, причем и крупные антипертитовые востки, и мелкие пертиты ориентируются закономерно и однозначно - по (010). В некоторых случаях в одном зерне плагиоклаза видны и антипертиты, и мирмекиты, и произвольно ориентированные зернышки кварца, создающие ситовидную структуру породы. Иногда пластинчатые антипертиты растут непосредственно из катаклазированной мелкозер-

нистой основной массы. Так, в посткинематических порфиробластических гранитах иногда встречаются одновременно и мелкие деформированные зерна двойникового плагиоклаза, лишенные антипертитов, и вновь образованные постдеформационные порфиробласты антипертита с обильными вростками калишпата. В последнем случае не наблюдается также и двойникового, предшествующего появлению криптоантипертитов распада и сегрегационных антипертитов.

Довольно надежным признаком антипертитов перекристаллизации первого рода является отсутствие ореолов обеднения криптоантипертитами вокруг вростков калишпата. Если же видимых криптоантипертитов распада нет, как это бывает в большинстве случаев, пластинчатые антипертиты перекристаллизации неотличимы от сегрегационных антипертитов. Если исходные породы до перекристаллизации, происшедшей без привноса калия, не содержали калишпата, то пластинчатые вростки являются сегрегационными антипертитами. Правда, сегрегационные пертиты и антипертиты также можно рассматривать как частный случай собирательной кристаллизации.

В отличие от пластинчатых антипертитов диагностика псевдографических антипертитов, представляющих частный случай антипертитов перекристаллизации первого рода, особых затруднений не вызывает. Это характерные полевошпатовые сростания, напоминающие по морфологии письменную структуру; встречаются в основном в метаморфических породах — лептитах и лептитовых гнейсах, метаморфических чарнокитах и т.п. Содержание вростков калишпата 20–50%, чаще всего порядка 30–40. Форма вростков чрезвычайно разнообразная: веретена, ветвящиеся жилки, прожилки, крючки, петли, полосы, зигзагообразные выделения, причудливые сростания и прорастания. Иногда они напоминают ихтиоглипты кварца в письменных структурах. Размеры их также весьма различны: 0,01–1,0 мм. Взаимная оптическая ориентировка минералов в сростаниях одинаковая: калишпат и плагиоклаз эпитаксично прирастают друг к другу. Удлиненные вростки контролируются направлениями (010) и (110). Иногда обнаруживаются сложные зональные кристаллы; центральная часть сложена крупной псевдографикой, периферическая — микроантипертитом. В некоторых шлифах наблюдаются все стадии роста псевдографических антипертитов (см. фото 8). Сначала в исходной мелкозернистой массе возникают отдельные обособленные участки с едва заметным групповым погасанием. Здесь же в некоторых местах зернышки кварца начинают приспособляться к плагиоклазу, образуя в дальнейшем мирмекитовые сростания. Затем соседние

существенно полевошпатовые участки соединяются вместе, параллельно упорядочивается и их внутреннее строение: разные зернышки плагиоклаза сливаются в один кристалл, зернышки (вростики) калишпата приобретают закономерную ориентировку, кварц отесняется к краям зерен, где формируются мирмекиты. В следующей стадии перекристаллизации исчезает разница между отдельными участками растущего кристалла, который приобретает в процессе роста причудливые скелетные формы. Мелкие вростики калиевого полевого шпата сегрегируются в более крупные, при этом срастания вростков, приуроченных к разным кристаллографическим направлениям (например, (010) и (110)), обуславливают появление псевдографических Г-образных структур. В результате сегрегации в центральной части кристалла возникает крупно-блоковое, но все еще эпитаксическое срастание, обрастающее по краям мелкозернистым антипертитом. При дальнейшем охлаждении во вростках калишпата крупноблоковых антипертитов происходят распад твердых растворов и дальнейшая сегрегация альбита в пертитовые вростики. П.Гейер (Geÿer, 1912) подобные срастания называет двойными пертитамы или *doppel-perthite*. Так образуются сложные зональные эпитаксичные антиперрито-микропертитовые срастания. Разумеется, многие стадии этого процесса могут выпадать. Параллельно с ростом псевдографических антипертитов формируются также обособленные крупные зерна микропертита.

Темноцветные минералы также подвергаются собирательной кристаллизации: биотит приобретает правильную кристаллографическую форму, гранат и гиперстен образуют крупные скелетные кристаллы размером до 0,5-1,0 см.

Полевошпатовые срастания, похожие на исследуемые псевдографические антипертиты, упоминаются в работах П.Гейера и И.Седергольма (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963), где они описаны как разновидность мирмекита, содержащая в виде червеобразных вростков микроклин вместо кварца. При этом П.Гейер называет эти срастания мирмекитовыми пертитамы, И.Седергольм - антипертит-мирмекитом. Интересно, что П.Гейер (Geÿer, 1912) особо подчеркивает отсутствие привноса вещества при образовании мирмекит-пертитов.

Антипертиты перекристаллизации второго рода представляют собой закономерно, но неоднозначно ориентированные реликты калиевого полевого шпата в растущих кристаллах плагиоклаза. Форма вростков обычно округлая или неправильная, размеры 0,1-0,5 мм. При дальнейшей перекристаллизации вростики уменьшаются, приспособляются к

определенным кристаллографическим направлениям в минерале-хозяине и превращаются в антипертиты перекристаллизации первого рода. Псевдографические антипертиты, мирмекиты, симплектиты и другие сопутствующие им прорастания минералов являются показателями ускоренной метастабильной перекристаллизации.

Гранулиты и гранулитовые гнейсы по структурно-текстурным признакам и происхождению аналогичны лептитам и лептитовым гнейсам, отличаясь от них только наличием граната или (реже) кордиерита в качестве главного породообразующего минерала. Кроме того, обычно наблюдается примесь силлиманита и(или) биотита. Количественные соотношения минералов таковы: микропертит — 50-60%, кварц — 25-40, плагиоклаз №12-25 — 5-20, гранат — 2-3, силлиманит — 0-2, биотит — 0-0,5%. Аксессуары минералы представлены главным образом лейкоксенизированным ильменитом. Подобные породы были встречены в обнажениях по р.Мурафа у сел Роскоши и Скалополя, по р.Лозовой у с.Косы и вскрыты скважинами у г.Каменки (р.Днестр). Они обнаружены во всех структурных этапах (циклах), однако более характерны для подольской и сорокской серий. Гранулиты представляют собой тонко-мелкозернистые породы, сравнительно мало затронутые наложенными деформациями (текстура массивная или слабосланцеватая), и могут быть названы гранатовыми лептитами. Гранат и микропертит нередко образуют порфиробласты размером от 1-2 до 5-6 мм. При увеличении размеров зерен (собирательной кристаллизации) подобные гранулиты переходят в массивные неравнозернистые гранатовые граниты, а при наложении деформаций и те и другие подвергаются рассланцеванию, в результате чего формируются гранулитовые гнейсы с типичной гранулитовой текстурой (с.Роскошь), т.е. взаимоотношения точно такие, как в ранее описанных биотитовых лептитах (гранулиты — неравнозернистые гранатосодержащие граниты — гранулитовые гнейсы).

В Молдавском карьере (р.Мурафа) встречены гиперстен-гранатовые лептиты или гранулиты, представляющие собой тонко-мелкозернистые кварц-полевошпатовые породы серовато-розового цвета с редкими мелкими зернами граната и гиперстена, подвергающегося замещению биотитом, хлоритом и магнетитом. Обычно распространены порфиробласты кварца и мезопертита (антипертита перекристаллизации первого рода). Эти породы перемежаются с лептитами и лептитовыми гнейсами обычного облика (без граната и гиперстена), гиперстенowymi и гранатовыми лептитами, чернокит-мигматитами. Оригинальные кордиерито-

вые лептиты со шпинелью и силлиманитом, содержащие линзочки кордиерит-биотитовых гнейсов, обнаружены в керне скважины, пробуренной у с. Голошницы (р. Днестр). Макроскопически они неотличимы от обычных лептитовых или аплитовидных гранитов.

Гранулитовые гнейсы больше соответствуют термину "гранулит" в его классическом понимании (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963; Wetzner, 1964). Породы часто катаклазированы, зерна кварца и полевых шпатов характеризуются вытянутой или линзовидной формой, причем они так же, как и пепочки кристалликов шестоватого силлиманита, иногда изгибаются в микроскладки, заметные только при микроскопическом изучении (см. фото 7). Многократные деформации проявляются также в виде гелицитовых структур в порфиробластах граната и в S-образном расположении пертитовых вростков в порфиробластах калишпата с резко выраженным волнистым погасанием.

Силлиманит наблюдается в виде первичных шестоватых кристаллов и вторичного войлокоподобного фибролита, развивающегося на контактах между зернами кварца и полевых шпатов. В некоторых местах он замещается светлым желтовато-зеленым хлоритом типа амезита или гематитом и гидроокислами железа. При перекристаллизации гранулитов в гранатовые граниты иногда образуются выделения (нодулы) силлиманита размером до 1,0-2,0 см.

В некоторых разновидностях гранулитов в заметном количестве появляется биотит (до 3-5%), нередко преобладающий над гранатом. Подобные породы принято называть биотитовыми гранулитами (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963). При дальнейшем увеличении содержания темноцветных минералов и преобладании плагиоклаза над калишпатом биотитовые гранулиты переходят в биотит-гранатовые или гранат-биотитовые гнейсы. Параллельно с повышением содержания слюды все больше развивается сланцеватость. Биотитовые гранулиты в отличие от собственно гранулитов содержат значительно большие количества акцессорных минералов, в том числе зерен апатита, достигающих иногда 0,3-0,4 мм в поперечнике, и полуразложивших почерневших окатанных зерен циркона. Они перемежаются с меланократовыми биотит-гранатовыми гнейсами, также с высоким содержанием калишпата.

Полевощпатовые кварциты, или кварцито-гнейсы, залегают в виде небольших маломощных линз и полос среди лептитов и лептитовых гнейсов. Встречаются они довольно редко. В диафторированной бугско-днестровской серии они обнаружены, например, у с. Садковцев (р. Мурафа), в составе пачки перемежающихся лептитов, роговообманко-

во-двупироксеновых кристаллосланцев и амфиболитов. Мощность отдельных полос 3-50 см. Во всех породах в качестве постоянной примеси отмечен магнетит. Сложены полевошпатовые кварциты кварцем (55-65%), плагиоклазом (25-30%) и магнетитом (3-5%). В Рекеченском карьере (р.Мурафа) встречены полевошпатовые и полиминеральные кварциты. Это тонкозернистые песчаниковидные породы лилово-серого или кремово-белого цвета, сложенные кварцем (40-50%), калишпатом (15-25%), плагиоклазом № 8-15 (35-45%), магнетитом (0,5-1,0%) и единичными зернами биотита. Иногда даже в одном шлифе можно видеть чередование полос существенно полевошпатовых лептитов (всего 10-15% кварца) и полевошпатовых кварцитов (60-70% кварца).

Равномерное распределение кварца в полосках и очень мелкие размеры зерен (0,05-0,3 мм) так же, как ненарушенная гранобластовая структура, говорят в пользу первичного происхождения кварца.

Образование порфиробластов в большей степени характерно для калиевого полевого шпата (микропертита), чем для кварца (Бьколв, 1961). Вместе с магнетитом постоянно ассоциирует серпентин, а кое-где наблюдаются реликты клинопироксена (салита). Вместо салита некоторые разновидности кварцитов содержат зеленовато-синюю или темно-голубую роговую обманку (до 5%), заметные количества сфена и единичные зерна кальцита. Магнетит иногда окисляется до гематита. Текстура массивная или слабосланцевая. Структура grano- или гетеробластовая.

Типичные полевошпатовые кварциты (кварц - 70-75%, серицитизированный плагиоклаз 5-10, микроклин - 10-20%) вскрыты скважинами в составе сорокской серии (р.Днестр, с.Черница), где они перемежаются с лептитами, клинопироксеновыми и эпидотизированными амфиболитами. В ассоциации с ними (в одной скважине) находятся магнетитовые кварциты, биотит-гиперстенные, роговообманково-биотитовые и биотитовые гнейсы, позднекладчатые аляскитовые и пегматоидные граниты, чанокиты с реликтами биотит-двупироксеновых гнейсов, разнообразные метасоматические и измененные породы.

Силлиманитовые кварциты встречаются только в сорокской серии, в частности у с.Раковца по р.Днестру (в скважинах). В ассоциации с ними зафиксированы известково-магнезиальные кальцифиры, магнетитовые кварциты, клинопироксеновые породы и в различной степени микроклинизированные или гранитизированные гнейсы и мигматиты нижних структурных этажей. Обычный состав силлиманитовых кварцитов:

Химический состав (вес.%) и некоторые петрохимические

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
I	25	73,98	-	14,34	0,05	0,90	-	0,28	1,70
2	34	68,55	-	17,79	0,19	0,72	-	0,28	2,31
3	100	72,62	0,26	15,08	0,65	0,54	0,02	0,27	1,32
4	107	77,42	0,06	11,92	0,54	0,81	-	0,43	1,45
5	333	75,53	0,07	13,83	0,04	0,47	-	0,25	1,05
6	266/5	71,70	0,36	14,14	0,83	1,58	0,02	0,67	1,64
7	268/4	71,40	0,60	15,07	0,48	2,08	0,03	0,93	4,45
8	Зв-5/14	67,28	0,33	17,31	0,57	2,72	0,04	0,41	5,46
9	Зв-5/16	68,82	0,20	15,94	1,46	1,14	0,02	1,17	7,07
10	224/3	72,06	0,53	11,99	3,18	2,34	0,04	0,49	3,43
11	С-221/23	81,78	0,04	2,57	1,94	0,77	0,05	0,27	0,10
12	32/5	70,20	0,36	14,78	0,67	1,95	0,02	0,86	2,34
13	139/1	73,37	0,00	14,47	0,03	0,72	-	0,21	1,01
14	Кр-307/16	90,92	0,05	6,48	0,41	0,32	-	0,41	0,23
15	Кр-307/18	75,35	0,03	14,62	0,29	0,28	-	0,25	1,39

1-3 - лептитовые гнейсы, биотитсодержащие (1 - р.Мурафа, с.Скалополь; 2-р.Мурафа, с.Сайнка; 3 - р.Тростянец, с.Петровское); 4 - 5 - лептиты (4 - р.Марковка, с.Подласовка; 5 - р.Мурафа, с.Скалополь); 6, 7 - гиперстенсодержащие лептиты - кислые гиперстеновые микрогнейсы (6 - р.Ятрань, с.Перегоновка; 7 - р.Кж.Буг, с.Красенькое); 8 - двупироксеновый лептит (р.Кж.Буг, с.Завалье); 9 - гиперстеновый лептит (р.Кж.Буг, с.Сальки); 10, 11 - полевошпатовые кварциты (10 - р.Мурафа, с.Садковцы; 11 - р.Днестр, с.Черница, скв. 224); 12, 13 - гранулитовые гнейсы (12 - р.Мурафа, с.Черневы; 13 - р.Мурашка, с.Роскошь); 14 - силлиманитовый кварцит (р.Днестр, с.Раковец, скв. 307); 15 - фельдшпатизированный силлиманитовый кварцит (там же).

Т а б л и ц а I

характеристики кислых кварц-полевошпатовых пород

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	Сумма	A	F	N	n	K ₀
4,21	4,60	-	0,17	0,47	100,69	-0,6	66,7	18	58,0	-
5,38	4,37	0,05	0,31	0,03	100,48	-0,7	68,5	19	67,3	0,21
4,43	3,64	0,27	0,19	0,89	100,18	+1,9	72,7	13	65,0	0,25
3,62	3,30	0,09	0,03	0,34	99,97	-0,3	57,8	20	62,2	0,33
3,20	4,80	0,03	-	0,65	99,92	+1,4	54,0	12	50,9	0,20
2,69	5,60	0,08	-	0,37	99,68	+0,6	67,0	18	42,7	0,33
3,65	0,52	0,07	-	0,37	99,65	+0,7	60,0	39	91,8	0,16
4,60	0,50	0,17	0,09	0,83	99,96	-0,8	81,2	38	93,2	0,16
4,04	2,88	0,14	0,13	0,17	100,46	+1,6	54,0	35	67,9	0,52
3,04	0,37	0,11	0,20	1,45	99,49	+0,5	94,0	28	-	0,24
1,08	2,22	-	0,05	-	-	+2,5	83,0	-	45,2	0,13
3,23	4,20	0,52	0,41	0,43	100,00	+2,5	64,5	25	53,2	0,25
4,41	2,98	0,26	0,05	0,42	99,93	+2,5	66,7	12	69,2	-
0,22	0,32	-	0,17	-	100,21	+6,3	50,0	-	50,0	0,60
3,70	3,61	-	0,06	-	100,03	+1,8	50,0	16	66,3	0,50

Анализы 1-4, 12 и 13 выполнены в Киевском госуниверситете, аналитик С.А.Мельник; ан.5-7 - в ОП ИГФМ АН УССР, аналитик Л.Д.Смирнова; 8, 9 - в ИГФМ АН УССР, аналитик Л.Д.Стеценко; 10, 14 и 15 - в ОП ИГФМ АН УССР, аналитик А.А.Стрыгина; 11 - в ИГФМ АН УССР, аналитик С.И.Модленко.

$A = Al - (Na + K + 2Ca)$; $F = \frac{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg} \cdot 100\%$; N - основность плагиоклаза по петрохимическим данным (Венідітков, 1969);

$n = \frac{Na}{Na + K} \cdot 100\%$; $K_0 = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$. Символы элементов соответствуют процентным содержаниям катионов (Барт, 1958).

кварц - 70-85, шестоватый силлиманит - 10-25%, отдельные зерна серитизированного плагиоклаза. Силлиманит в некоторых местах замещается мусковитом и (или) глиноземистым хлоритом. В керне скважин обычно видно чередование микроклиновых гранитов и кварцитов, причем и макро- и микроскопически видно более позднее развитие первых по отношению ко вторым; иногда извилистые, секущие контакты, реликты кварцитов в микроклиновых гранитах, срезание сланцеватости кварцитов порфиробластами микроклина и т.п. Нередко наблюдаются и промежуточные разновидности - гранитизированные или фельдшпатизированные кварциты, состоящие из кварца (70-80%), яснорешчатого микроклина (15-30%), силлиманита (5-7%), примеси серицита и серицитизированного плагиоклаза (1-5%). Кое-где отмечаются псевдоморфозы изотропного кордиерита (?) по кордиериту (?). Зерна микроклина сопоставимы по размерам с зернами других минералов; поэтому, если не видно взаимоотношений, порода воспринимается как силлиманит-полевошпатовый кварцит.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Химический состав и некоторые петрохимические характеристики кислых кварц-полевошпатовых пород докембрия Приднестровья и отчасти Побужья приведены в табл. I. Величина $A = Al - (K + Na + 2Ca)$, где символы элементов выражены в процентах катионов (пересчет по катионному методу Барта (1956, 1958)), является важной петрохимической характеристикой, определяющей принадлежность породы к нормальному (метабазитовому), глиноземистому (метапелитовому) или карбонатному ряду. Использование подобных соотношений в петрохимии традиционно (Заварицкий, 1961). По величине A можно предугадать или проконтролировать наличие или возможность нахождения в породе граната, кордиерита, силлиманита, Чилиопироксена (или роговой обманки), гиперстена (или биотита), т.е. почти всех породообразующих минералов. Так, появление граната в метапелитах обусловлено недостатком кальция ($A > +1,0$) при сравнительно высокой железистости пород, кордиерит и силлиманит образуются при более высоком значении A ($> +3,5-5,5$) и низкой железистости пород и т.п. Общая железистость пород используется при определении минеральных ассоциаций на диаграммах состав - парагенезис и при построении диаграмм типа $F_{пор} - F_{мкн}$; она в некоторых случаях контролирует моновариантные и экстремальные равновесия (Би+Кв \rightleftharpoons Гип+Орт, реакции амфиболлизации и т.п.). Петрохимически определенная

основность плагиоклаза N дублирует или в какой-то степени заменяет оптические методы (Венідіктов, 1969).

Соотношение калия и натрия, определяющееся величиной $n = Na : (Na + K) \cdot 100\%$, отражает геохимическую направленность процессов метаморфизма и гранитизации в эволюции подвижной зоны (Маракушев, 1968, 1973). Коэффициент окисления $K_0 = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$ служит в какой-то степени показателем окислительно-восстановительного потенциала и хорошо идентифицирует наложенные процессы, сопровождающиеся усилением активности кислорода.

По величине A среди лептитов и лептитовых гнейсов выделяются как породы, пересыщенные алюминием, в частности гиперстенсодержащие лептиты, так и породы нормального ряда (двупироксеновые разновидности). Заметно возрастает пересыщенность глиноземом в гранулитах, полевошпатовых и силлиманитовых кварцитах. В целом вся группа кварц-полевошпатовых пород характеризуется довольно высокой железистостью (50-90), причем в лептитовых и гранулитовых гнейсах она более или менее выдержана (60-70), в полевошпатовых кварцитах достигает максимального, а в силлиманитовых - минимального значения. Большая часть лептитов и ассоциирующих пород близка по составу к нормальным гранитам (натрий преобладает над калием), и только в сорокской серии появляются плагиолептиты так же, как и существенно микроклиновые лептиты.

Для реконструкции первичной природы пород все анализы наносились на диаграммы Н.А.Доморацкого (1964), Н.П.Семеновко (1966) и А.Симонен (1960). Однако удовлетворительные результаты, совпадающие с геологическими и петрографическими данными, не были получены. Так, на диаграмме А.Симонен гранулиты попадают в поле вулкани-тов. Диаграмма АСФМ Н.П.Семеновко может быть использована для общего сравнения пород.

В группе кислых кварц-полевошпатовых пород встречены почти все минеральные ассоциации, свойственные метапелитам и метабази-там юго-западной части Украинского щита, а именно: Би+Пл+Кпш+Кв, Альм+Би+Сил+Пл+Кпш+Кв, Гип+Би+Пл+Кпш+Кв, Гип+Альм+Би+Пл+Кпш+Кв, Пл+Кв+Мт, Гип+Ди+Би+Пл+Кпш+Кв, Рог+Мт+Ка+Пл+Кпш+Кв, Кор+Би+Сил+Пл+Кпш+Кв. Некоторые ассоциации обнаружены только в кварц-полевошпатовых породах (Кпш+Пл+Кв, Ди+Мт+Би+Пл+Кпш+Кв, Рог+Мт+Ка+Пл+Кпш+Кв, Кор+Би+Сил+Пл+Кпш+Кв, Пл+Кв+Сил+Кпш). Однако количество темноцветных минералов очень незначительно, в связи с чем анализ минеральных равновесий удобнее провести в других группах пород, из

которых выделялись и анализировались мономинеральные фракции. Кварц-полевошпатовые породы перемежаются с ними, и, следовательно, основные закономерности смены парагенезисов в зависимости их от P-T-условий одни и те же.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В этой группе рассматриваются гранат-биотитовые, гранат-биотит-кордиеритовые, гиперстеновые, биотит-гранат-гиперстеновые, биотит-кордиерит-гиперстеновые, биотит-гранат-кордиерит-гиперстеновые, силлиманит-гранат-кордиеритовые, биотитовые, силлиманит-кордиеритовые, андалузит-двуслюдяные гнейсы, турмалин- и графит-содержащие породы. Все они характеризуются положительной петрохимической характеристикой А.

Гнейсы с андалузитом, мусковитом и турмалином наблюдаются только в сорокской серии, гнейсы с силлиманитом - почти исключительно в сорокской, графитсодержащие породы - в сорокской и мурафской сериях*.

Биотит-кордиерит-гиперстеновые и биотит-гранат-кордиерит-гиперстеновые гнейсы в данном районе обнаружены впервые. Залегают они в сравнительно слабо затронутых диафорезом реликтовых блоках бургско-днестровской и подольской серий (см. рис. I).

У с. Саинки (р. Мурафа) гиперстен-кордиеритовые гнейсы входят в состав пестрой пачки перемежающихся чарнокит-мигматитов, гиперстеновых, биотит-гранат-гиперстеновых, амфибол-двупироксеновых, магнетит-двупироксеновых, гранат-биотитовых, гранат-биотит-кордиеритовых и лептитовых гнейсов, пересекаемых многочисленными жилами позднекладчатых аляскитов и пегматитов, сильно затрудняющих изучение взаимоотношений между отдельными разновидностями метаморфических пород. Непосредственно в образцах и обнажении наблюдается тонкое неравномерное чередование гиперстен-кордиеритовых или биотит-гиперстен-кордиеритовых гнейсов с биотит-гранат-кордиеритовыми, иногда также с гранат-биотитовыми и биотит-гранат-гиперстеновыми. Мощности полосок отдельных разновидностей разнообразная -

*Далее приведена характеристика пород, недостаточно освещенных в литературе.

от 0,5 до 20-30 см, суммарная мощность каждой пачки метаморфит в гранитоидах от 10 см до 1,5 м. Гиперстен-кордиеритовые гнейсы - плотные мелкозернистые породы темно-серого цвета, кварцитовидного облика. Чем больше в породе биотита, тем больше проявляется сланцеватая текстура, особенно характерная для биотит-гранат-кордиеритовых и гранат-биотитовых гнейсов. При микроскопическом изучении обнаруживается, что все четыре темноцветных минерала (Гип, Кор, Альм, Би.) находятся вместе, только в разных количествах: кордиерит - 20-40, изредка 0%, гиперстен - 5-10, изредка 0, гранат - 1-5, биотит - 1-10, плагиоклаз № 25-35 - 10-40, кварц - 25-35, микропертит - 0-10%. Гиперстен замещается гранатом и биотитом. В биотит-гранат-кордиеритовых гнейсах иногда встречаются отдельные его реликтовые зернышки. В порфиробластах граната попадаются включения гиперстена. Кордиерит в гиперстен-кордиеритовых гнейсах обычно свежий, неизмененный, с плеохроичными двориками, в биотит-гранат-кордиеритовых - по краям зерен и трещинкам замещается биотитом и фибролитом, иногда и мусковитом.

Вторая находка гиперстен-кордиеритовых гнейсов - у с.Котьян (р.Лядава). В центральной части линзовидных ксенолитов или будин мощностью 0,5-1,0 м в катаклазированных биотит-гранат-кордиеритовых гранитоидах обнаружены реликтовые участки биотит-гиперстен-кордиеритовых гнейсов, по периферии переходящие в биотит-гранатовые гнейсы. В образце также видны струйки, языки и полоски биотит-гранатовых гнейсов, замещающие биотит-гиперстен-кордиеритовые. В соседних будинах, кроме того, встречаются тонкозернистые гиперстеновые гнейсы.

Итак, и в том и в другом случае наблюдается гамма пород, связанных постепенными переходами - от гиперстен-кордиеритовых через промежуточные биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовые к биотит-гранат-кордиеритовым, биотит-гранат-гиперстеновым и биотит-гранатовым. Подобное совместное нахождение, очевидно, обусловлено неравномерным проявлением наложенных деформаций и диафтореза.

Андалузит-двуслюдяные гнейсы обнаружены только в сорокской серии (скважины у с.Пырлица, МССР). Они ассоциируют с кордиерит-биотитовыми гнейсами, лептитовыми породами (Пл+Микр+Кв+Ап) и диафторированными чарнокитами (Би+Гип_{ред}+Пл+Кв). По облику они очень похожи на силлиманит-кордиерит-биотитовые гнейсы, причем отмечаются те же акцессорные минералы: турмалин, циркон, апатит, магнетит, гематит. Породообразующие минералы следующие: биотит - 10-20% андалузит - 3-10, мусковит - 5-10, плагиоклаз № 22-26 - 35-55,

кварц - 15-25, микроклин - 1-5%. Последний образует иногда крупные порфиробласты. Существенную примесь (5-10%) составляют серпентин и кордиерит, образующие совместно с мусковитом и иногда андалузитом псевдоморфозы по кордиериту, который наблюдается изредка в реликтах. Андалузит ($n_g = 1,643-1,644$; $n_p = 1,633-1,634$) представлен неправильными агрегатами, отдельными зернышками в выделениях вторичных минералов и скелетными порфиробластами. В отдельных случаях форма выделений андалузита с кварцем прямоугольная или шестоватая, вероятно, заимствованная от ранее существовавших минералов - биотита и sillиманита. Иногда по андалузиту развивается фибролит. Встречаются разнообразные полевошпатовые и кварц-полевошпатовые сростания: пертиты, мирмекиты, плагиоклаз-изопертиты. Содержание пертитовых вростков в микроклине небольшое, в малых зернах они не видны. На границе с кварцем калишпат иногда окружен каемкой кислого плагиоклаза. В отдельных случаях в зернах плагиоклаза наблюдается неравномерная зональность.

В sillиманит-кордиерит-биотитовых и андалузит-двуслюдяных гнейсах в качестве постоянной примеси встречается турмалин. Содержание его обычно не превышает долей процента, в отдельных полосах достигает 3-5%. В этой же пачке высокоглиноземистых пород обнаружены единичные маломощные (не более 1 м) линзы турмалиновых гнейсов, в которых содержание турмалина увеличивается до 20-40%. Количество его непостоянно в разных "прослойках" даже в пределах одного шлифа. Турмалиновые гнейсы обогащены кварцем (40-50%) и, соответственно, обеднены плагиоклазом (5-10%) и кордиеритом (3-5%). Среди акцессорных минералов чаще встречается апатит. Остальные минералы те же, что и в турмалинсодержащих sillиманит-кордиерит-биотитовых гнейсах.

Турмалин идиоморфен по отношению к остальным породообразующим минералам и часто характеризуется правильными кристаллографическими очертаниями. Плеохроирует от бесцветного по No до травянисто- или густо-зеленого по Ne. Показатели преломления таковы: обр. С = 97/6 - $n_p = 1,629-1,632$; $n_o = 1,656-1,659$; $n_o - n_e$ измер = 0,025-0,027; обр. С = 97/8 - $n_e = 1,651-1,652$; $n_o - n_e = 0,024-0,026$. Это соответствует турмалину изоморфного ряда дравит-шерл с 40-50% шерловой молекулы, что подтверждается химическим анализом турмалина из обр. С = 97/6, выполненным в лаборатории ИГФМ АН УССР (аналитик С.И. Модленко) (вес.%): $SiO_2 - 36,04$, $TiO_2 - 0,70$, $Al_2O_3 - 33,87$, $Fe_2O_3 - 3,61$, $FeO - 5,02$, $MnO - 0,04$, $MgO - 5,53$, $CaO - 0,50$, $Na_2O - 1,48$, $K_2O - 0,10$, $B_2O_3 - 10,30$, $H_2O_{зигер} - 0,18$; п.п.п. -

3,06. Приводим кристаллохимическую формулу, рассчитанную на 31 (O, OH, F): $(Na_{0,47} K_{0,02} Ca_{0,09} Mg_{1,34} Fe_{0,69}^{2+} Fe_{0,45}^{3+} Mn_{0,01} Ti_{0,09} Al_{0,54}^{IV}) Al_{6,00} B_{2,92} Si_{5,91} O_{27} (OH)_{3,53}$. Железистость 46,2%. Отметим, что наблюдается сопряженное изменение железистости у турмалина и биотита. Крупные зерна турмалина нередко содержат округлые включения кварца. Малкие зернышки, наоборот, включены в кварц, биотит, плагиоклаз и другие породообразующие минералы. Турмалин очень устойчив и не подвержен никаким изменениям.

Происхождение турмалина, по всей видимости, первично-осадочное. Об этом свидетельствуют следующие данные: 1) согласное залегание и постепенные переходы от турмалиновых гнейсов к силлиманит-кордиерит-биотитовым, в которых турмалин повсеместно обнаруживается в качестве незначительной примеси; 2) типичные метаморфические структуры: лепидогранонематобластовая, пойкилобластовая, ситовидная и т.п. (фибролитизация представляет собой наложенный процесс); 3) включения турмалина во всех породообразующих минералах; 4) послойное распределение турмалина. Сообщения о наличии последнего в метаморфических породах опубликованы в работе Д.П.Сердюченко (1956), в справочнике У.А.Дири и др. (1965) и др.

Графит является характерной минералогической примесью гнейсов мурафской серии и некоторых горизонтов сорокской серии. Вероятно, в архее этот минерал не образуется. Породы, содержащие графит в количестве более 1-2%, представляют большую редкость. Вкрапленность графита чаще всего приурочена к гранат-биотитовым или биотит-гранатовым гнейсам. Кроме того, он в некоторых случаях отмечен в качестве примеси (иногда до 0,5-1,0%) в салитовых, салит-скаполитовых, лептитовых, биотитовых, кордиерит-биотитовых, биотит-гранат-гиперстеновых и двупироксеновых гнейсах. Наибольший практический интерес представляют графитсодержащие гранат-биотитовые гнейсы сорокской серии, слагающие в некоторых случаях пласты мощностью до 80-100 м. Они связаны постепенными переходами с безграфитовыми глиноземистыми гнейсами. Содержание графита в них чаще всего 1-3%, повышаясь в отдельных прослоях до 3-5 или даже 5-10%. Количество граната в подобных прослойках обычно уменьшается, и гранат-биотитовые гнейсы постепенно переходят в графит-биотитовые. Мощность последних не превышает 0,5-1,0 м. Гнейсы в некоторых местах мигматизированы и перемежаются с послойными жилами биотит-гранатовых гранитов. Интересно, что даже в прослойках безгранатовых графит-биотитовых гнейсов прожилки гранита всегда содержат гранат.

Графит чаще всего ассоциирует с биотитом и кварцем, причем иногда замещает биотит. Обычным спутником является также пирит. Мелкие чешуйки графита располагаются согласно сланцеватости и равномерно распределяются в породе. Весьма любопытны включения его в порфиробластах граната. Длина чешуек графита составляет в большинстве случаев 0,1–0,5 мм. При мигматизации и гранитизации выделения графита и биотита увеличиваются, но не в такой степени, как зерна полевых шпатов и кварца. В зонах вторичного рассланцевания и бластомилонитизации (а они довольно обычны) графит аналогично биотиту тяготеет к плоскостям скольжения, чешуйки при этом укрупняются до 2–4, иногда 10–15 мм. Если в подобных зонах находятся рядом гранитоидные породы, то в них также наблюдается вкрапленность графита, особенно заметная у контактов с гнейсами. Низкотемпературный диафторез (хлоритизация, серицитизация и т.п.) действует двояко: с одной стороны, графит замещается зеленоватым хлоритоподобным веществом и в конечном итоге почти весь выносится, в то же время сохранившиеся чешуйки увеличиваются; с другой стороны, иногда в зонах поздних разрывных нарушений образуются в некоторых местах маломощные рудные жилы, сложенные кварцем (30–40%), биотитом (5–40%), бесцветным хлоритом (10–20%), графитом (30–40%) и пиритом (5–10%).

Основная масса графита, по всей видимости, характеризуется первично-осадочным происхождением (Лучицкий, 1930; Коржинский, 1936; Дубына, 1937, и др.), о чем свидетельствуют приуроченность графита к парапородам и определенным стратиграфическим толщам, слоистое распределение графита, тонко-мелкозернистая гранулолепидобластовая структура графитсодержащих гнейсов, включения графита в порфиробластах граната, мигматизация, фельдшпатизация и гранитизация уже имеющихся графитсодержащих гнейсов, нахождение скиалитов этих гнейсов в биотит-гранатовых гранитах, отсутствие графита вне связи с парапородами (графит-содержащие гранитовидные породы встречаются только на площади развития графитсодержащих гнейсов или по соседству с ними). В то же время существуют факты, свидетельствующие о том, что графит сравнительно легко мигрирует и перетлагается. Это прежде всего концентрация и укрупнение чешуек графита на трещинах отдельности или кливажа, наличие графита в эндоконтактах гранитов, вынос его при диафторезе, образование рудных кварц-биотит-графитовых жил, постоянная ассоциация с пиритом, замещение биотита графитом и т.п.

Химический состав (вес.%) и некоторые петрохимические
кальцием, с кварцем и калиевым полевым шпатом

Номер анали- за	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
I	74/I	51,47	0,51	20,45	1,87	8,86	0,10	3,94	2,53	3,90
2	32/3	57,26	0,36	18,99	1,42	7,09	0,07	3,66	2,51	3,47
3	I36/3	67,51	0,50	14,55	2,24	3,72	0,04	3,25	2,30	3,08
4	66	69,16	0,38	15,99	0,82	2,47	0,03	1,47	2,63	4,20
5	66/I	69,57	0,45	15,84	0,86	2,06	0,02	1,15	2,63	4,58
6	I45/I	71,31	0,36	13,66	0,86	3,72	0,02	2,09	2,76	3,61
7	I51	73,05	0,45	12,96	1,20	3,32	0,02	1,78	2,19	3,01
8	273/I	71,76	0,13	15,07	0,55	1,57	0,02	1,05	2,80	3,80
9	C-86/4	60,51	0,75	16,31	2,66	6,46	0,13	3,65	1,79	3,05
10	C-86/6	63,55	0,49	14,60	2,69	2,73	-	3,21	3,09	4,17
11	C-86/2 ^x	71,11	0,59	12,78	0,57	4,64	0,05	2,19	1,79	3,12
12	C-86/9	59,39	0,67	3,37	10,0	1,35	0,01	1,02	0,45	1,10
13	I72/I0 ^x	59,41	0,64	18,55	0,93	6,73	0,06	3,42	2,34	3,89
14	I72/2	60,64	0,60	17,48	1,20	5,56	0,02	2,67	1,86	3,79
15	I72 ^x	67,43	0,48	15,24	0,48	5,20	0,04	2,52	1,64	3,37
16	I73/4	67,66	0,42	16,71	0,77	2,11	-	1,07	4,03	4,46
17	I78	72,82	0,84	13,17	0,35	3,44	0,03	1,61	0,62	2,17
18	27396	49,82	0,94	22,90	0,79	9,80	0,07	4,14	2,00	2,77
19	I42/2	51,16	0,51	17,36	0,93	10,41	0,12	8,26	6,52	3,02
20	27406	54,58	2,24	16,27	0,55	12,69	0,12	4,14	7,55	1,04
21	I51,2	57,11	0,51	15,91	1,06	6,91	0,09	7,77	7,01	2,07
22	I46/2	55,88	0,38	15,68	1,76	7,07	0,07	7,52	5,60	3,27
23	69/5	59,77	0,41	15,26	0,66	7,45	0,11	6,47	5,16	3,15
24	I37/2	59,78	0,76	17,33	0,66	7,00	0,05	3,41	4,89	4,53
25	I31/7	59,92	0,90	17,72	1,19	6,10	0,05	2,91	4,55	4,23
26	I39/2	61,68	0,35	15,95	0,43	5,92	0,05	5,57	4,92	3,18
27	I88/7	67,11	0,94	14,52	1,65	5,10	0,07	1,56	4,22	3,28
28	258/I0	71,30	0,13	15,14	0,48	1,72	0,05	1,05	4,17	4,04
29	292/I	56,80	0,40	16,56	1,65	8,58	0,07	4,76	4,90	3,76
30	I31/8	55,86	0,87	20,80	1,17	5,56	0,02	3,11	5,29	5,50
31	I36/I ^x	67,51	0,72	13,29	1,05	4,55	0,02	4,14	3,08	3,50
32	I37/I	67,70	0,73	12,84	1,41	5,92	0,05	3,04	2,04	3,18

Т а б л и ц а 2
характеристики метаморфических пород, бедных

K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма	A	F	N	n	K ₀
4,68	0,04	0,14	1,37	99,87	+5,2	59,2	29	55,7	0,16
4,33	0,03	0,22	0,81	100,22	+4,4	56,5	29	54,5	0,15
1,53	0,10	0,11	0,60	99,75	+4,6	49,0	29	76,5	0,42
1,90	0,22	0,15	0,69	100,11	+2,9	55,5	26	76,7	0,24
2,02	0,20	0,23	0,79	100,40	+2,2	58,5	24	78,0	0,24
1,05	0,02	0,02	0,65	100,23	+1,5	53,2	31	83,5	0,17
1,68	0,09	0,06	0,53	100,34	+2,7	62,5	28	74,4	0,35
2,44	0,66	0,22	0,44	100,14	-	-	-	-	-
1,89	-	0,19	2,89	100,48	+7,4	55,2	24	71,5	0,19
1,59	0,20	0,24	3,99	100,58	+1,0	46,4	28	80,5	0,41
1,23	0,21	0,10	1,78	99,16	+4,0	57,7	21	79,0	0,07
0,35	0,04	0,25	22,36	100,38	+0,3	85,5	17	80,0	0,88
2,20	0,12	0,24	1,30	100,22	+6,8	55,0	23	73,0	0,12
2,41	0,17	0,50	2,97	99,83	+6,8	58,3	21	70,8	0,15
1,95	0,90	0,20	1,60	100,12	+5,9	55,6	21	82,8	0,07
1,42	0,21	0,02	0,79	99,67	+4,2	58,8	33	82,6	0,20
4,23	0,08	0,22	0,95	100,21	+4,7	55,7	17	42,7	0,07
4,51	0,12	0,06	1,78	99,70	+11,0	57,8	26	48,6	0,07
0,73	0,36	0,20	0,68	100,26	+0,4	42,7	53	87,0	0,08
0,80	0,22	0,08	0,75	100,41	+0,6	64,7	-	95,5	0,05
0,30	0,43	0,38	0,86	100,41	+0,5	36,4	65	92,4	0,11
1,11	0,58	0,33	0,57	99,79	+1,6	41,6	43	81,0	0,18
0,42	0,09	0,05	0,74	99,74	+0,1	40,8	47	92,2	0,06
0,76	0,16	0,23	0,62	100,58	+1,9	55,2	35	91,0	0,07
0,69	0,34	0,22	0,50	100,34	+2,4	59,6	37	90,6	0,14
1,20	0,82	0,07	1,95	100,46	+1,0	39,2	46	79,0	0,06
0,65	0,21	н/од	0,62	99,93	+0,8	71,8	41	90,32	0,27
1,40	0,09	0,16	0,47	100,33	+0,1	53,0	34	81,9	0,18
1,40	0,22	0,12	0,55	100,01	+0,2	54,0	40	80,0	0,15
1,30	0,22	0,06	0,73	100,49	+1,3	53,8	33	86,7	0,16
1,01	0,08	0,31	0,75	100,58	+0,6	41,7	32	84,0	0,19
1,14	0,19	0,15	1,93	100,32	+3,5	58,0	38	80,5	0,17

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
33	I36/2	69,36	0,36	13,67	1,28	4,13	-	3,48	2,98	3,78
34	I5I/I	55,10	0,51	16,14	1,11	9,24	0,06	9,24	2,48	3,18
35	C-10/I**	61,52	0,59	18,81	1,11	6,55	0,08	4,34	1,82	1,39
36	C-10	64,07	0,48	18,64	0,84	5,21	0,06	3,13	0,85	1,01
37	C-130/7	66,56	0,46	15,33	1,37	4,45	0,01	2,43	1,40	2,27
38	222/2	75,80	0,23	12,30	0,55	2,02	0,05	3,30	1,42	1,00
39	I9/2	75,23	0,14	11,44	0,45	1,35	-	1,91	1,33	2,72
40	I00/4	68,68	0,45	15,58	0,88	1,66	0,03	1,39	1,94	3,96

I-8 - гранат-биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы (I - р. Мурафа, с. Скалополь; 2 - р. Мурафа, с. Голуловка; 3 - р. Мурашка, с. Шестаковка; 4, 5 - р. Дерло, с. Сказиниш; 6 - р. Лядава, с. Полево; 7 - р. Лядава, с. Котюжаны; 8 - р. Юж. Буг, Чаусовский карьер); 9-II - графитсодержащие биотит-гранатовые гнейсы (все 3 анализа из скв. 86 у с. Голошницы; р. Днестр); 12 - обогащенная графитом биотит-хлорит-кварцевая порода (там же); 13-18 - биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы (13-15 - из скв. 14716 у г. Могилева-Подольского, 16 - из скв. 14767 у с. Прионешты, 17 - из скв. 14677 у г. Мур-Куриловичи, 18 - анализ из коллекции В.М. Шемякина, Гниваньский карьер); 19-29 - гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы (19 - р. Немия, с. Хреновка; 20 - анализ В.М. Шемякина - р. Юж. Буг с. Сабаров; 21 - р. Лядава, с. Котюжаны; 22 - р. Лядава, с. Полево; 23 - р. Мурашка, с. Скалополь; 24 - р. Мурашка, с. Роскошь; 25 - р. Мурашка, с. Писаревка; 27 - Джуриная речка, с. Малая Дребчинка; 28 - р. Юж. Буг, с. Голосково; 29 - р. Юж. Буг, с. Сабаров); 30-33 - биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы (30 - р. Мурашка, с. Писаревка; 31, 33 -

Гиперстеновые гнейсы, детально описанные в литературе (Слензак, 1960; Наливкина, 1964), не всегда имеют основной состав, как это принято думать. Среди тонко-мелкозернистых первичных гиперстеновых гнейсов чаще всего встречаются мезократовые разновидности (SiO₂ 58-66%), реже - основные и кислые. Все группы пород, в том числе кислые гиперстеновые гнейсы, вплоть до гиперстенсодержащих лептитов, достаточно полно подтверждаются микроскопическими наблюдениями и химическими анализами (табл. 2). Эту особенность гиперстенсодержащей чарнокитовой серии пород подметил еще Н.И. Безбородько (1932), выделивший бугитовую серию (ката-, мезо- и эпибугит, сабаровит). Однако он объединил в нее и породы гранитоидного облика (эпибугит, сабаровит и т.п.), а в этом случае те же изменения в составе легко объяснить различными стадиями чарнокитизации (Наливкина, 1964).

K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма	A	F	N	n	K ₀
0,75	0,17	0,14	0,35	100,45	+1,6	46,0	30	89,5	0,20
1,68	2,29	0,04	1,19	100,21	+5,6	37,6	30	74,6	0,10
1,39	0,06	0,33	1,82	99,81	+13,9	49,2	-	60,0	0,13
3,08	0,13	0,29	1,73	99,73	+14,3	54,5	-	32,8	0,11
2,45	-	0,38	1,74	99,51	+6,3	58,0	-	57,5	0,23
1,60	0,03	0,20	1,68	100,18	+7,4	29,9	44	57,4	0,20
4,64	0,03	0,18	0,53	100,65	-0,5	33,5	20	47,5	0,23
4,73	0,07	0,12	0,73	100,22	+0,1	50,0	21	55,9	0,17

р. Мурашка, с. Шестаковка; 32 - р. Мурашка, с. Роскошь); 34 - биотит-кордиерит-гиперстеновый гнейс (р. Лядава, с. Котюжаны); 35, 36 - силлиманит-гранат-кордиеритовые гнейсы (скв. 10 у с. Болтан); 37 - андалузит-двуслыдяной гнейс (скв. 130, с. Пырлица, МССР); 38 - биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовый гнейс (р. Мурафа, с. Саинка); 39, 40 - биотит-полевошпатовые гнейсы (38 - р. Мурафа, с. Мазуровка; 39 - р. Тростянец, с. Петровское).

Анализы 1-7, 9-17, 19, 21-26, 30-36, 39, 40 выполнены в Киевском госуниверситете, аналитик С.А. Мельник; 18 и 20 - в ИГТД АН СССР, аналитики Е.Е. Зевелева и С.Н. Васильева; 28, 29, 38 - в ИГТМ АН УССР, аналитик Д.Д. Стеценко; 27 и 37 - в ОП ИГТМ АН УССР, аналитики Л.Д. Смирнова и А.А. Стрыгина.

* Среднее из двух химических анализов одного и того же образца.

** Среднее из трех химических анализов.

Петрохимические характеристики (A, F) см. в табл. 1.

Первичная природа метаморфических пород обычно устанавливается на основании комплекса признаков: условий залегания, петрографического состава, петрохимических данных, текстурно-структурных признаков и анализа элементов-примесей. И даже при наличии всех этих данных есть большая группа пород кислого, среднего и основного составов (лептиты, пироксеновые гнейсы и кристаллосланцы, амфиболиты и т.п.), для которых первичная природа надежно не диагностируется. В глубоко и неоднократно метаморфизованных и деформированных комплексах пород при решении этой задачи возникает слишком много неизвестных, поэтому она зачастую невыполнима. А поэтому представляется недостаточно обоснованным выделение вулканогенных формаций в докембрии юго-западной части Украинского щита (диа-

баз-спилитовая, офиолитовая и т.п.). Наиболее вероятна гетерогенная природа пироксеновых гнейсов (Венидиктов, 1970б).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Химические анализы метаморфических пород, бедных кальцием, и их основные петрохимические параметры приведены в табл.2. В пределах петрографической группы породы расположены в порядке возрастания содержания SiO_2 . В частности, среди гиперстеновых и биотит-гиперстеновых гнейсов наряду с основными и наиболее распространенными средними разностями встречаются и кислые породы (см. табл.2, ан. 27, 28; табл.1, ан. 6, 7). Величина А, отражающая пересыщенность глиноземом, характеризуется следующими значениями: гранат-биотитовые гнейсы - +(I-8), биотит-гранат-кордиеритовые - +(4-II), гиперстеновые, биотит-гиперстеновые и биотитовые 0-(+2), биотит-гранат-гиперстеновые - +(I-4), силлиманит-гранат-кордиеритовые - +(I4-I5), биотит-гиперстен-кордиеритовый гнейс - +5,6, андалузит-двуслюдной - +6,3. Отрицательная величина А в анализе 39 обусловлена небольшой примесью салита. Железистость пород различна: в группе гранат-биотитовых и биотит-гранат-кордиеритовых гнейсов - 46-59; гиперстеновых - 26-72; биотит-гранат-гиперстеновых - 42-58; высокоглиноземистых (с кордиеритом и силлиманитом) - 38-58; биотитовых - 34-50. Связь между железистостью пород и петрографическим составом не непосредственная, а более сложная. Граната часто нет в самых железистых породах (например, ан. 28, обр. 188/7 - гиперстеновый гнейс), а кордиерита - в магнезиальных (ан.22, обр. 151/2 и ан. 27, обр. 139/2 - гиперстеновые гнейсы). Вариации основности плагиоклаза по петрохимическим данным следующие: в группе биотит-гранатовых и биотит-гранат-кордиеритовых гнейсов - I7-3I; гиперстеновых - 34-65; биотит-гранат-гиперстеновых - 32-38. Натровость самая высокая в гиперстеновых и биотит-гранат-гиперстеновых гнейсах (80-90), ниже и с гораздо большими вариациями - в гранат-биотитовых и биотит-гранат-кордиеритовых (43-83), еще ниже - в высокоглиноземистых гнейсах (30-60). В биотитовых гнейсах широко представлены натриевые и калиевые разновидности. Коэффициент окисления, испытывая довольно большие отклонения, в целом несколько больше в глиноземистых и высокоглиноземистых гнейсах, чем в гиперстеновых и биотит-гиперстеновых. Большое влияние на коэффициент окисления оказывают наложенные процессы (хорошо заметно увеличение K_0 по мере усиления диафореза в графитсодержащих гли-

ноземистых гнейсах - (см. табл. 2, ан. 9-12). Вероятны также погрешности за счет окисления железа при подготовке проб к химическим анализам. Для всей группы пород, бедных кальцием, свойственна довольно высокая титанистость ($Ti:Fe = 0,04-0,11$).

МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ

При анализе минеральных равновесий субфации метаморфизма принимаются по Д.С. Коржинскому (1936) и А.А. Маракушеву (1965, 1968, 1973) с некоторыми добавлениями из схем Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961) и В.А. Глебовицкого (1973).

Химические анализы минералов, их формульные коэффициенты, кристаллохимические характеристики и некоторые физические свойства приведены в таблицах 3-6, корреляция железистости - на рис. II. Для определения железистости темноцветных минералов и основности плагиоклаза производились также массовые замеры показателей преломления иммерсионным статистическим методом Черкасова (1957). Согласно имеющимся анализам биотитов, титанистость не всегда повышает показатель преломления (Щербаков, 1963 и др.).

Полициклическое развитие региона отражено и в полиметаморфизме. В целом кристаллический фундамент Приднестровья и Побужья претерпел ареальный метаморфизм (или, вернее, полиметаморфизм) гранулитовой фации, и лишь в некоторых местах отмечаются локальные проявления регрессивного и прогрессивного (?) метаморфизма амфиболитовой фации. Однако гранулитовой фации соответствует широкий интервал РТ-условий и разнообразная совокупность парагенезисов, отвечающих одному и тому же исходному составу пород. При этом изменение минеральных ассоциаций наблюдается не столько в пространстве, сколько во времени (Венидиктов, 1976б). Обычное явление - совместное нахождение в одном обнажении или образце двух или больше неравновесных парагенезисов, о чем свидетельствуют и форма залегания в обнажении (языки, пятна, реликты и т.п.), и реакционные взаимоотношения минералов, в частности кельфитовые каймы, и наличие в некоторых случаях парагенезисов с нулевым или отрицательным числом степеней свободы. Подобные явления наблюдаются также в других областях развития раннего докембрия - Енисейском крае (Серенко, 1973; Венидиктов и др., 1974), Сангиленском нагорье (Козаков, Митрофанов, 1974) и др.

В качестве опорной реакции, разделяющей гранулитовую и амфиболитовую фации, принята реакция амфиболитизации двупироксеновых

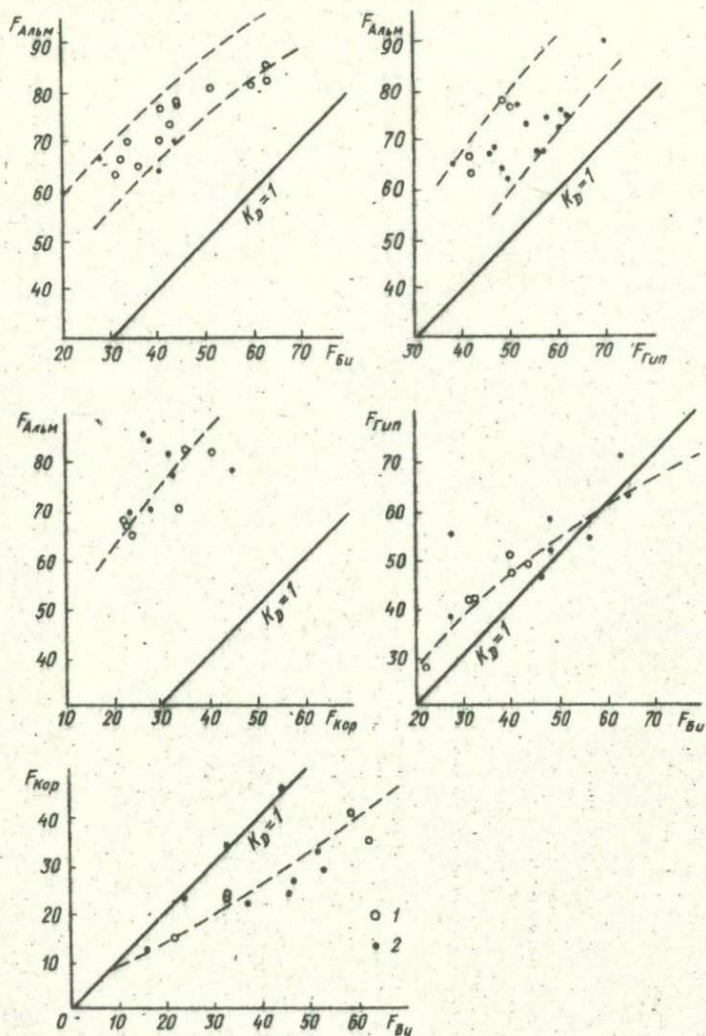


Рис. II. Корреляция железистости минералов в породах, бедных кальцием, с кварцем и калишпатом:
 1 - аналитические; 2 - оптические данные.

гнейсов (Гип+Ди+Пл \rightleftharpoons Рог+Кв, реже Гип+Ди+Пл \rightleftharpoons Рог+Альм+Кв). Двупироксеновые амфиболиты относятся к гранулитовой фации, монопироксеновые — к амфиболитовой. В метапелитах, ассоциирующих с монопироксеновыми амфиболитами, обычно наблюдаются парагенезисы биотита с силлиманитом (г.Каменка) или биотита с мусковитом (с.Раковец). В связи с неравномерностью диафтореза более точно сопоставить метапелитовые и metabазитовые разновидности невозможно. Большинство исследователей (Добрецов и др., 1970; Маракушев, 1973; Глебовицкий, 1973, и др.) биотит-силлиманитовые гнейсы параллелизуют с амфиболитами, а биотит-мусковитовые — с эпидотовыми амфиболитами. Для кварц-полевошпатовых пород характерно появление яснорешетчатого микроклина в амфиболитовой фации, а известково-силикатных — замещение кварц-кальцитовых ассоциаций парагенезисами с гроссуляром.

В породах, бедных кальцием, с избытком кварца и калиевого полевого шпата в раннем докембрии Приднестровья отмечены парагенезисы кордиерит-гиперстеновой и биотит-гранат-кордиеритовой субфаций гранулитовой фации, биотит-силлиманитовой и биотит-мусковитовой субфаций амфиболитовой фации.

Парагенезисы кордиерит-гиперстеновой субфации

Парагенезисы кордиерит-гиперстеновой субфации отвечают максимальной степени метаморфизма и наблюдаются только в виде реликтов в поле распространения биотит-гранат-кордиеритовой субфации. У с.Саинки (р.Мурафа) парагенезисы Би+Гип+Кор+Пл+Кпш+Кв и Би+Гип+Кор+Альм+Пл+Кпш+Кв встречены в гнейсах, перемежающихся с биотит-гранат-кордиеритовыми и гранат-биотитовыми метаморфитами, входящими в состав реликтового блока бугско-днестровской серии. При этом биотит и гранат часто развиваются за счет гиперстена и кордиерита. У с.Котужан (р.Лядава) биотит-гиперстен-кордиеритовые гнейсы замещаются струйками и полосами биотит-гранатовых пород. Ранее предполагавшийся здесь силлиманит-гиперстеновый парагенезис (Венидиктов, 1974, 1976) при дальнейших исследованиях не подтвердился. Силлиманит отмечен только в виде волокнистого фибролита, развивающегося по биотиту и кордиериту. Состав минералов по оптическим данным следующий: Би₄₆₋₄₇Ги₄₆Кор₂₆(+Фибр, Кпш, Кв). В этом же образце I5I/I обнаружены единичные зернышки граната с железистостью 67-68 ($\mu = 1,787-1,788$). И гранат, и биотит, по-видимому, неравновесны с кордиеритом и гиперстеном, так как в соседней полоске биотит-гранатовых гнейсов состав их такой же или даже более магнети-

Химический состав (вес.%) и некоторые физические свойства

Компо- нент	Номер					
	74/1	136/1	140/1	172	172/15	172/18
SiO_2	36,88	39,07	36,16	35,52	34,89	34,76
TiO_2	4,25	4,40	2,55	3,45	3,72	3,70
Al_2O_3	20,81	16,98	16,59	21,83	20,94	21,40
Fe_2O_3	1,62	1,14	2,07	2,22	1,23	1,63
FeO	14,72	11,57	15,60	17,31	18,20	18,15
MnO	0,02	Следы	0,02	0,05	0,03	0,04
MgO	8,66	15,29	14,50	6,47	7,41	6,87
CaO	0,21	0,32	0,07	0,25	0,32	0,46
Na_2O	0,16	0,26	0,40	0,15	0,10	0,15
K_2O	9,76	8,95	9,00	9,70	9,90	9,66
P_2O_5	0,03	-	-	0,07	0,04	0,05
H_2O^-	0,18	0,04	0,16	0,06	0,06	0,12
H_2O^+	2,42	1,76	2,57	2,86	3,01	3,19
F	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,72	99,78	99,69	99,94	99,85	100,42
n_m	1,646-	1,643-	1,648-	1,648	1,651-	1,658-
	1,647	1,645	1,649		1,653	1,660
ρ^*	3,105	3,000	3,100	3,022	3,036	3,077

Формульные коэффициенты в

Si	2,83	2,92	2,75	2,71	2,67	2,65
Al_{IV}	1,17	1,08	1,25	1,29	1,33	1,35
Al_{VI}	0,71	0,42	0,23	0,65	0,56	0,56
Fe^{3+}	0,09	0,06	0,12	0,12	0,07	0,09
Fe^{2+}	0,95	0,72	0,99	1,10	1,17	1,15
Mn	-	-	-	-	-	-

Таблица 3

биотитов из пород, бедных кальцием

образца							
175	231	Б-15	С-6/1	222/2	С-130/7	202/1	300/7
35,16	36,99	36,68	39,10	37,51	34,48	40,15	37,85
3,60	3,05	4,39	2,56	4,27	2,16	3,97	3,36
21,13	19,42	15,68	16,97	16,85	21,68	14,43	18,00
2,02	2,09	2,21	1,82	1,63	0,86	0,10	0,07
18,31	14,59	12,53	8,06	11,49	18,43	16,18	11,62
0,03	0,02	0,01	0,05	0,06	0,14	0,03	0,04
6,66	12,24	14,48	18,79	15,50	8,60	13,08	16,94
0,14	0,47	0,02	0,07	0,32	0,14	1,05	0,73
0,14	0,10	0,27	0,31	0,50	0,60	0,35	0,30
9,10	8,20	9,25	9,42	8,94	8,40	7,80	8,37
0,03	0,05	-	-	-	-	-	-
0,08	0,18	0,32	0,12	0,20	0,20	0,12	0,10
3,41	2,33	3,59	1,95	2,23	3,98	2,62	2,02
0,11	0,60	-	0,60	0,38	0,16	0,50	0,29
99,80	100,33	99,43	99,57	99,72	99,77	100,38	99,57
1,652	1,640-	1,656-	1,608-	1,644-	1,643	1,646-	1,626-
	1,643	1,658	1,609	1,646		1,648	1,628
3,078	2,850	-	2,930	3,050	-	2,974	3,004

пересчете на 12 (O, OH, F)

2,66	2,75	2,74	2,89	2,790	2,569	3,18	2,82
1,34	1,25	1,26	1,11	1,210	1,431	0,82	1,18
0,54	0,45	0,12	0,37	0,274	0,479	0,53	0,40
0,11	0,16	0,13	0,10	0,098	0,053	0,01	0,01
1,16	0,94	0,79	0,50	0,715	0,210	1,07	0,72
-	-	-	-	0,004	0,008	-	-

Компо- нент	Номер					
	74/1	136/1	140/1	172	172/15	172/18
Mg	1,00	1,70	1,64	1,74	0,85	0,78
Ti	0,25	0,24	0,14	0,20	0,21	0,21
Ca	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03
Na	0,02	0,04	0,05	0,02	0,01	0,02
K	0,96	0,88	0,87	0,95	0,96	0,94
OH	1,33	0,76	1,38	1,45	1,53	1,67
F	-	-	-	-	-	-
Производные						
F	51,10	34,40	40,40	62,40	59,20	61,50
f	48,80	29,80	37,60	60,20	57,90	59,70
f ₀	9,08	7,70	10,80	9,47	5,32	7,48
t	0,24	0,33	0,14	0,17	0,18	0,21
a _{IV}	0,23	0,13	0,07	0,23	0,20	0,20
a _{IV}	0,29	0,25	0,31	0,32	0,33	0,34

74/1 - гранат-биотитовый гнейс с графитом (Альм+Би+Пл+Кпш+Кв) (р. Мурафа, с. Вилы Яружские); 136/1 - биотит-гранат-гиперстеновый плагиогнейс (Би+Альм+Гип+Пл+Кпш+Кв), (р. Мурашка, с. Шестаковка); 140/1 - мелкозернистый чарнокит с гранатом (Альм+Гип+Би+Пл+Кпш+Кв) (р. Лозовая, с. Ивашковцы); 172 - кордиерит-биотит-гранатовый гнейс (Кор+Би+Альм+Пл+Кпш+Кв) (скв. 14761 у в. Могилова-Подольского); 172/15 - кордиерит-биотит-гранатовый гнейс, слабомигматизированный (Кор+Би+Альм+Пл+Кпш+Кв) (там же); 172/18 - гранат-биотитовый гранит (Альм+Би+Пл+Кпш+Кв) (там же); 175 - порфировидный гранат-биотитовый гранит, постскладчатый (Альм+Би+Пл+Кпш+Кв) (там же); 231 - биотит-гранат-кордиеритовый гранит (Альм+Би+Кор_{рел}+Пл+Кпш+Кв+Анд_{вт}+Мус_{вт}+Фибр_{вт}) (скв. 18676 у с. Подлесного Ялтушкова, р. Лядава); Б-15 - кордиерит-биотит-гранатовый гнейс (Сидоренко, 1961); С-6/1 - метасоматическая биотит-кордиерит-гиперстеновая порода (Кор+Гип+Би+Пл+Кпш+Кв) (скв. 6, с. Кузьмина); 222/2 - биотит-гранат-гиперстено-кордиеритовый гнейс (Гип+Кор+Альм+Би+Пл+Кпш+Кв) (р. Мурафа, с. Саинка); С-130/7 - андалузит-двуслюдяной гнейс (Би+Мус+Анд+Кор_{рел}+Пл+Кпш+Кв) (скв. 130 у с. Цырлины); 202/1 - биотит-

образца							
175	231	Б-15	С-6/1	222/2	С-130/7	202/1	300/7
0,75	1,36	1,62	2,06	1,717	0,955	1,54	1,89
0,20	0,20	0,25	0,14	0,241	0,121	0,24	0,19
0,01	0,04	-	0,01	0,026	0,013	0,09	0,06
0,02	0,02	0,04	0,05	0,071	0,089	0,05	0,04
0,88	0,78	0,89	0,90	0,840	0,798	0,79	0,79
1,76	1,30	1,79	0,90	1,189	1,991	1,40	1,05
0,02	0,34	-	0,14	0,044	0,035	0,28	0,17
коэффициенты							
63,40	44,60	36,00	22,2	32,30	57,14	41,2	28,0
60,60	40,70	33,00	19,4	29,00	55,90	41,0	27,7
9,00	14,70	14,10	16,7	12,08	4,25	0,93	0,33
0,17	0,19	0,29	0,26	0,32	0,09	0,22	0,26
0,20	0,14	0,04	0,117	0,09	0,17	0,16	0,12
0,34	0,31	0,31	0,28	0,30	0,36	0,25	0,32

гранат-гиперстеновый гнейс (Гип+Би+Альм+Пл+Кв+Кпш), р. Мурафа, с. Вилы Яружские; 300/7 - чарнокит (Би+Гип+Кв+Пл+Кум_{вт}), р. Гнило-пять, Жежелевский карьер.

Анализы выполнены в ИГУМ АН УССР, аналитики Б. В. Мирская, Н. В. Рябец, Р. Л. Левина и О. П. Красюк.

ρ - плотность, г/см³.

$$F = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg} \cdot 100; \quad f = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg} \cdot 100; \quad f_0 = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}} \cdot 100;$$

$$t = \frac{TiO_2}{FeO + Fe_2O_3}; \quad a_{IV} = \frac{Al_{IV}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg + Ti + Al_{IV}}; \quad a_{IV} = \frac{Al_{IV} + Ti_{IV}}{Al_{IV} + Ti_{IV} + Si}$$

Химический состав (вес.%) и некоторые физические свойства

Компо- нент	Номер					
	74/1	140/1	172	136/1	172/15	190
<i>SiO₂</i>	38,27	38,43	37,69	38,92	38,21	39,20
<i>TiO₂</i>	0,05	0,10	0,10	0,05	0,05	0,21
<i>Al₂O₃</i>	20,73	20,52	20,73	21,49	21,02	20,62
<i>Fe₂O₃</i>	0,02	0,21	0,44	0,82	0,04	1,64
<i>FeO</i>	33,40	32,00	34,11	26,94	33,95	29,05
<i>MnO</i>	0,48	0,76	0,62	0,41	0,70	0,74
<i>MgO</i>	4,76	5,82	4,52	9,21	4,61	6,46
<i>CaO</i>	1,50	1,80	0,88	1,12	0,84	1,85
<i>Na₂O</i>	0,22	0,16	0,13	0,45	0,16	0,20
<i>K₂O</i>	0,20	0,15	0,12	0,17	0,10	0,20
<i>P₂O₅</i>	-	-	-	-	-	0,09
<i>H₂O</i>	0,08	0,04	0,10	0,06	0,04	-
П.п.п.	0,38	0,36	0,87	0,57	0,15	0,20
Сумма	100,09	100,81	100,31	100,21	99,87	100,46
<i>ρ</i>	4,185	4,158	4,224	3,989	4,239	4,112
<i>n</i>	1,805- 1,810	1,795- 1,800	1,800- 1,804	1,784- 1,795	1,803- 1,807	1,795- 1,796
Формульные коэффициенты						
<i>Si</i>	3,00	2,99	2,99	3,00	2,99	3,12
<i>Ti</i>	-	0,01	0,01	-	0,01	0,02
<i>Al</i>	1,98	1,94	1,98	1,97	2,01	1,94
<i>Fe³⁺</i>	-	0,01	0,03	0,03	-	0,10
<i>Fe²⁺</i>	2,26	2,14	2,30	1,75	2,30	1,94
<i>Mn</i>	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05
<i>Mg</i>	0,58	0,69	0,54	1,06	0,55	0,77
<i>Ca</i>	0,13	0,16	0,08	0,11	0,03	0,16
<i>Na</i>	0,02	0,03	0,02	0,07	0,03	0,03
<i>K</i>	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Производные коэффициенты						
<i>F</i>	80,0	76,0	81,5	62,8	80,7	73,1
<i>f</i>	79,8	75,5	81,0	62,4	80,5	71,6
<i>f₀</i>	0,02	0,45	1,25	2,66	0,08	4,88
Альм	75,4	74,6	77,5	59,5	77,2	66,7

Таблица 4

гранатов из метаморфических пород, бедных кальцием

образца	образца								
	199	G-10/1	202/1	B-15	222/2	231	172/18	175	289/3
	39,48	38,81	38,65	40,16	38,97	38,83	37,71	37,71	38,28
	0,11	0,10	0,11	0,02	0,14	0,12	0,08	0,10	0,06
	20,95	21,17	21,59	21,14	21,83	21,58	20,92	20,73	22,08
	0,02	0,03	0,10	1,81	1,43	-	0,05	0,05	0,47
	29,81	30,16	31,62	27,39	25,32	32,51	34,82	34,62	30,85
	0,45	0,84	0,65	0,45	1,96	0,50	0,92	0,59	0,91
	7,54	7,87	6,27	8,70	0,28	5,46	3,64	4,58	5,67
	1,40	1,26	0,83	0,53	0,70	0,78	0,98	0,98	1,55
	0,25	0,28	0,15	0,02	0,18	0,16	0,18	0,13	0,20
	0,24	0,13	0,16	0,04	0,18	0,20	0,18	0,09	0,16
	0,11	-	-	0,13	0,09	-	-	-	0,07
	-	-	0,08	-	0,08	0,08	0,03	0,06	0,11
	0,65	0,54	0,18	-	0,73	0,22	0,30	0,59	-
	100,50	100,29	100,39	100,49	99,89	100,44	99,81	100,23	100,38
	4,062	4,089	4,100	-	4,190	4,170	4,261	4,259	4,075
	1,787-	1,788-	1,794-	1,791	1,786-	1,803-	1,809-	1,802-	1,802-
	1,794	1,804	1,795	-	1,794	1,809	1,817	1,806	1,809
	в пересчете на 6 0								
	2,99	2,99	3,06	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99	3,00
	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01	-
	1,98	1,99	2,02	1,90	2,02	2,03	2,01	1,98	2,04
	-	-	0,01	0,10	0,08	-	-	-	0,03
	1,96	2,00	2,09	1,80	1,66	2,17	2,38	2,34	2,02
	0,03	0,02	0,04	0,03	0,12	0,03	0,06	0,04	0,06
	0,90	0,87	0,74	1,00	0,97	0,65	0,44	0,55	0,66
	0,12	0,11	0,07	0,02	0,06	0,07	0,09	0,09	0,13
	0,04	0,04	0,02	-	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
	0,02	0,01	0,02	-	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
	и компонентный состав								
	68,7	68,8	74,5	65,0	66,0	77,1	84,8	81,3	76,2
	68,5	68,6	74,0	64,0	63,1	76,8	84,5	81,0	75,4
	0,05	0,10	0,48	5,27	4,86	0,0	0,13	0,05	1,38
	65,2	66,6	71,3	62,5	59,0	74,2	80,0	77,5	69,7

Компонент	Номер					
	74/1	140/1	172	136/1	172/15	190
Пир	19,1	17,8	18,3	36,3	18,6	26,4
Спес	1,1	1,9	1,5	1,0	1,8	1,7
Грос	4,4	4,9	1,1	0,9	2,5	0,3
Андр	-	0,5	1,5	2,4	-	5,0

190 - гранатовый чарнокит (Гип+Альм+Пл+Кпш+Кв+Ильм+Мт), р. Мурашка, с. Писаревка; 199 - метасоматическая гранат-кордиеритовая порода (Альм+Кор+Би+Кпш+Пл+Шп_{рт}+Фл_{рт}+Гип_{рел}) (р. Мурафа, с. Скалополь); С-10/1 - силлиманит-гранат-кордиеритовый гнейс (Альм+Кор+Сил+Би+Пл+Кпш+Кв) (скв. 10, с. Болган); 289/3 - гранат-гиперсте-

альный ($N_{\text{Альм}} = 1,784 - 1,787$; $F = 64 - 67$; $N_{\text{Би}} = 1,644 - 1,645$; $F = 43-45$)*.

В кордиерит-гранат-биотитовом гнейсе у с. Шестаковки (р. Мурашка) (обр. 136/3) обнаружены единичные остаточные зернышки реликтового гиперстена ($n_g = 1,688 - 1,690$; $F = 38-39$). Кордиерит также отмечен в реликтах и замещается желто-зеленым магниезильным биотитом ($n_m = 1,620 - 1,625$; $F = 23-27$), однако это замещение связано уже с наложенным метаморфизмом в биотит-силлиманитовой фации, где кордиерит в присутствии граната становится неустойчивым. По гиперстену развивается более железистый красновато-коричневый биотит с $n_m = 1,638 - 1,640$. По химическому составу порода соответствует в условиях кордиерит-гиперстеновой субфации парагенезису Кор+Гип+Альм. Таким образом, в одном образце обнаруживаются три неравновесные парагенетические ассоциации (рис. 12), причем в гранате (обр. 136/1) наблюдаются, кроме того, мелкие выделения мусковита - проявление диафтореза амфиболитовой фации. Свообразие парагенезиса Гип+Кор+Би+Пл+Кпш+Кв, вскрытого скважиной у с. Кузьмина (обр. С-6/1), состоит в том, что он, судя по залеганию, представляет собой более позднее образование по отношению к вмещающим лептитовым гнейсам. Это среднезернистая метасоматическая порода неравномерного состава и структуры.

* Колебания показателя преломления вызваны главным образом вариациями в составе минералов, а не погрешностью метода измерения.

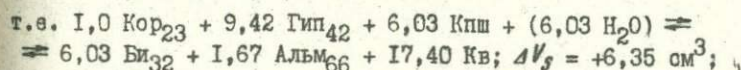
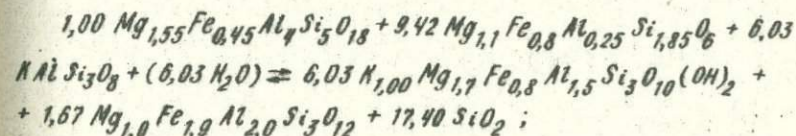
образца

199	С-10/1	202/1	В-15	222/2	231	172/18	175	289/3
29,9	29,0	25,2	35,4	34,4	22,4	14,8	18,3	22,8
1,0	0,7	1,4	1,0	4,5	1,2	2,1	1,3	2,1
4,0	3,7	1,8	1,1	-	2,3	2,6	2,6	4,1
-	-	0,5	-	2,2	-	0,3	0,3	1,5

новый чарнокит-мигматит или винницит (Гип+Альм+Би+Пл+Кпш+Кв), р. Юж. Буг, с. Тывров, остальные образцы см. в табл. 3.

Вариации колебания показателя преломления отражают неравновесность ассоциаций. Анализ выполнены в ИГФМ АН УССР, аналитики Р. Л. Левина и В. В. Мирская.

На основании химических анализов гиперстена, кордиерита, биотита и граната из обр. 222/2 (см. табл. 3-6) по методике, разработанной Д. С. Коржинским (1957) и А. А. Маракушевым (1965, 1968), рассчитана моновариантная реакция Гип+Кор+Кпш \rightleftharpoons Альм+Би+Кв:



$$\left(\frac{dP_p}{d\mu_{\text{H}_2\text{O}}} \right)_T = \frac{18 \cdot 6,03}{6,35} = +17,92 \text{ г/см}^3.$$

В связи с недостаточным количеством экспериментальных и термодинамических данных по многим минеральным равновесиям расчеты реакций с вполне подвижными компонентами по данной методике и построение диаграммы типа $P_p - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$, несмотря на дискуссионность некоторых положений (Николаев, 1956; Сторонкин, 1960; Остапенко, 1966; Хластов, 1975) и приближенный характер уравнений, вполне целесообразны. Они позволяют наметить общие закономерности процессов минералообразования, смену парагенезисов в зависимости от термодинамических условий, дают возможность использовать для парагенетического анализа конкретные составы минералов, имеющиеся

Химический состав (вес.%) и некоторые физические свойства ромбических пироксенов из метаморфических пород, бедных кальцием

Компо- нент	Номер образца								
	I36/I	202/I	I40/I	300/7	K-I75/I	I90	C-6/I	222/2	289/3
SiO_2	50,49	49,07	46,88	51,31	48,27	48,00	50,89	48,77	48,14
TiO_2	0,13	0,18	0,32	0,08	0,10	0,26	0,03	0,18	0,17
Al_2O_3	6,15	3,35	5,55	2,54	1,28	2,06	4,69	5,32	4,89
Fe_2O_3	1,03	0,10	1,70	-	3,39	1,17	-	2,72	0,46
FeO	21,54	28,92	27,30	23,39	80,65	31,68	17,26	21,29	27,98
MnO	0,17	0,17	0,32	0,54	0,29	0,28	0,41	0,56	0,35
MgO	17,35	16,68	15,70	21,27	14,41	15,28	24,91	19,13	17,06
CaO	1,40	0,56	0,14	0,42	0,70	0,22	0,10	0,14	0,28
Na_2O	0,30	0,15	0,14	0,14	0,08	0,10	0,20	0,14	0,12
K_2O	-	0,10	0,08	0,14	0,01	0,08	0,08	0,14	0,08
P_2O_5	0,04	-	-	-	-	0,10	-	0,05	не опр.
H_2O^-	0,18	0,20	0,04	0,16	0,10	0,08	0,12	0,14	0,20
П.п.п.	1,39	0,45	2,23	0,46	1,20	0,79	1,73	1,27	0,23
Сумма	100,17	99,93	100,40	100,45	100,48	100,10	100,42	99,85	99,96
n_g	1,717	1,735- 1,737	1,724	1,712	-	1,740	1,708	1,720	1,730- 1,732
n_p	1,703	1,720- 1,722	1,712	1,694	-	1,724	1,693	1,706	1,710- 1,713
ρ	3,464	3,452	3,511	3,488	3,583	3,543	3,443	3,514	3,725

Формульные коэффициенты в пересчете на 6 O

Si	1,91	1,91	1,84	1,93	1,92	1,90	1,88	1,86	1,86
Al_{IV}	0,09	0,09	0,16	0,07	0,06	0,10	0,12	0,14	0,14
Al_{VI}	0,18	0,06	0,10	0,04	-	-	0,09	0,10	0,08
Fe^{3+}	0,03	-	0,05	-	0,08	0,04	-	0,08	0,01
Fe^{2+}	0,68	0,94	0,90	0,74	1,02	1,05	0,58	0,68	0,90
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	0,98	0,97	0,92	1,19	0,85	0,90	1,37	1,08	0,98
Ca	0,06	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	-	0,01	0,01
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01
K	-	-	-	0,01	-	-	-	0,01	-
Ti	-	0,01	0,01	-	-	0,01	-	0,04	0,01

Производные коэффициенты

F	42,00	49,5	50,5	38,7	56,6	54,8	27,8	41,9	48,6
f	41,00	49,3	49,5	38,2	54,6	53,8	27,8	38,6	47,9
f_0	4,22	0,31	5,25	-	8,92	3,37	0,0	10,5	1,46
a_{IV}	0,04	0,05	0,09	0,04	0,03	0,05	0,06	0,04	0,07
a_{VI}	0,09	0,03	0,05	0,02	-	-	0,04	0,03	0,05

K-I75/I - гиперстеновый гнейс (Кононова, 1967); остальные образцы см. в табл.3 и 4. Анализ выполнен в ИГФМ АН УССР, аналитики Л.В.Капнельсон, Б.В.Мирская и Р.Л.Левина. Производные коэффициенты те же, что и в табл.3.

Таблица 6

Химический состав (вес.%) и некоторые физические свойства кордиеритов

Компо- нент	Номер образца						
	I72	I72/I5	I99	C-10/I	Б-15	С-6/I	222/2
<i>SiO₂</i>	45,65	52,61	47,26	47,90	48,91	51,36	48,05
<i>TiO₂</i>	0,05	-	0,07	-	-	сл.	0,02
<i>Al₂O₃</i>	32,02	27,57	32,54	31,17	33,07	30,72	32,63
<i>Fe₂O₃</i>	0,18	0,81	0,18	0,80	0,52	-	0,10
<i>FeO</i>	6,68	4,67	4,89	6,46	5,23	3,23	5,07
<i>MnO</i>	0,07	0,04	0,04	0,06	-	0,08	0,14
<i>MgO</i>	7,13	4,47	9,77	7,89	10,02	10,48	10,09
<i>CaO</i>	0,35	2,00	0,35	0,74	0,04	0,28	0,49
<i>Na₂O</i>	0,23	2,14	0,23	0,17	0,17	0,35	0,40
<i>K₂O</i>	0,72	2,00	0,52	1,00	0,13	0,22	0,20
<i>P₂O₅</i>	-	0,07	-	0,08	-	-	-
<i>H₂O</i>	0,30	0,16	0,12	0,46	-	0,28	0,14
П.п.п.	6,74	3,81	4,03	3,70	2,16	3,04	3,00
Сумма	100,12	100,35	100,05	100,42	100,25	100,04	100,33
<i>n_g</i>	1,553- 1,554	1,551	1,547- 1,549	1,550- 1,551	1,549	1,544	1,547
<i>n_p</i>	1,544- 1,545	1,542	1,538- 1,540	1,541- 1,542	1,537	1,535	1,538
<i>2γ</i>	82-85	76-78	80-82	80-82	81-82	78-80	Не опр.
<i>ρ</i>	2,599	2,616	2,543	2,600	2,550	2,560	" "
Формульные коэффициенты в пересчете на 18 O							
<i>Si</i>	4,97	5,06	4,92	5,06	5,00	5,25	4,96
<i>Ti</i>	-	-	0,01	-	-	0,00	0,01
<i>Al^{IV}</i>	1,03	0,94	1,08	0,94	1,00	0,75	1,03
<i>Al^{VI}</i>	3,08	2,96	2,98	2,92	2,98	2,95	2,94
<i>Fe³⁺</i>	0,01	0,10	0,01	0,06	0,04	0,04	0,01
<i>Fe²⁺</i>	0,61	0,64	0,42	0,57	0,44	0,44	0,43
<i>Mn</i>	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01
<i>Mg</i>	1,15	1,07	1,53	1,23	1,52	1,59	1,55
<i>Ca</i>	0,04	0,07	0,04	0,08	0,01	0,03	0,05
<i>Na</i>	0,05	0,11	0,04	0,03	0,04	0,07	0,07
<i>K</i>	0,09	0,12	0,06	0,13	0,01	0,03	0,02
<i>H</i>	-	2,16	1,59	1,46	0,73	1,13	1,08

Компо- нент	Номер образца						
	I72	I72/I5	I99	C-10/I	Б-15	C-6/I	222/2
Производные коэффициенты							
f	34,9	40,6	22,4	33,8	24,0	14,8	22,50
f	34,5	37,4	21,8	31,7	22,5	14,8	21,71
$a_{\bar{y}}$	0,207	0,186	0,220	0,186	0,200	0,140	0,170

Примечания: 1. Привязку образцов см. в табл. 3 и 4. Анализ выполнен в ИГМ АН УССР, аналитики Н.В.Рябец, Б.В.Мирская и Р.Л.Левина. 2. В обр. I72/I5 содержится 25-30% плагиоклаза. Формульные и производные коэффициенты вычислены после вычитания примеси. Обр. C-6/I немного загрязнен кварцем (около 3%).

в распоряжении у исследователя. Подобно диаграммам типа состав - показатель преломления, сопряженной железистости минералов, состав - парагенезис и т.п., диаграммы $P_3 - \mu_{H_2O}$, хотя и принципиально мало отличаются от уже опубликованных (Маракушев, 1965; Кориковский, 1967, и др.), наглядно отражают реальные соотношения составов минералов в моно- и дивариантных парагенезисах. Они не только в первом приближении качественно соответствуют РТ-диаграммам, но и могут иметь самостоятельное значение на более высоком уровне исследования при построении тройных диаграмм $T - P_3 - \mu_{H_2O}$. О самостоятельности параметра μ_{H_2O} , в частности, свидетельствует наличие систем с разным режимом H_2O при одних и тех же РТ-условиях (переменяющиеся двуспироксеновые гнейсы, дву- и моноспироксеновые амфиболиты и т.п.).

Как следует из объемного эффекта приведенной реакции, равновесие определяется в основном химическим потенциалом воды, при повышении которого устойчива правая часть реакции. Согласно А.А.Маракушеву (1968),

$$\left(\frac{dP_3}{d\mu_{H_2O}} \right)_{P_{H_2O}} \approx -K \left(\frac{dT}{dT} \right)_{P_{H_2O}},$$

где $K = 0,015$; $P_{H_2O} = 10^8$ н/м². Следовательно, в данной реакции

$$\left(\frac{dP_3}{dT} \right)_{P_{H_2O}} \approx - \frac{17,92}{0,015} = - 1194 \cdot 10^5 \text{ н/м}^2 \text{ } ^\circ\text{К}.$$

Положение эквипотенциальных линий в дивариантных парагенезисах на диаграмме $P_3 - \mu_{H_2O}$ устанавливается расчетом реакции

смещенного равновесия типа $\text{Кор}_f + \text{Гип} + \text{Кпш} + \text{H}_2\text{O} = \text{Кор}_{>f} + \text{Би} + \text{Кв}$. Например, в обр. С-6/1, из которого химически проанализированы биотит, кордиерит и гиперстен, реакция выглядит следующим образом:

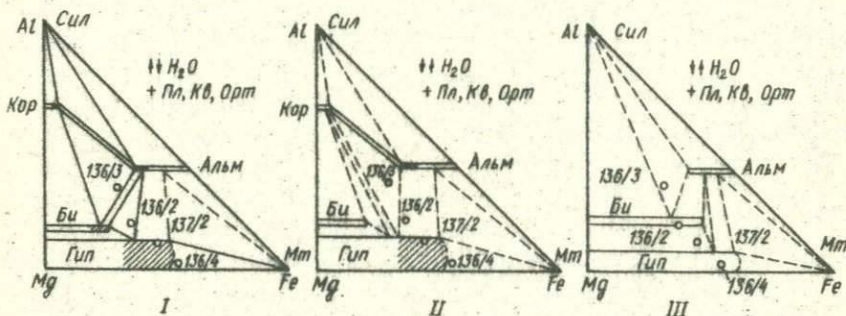
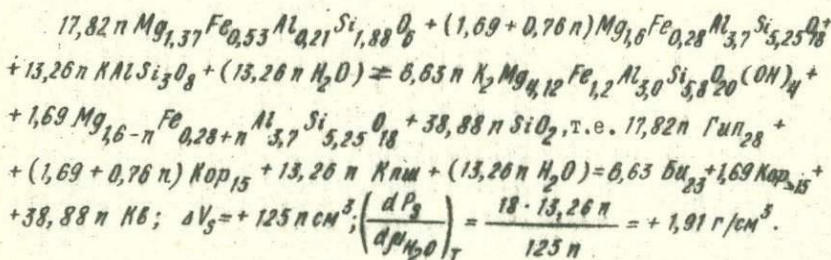


Рис.12. Неравновесные минеральные ассоциации, наблюдающиеся в подольской серии (р.Мурашка, с.Шестаковка):

I - парагенезис главной фазы; II - реликтовые; III - наложенные. Затрихованы или зачернены реальные (наблюдавшиеся) составы минералов. Кружками обозначены химические составы пород.

Как видно из этой реакции, повышению железистости минералов благоприятствуют понижение температуры и давления и повышение химического потенциала воды. Таким образом рассчитаны и остальные реакции (см.рис.20). Моновариантные равновесия гиперстен-силлиманитовых парагенезисов нанесены по данным А.А.Маракушева (1965).

Как показали Д.С.Коржинский (1958, 1963) и А.А.Маракушев (1964, 1965), большое значение в понимании процессов минералообразования имеют экстремальные равновесия и экстремальные реакции. Согласно А.А.Маракушеву и С.П.Кориковскому, они могут служить гра-

ницами фаций и субфаций. Так, экстремальное равновесие Кор + Гип + Би + Орт + Кв, по А.А.Маракушеву (1965, 1968), соответствует минимальной температуре (максимуму P_{H_2O}) устойчивости кордиерита с гиперстеном; по С.П.Кориковскому (1967) – максимальной температуре стабильности биотита с кварцем, являясь границей биотит-гранат-кордиеритовой и "безбиотитовой" субфаций. Положение этого экстремума, в частности распространение биотита на диаграммах $P_3 - \mu_{H_2O}$, отличается по их данным, что, очевидно, связано с использованием различных корреляционных графиков. Однако реальные парагенезисы, в которых было бы обнаружено соотношение $F_{Би} > F_{Гип} > F_{Кор}$ (по Маракушеву – послеекстремальное, по Кориковскому – доэкстремальное), в литературе не упоминаются. Обратные соотношения ($F_{Би} > F_{Гип}$), по данным А.А.Маракушева (1965), наблюдаются уже в других парагенезисах (Би + Ол + Гип + Мт, Би + Гип + Мт и др.). Во всех же опубликованных анализах в парагенезисе Би + Кор + Гип железистость биотита ниже, чем железистость сосуществующего гиперстена (рис.13, точка 1) и даже не достигает экстремального состояния. Можно допустить, что при повышении температуры минералы становятся более магнезиальными, а при достижении экстремального состояния парагенезис Би + Гип + Кор в случае дальнейшего увеличения температуры при полном прохождении реакции сменяется биминеральной ассоциацией Кор + Гип (рис.13, точка 2). Как известно, исчезновение биотита в самых высокотемпературных парагенезисах неоднократно отмечали многие исследователи (Eskola, 1952; Коржинский, 1936, 1957, и др.), а некоторые ученые использовали даже этот признак для разделения фаций и субфаций (Тернер, Ферхуген, 1961). Послеекстремальный парагенезис Би + Гип + Кор (рис.13, точка 3), по-видимому, метастабилен, так как в качестве железистой фазы в области составов, превышающих предельную железистость тривариантного парагенезиса Кор + Гип, появляется не биотит, а гранат, устойчивый при максимально высоких температурах и давлении. Таким образом, экстремум в системе Би + Гип + Кор при постоянном давлении должен соответствовать максимальной температуре (минимуму μ_{H_2O}), при которой еще устойчив данный парагенезис. При изменении давления изменяется и положение экстремальной реакции. Теоретически можно допустить существование экстремума по давлению при фиксированной температуре и возможность экстремальных реакций при определенных условиях для каждого состава.

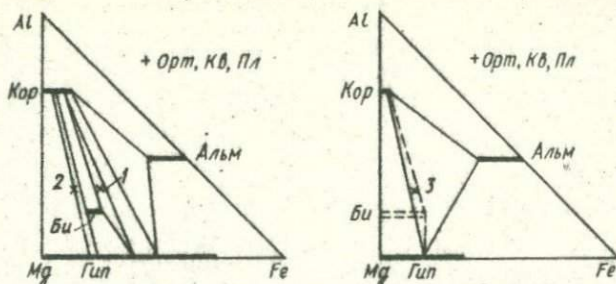


Рис.13. Теоретически экстремальные соотношения в парагенезисе Кор + Гип + Би + Кпш + Кв (+Пл). РТ-условия не фиксированы. Объяснения в тексте.

Границей устойчивости биотита в парагенезисе Би+Кор+Гип, вероятно, является наиболее магниальный экстремум из всех возможных. С.П.Кориковский предлагает за границу безбиотитовой фации принять экстремальную реакцию $Би_{25} + Кв = Кор_{15} + Гип_{26} + Орт + Н_2О$. Составы, близкие к этому равновесию, обнаружены на территории Приднестровья (обр. С-6/1 - $Гип_{28} + Кор_{15} + Би_{23} + Пл_{12} + Орт + Кв$), причем для всех темнопетных минералов имеются химические анализы (см. табл.3,5,6). Отсутствие экстремальных соотношений в данном образце свидетельствует либо о наличии более магниального экстремума, либо о нереальности подобных соотношений.

Парагенезисы биотит-гранат-кордиеритовой субфации

Парагенезисы биотит-гранат-кордиеритовой субфации соответствуют главной фазе метаморфизма и наиболее широко развиты в районе. К ним относятся разнообразные глиноземистые биотит-гиперстеновые, гиперстеновые, биотитовые, лептитовые и гранулитовые гнейсы, кристаллические сланцы, гранулиты. Кварц и калиевый полевой шпат отмечены почти во всех перечисленных породах. В некоторых разностях гиперстеновых, биотит-гиперстеновых и биотитовых гнейсов калишпат содержится только в качестве антипертитовых вростков, однако в типоморфных полиминеральных парагенезисах и кварц, и калишпат представлены самостоятельными выделениями. На диаграммах $P_3 - H_2O$ и $P_3 - T$ поле биотит-гранат-кордиеритовой субфации ограничивается линиями моновариантных реакций $Гип+Кор+Кпш = Би+Альм+Кв$ и $Альм+Кор+Орт = Би+Сил+Кв$. Основной типоморфный парагенезис Би+Альм+Кор+Кпш+Кв в других субфациях не встречается.

На диаграмме корреляции $F_{мин} - F_{пор}$ (рис.14) видно, что железистость минералов в трехминеральных парагенезисах (не считая

кварца и калишпата) не зависит от железистости пород, а является функцией РТ-условий. Состав минералов в них фиксированный. Примечательно, что и биотиты, и гиперстены, и гранаты, и кордиериты отчетливо концентрируются в двух различных полях. Судя по корреляционному графику Би - Альм (биотит-гранатовому термометру) (см. рис. II) эти парагенезисы характеризуются сходными температурными условиями. Следовательно, различия в составе минералов, по-видимому, вызваны в основном давлением и поля соответствуют различным субфациям глубинности. По железистости граната в ассоциации с кордиеритом поле I соответствует Намдечонской субфации глубинности - по А.А.Маракушеву (1965, 1968, 1970), а поле II - Алданской. Характерно отсутствие промежуточной Ханкайской субфации глубинности. В поле I попадают парагенезисы мурафской и сорокской серий, в поле II - бугско-днестровской и подольской. Эта же закономерность отражена в табл.7. По железистости минералов и, соответст-

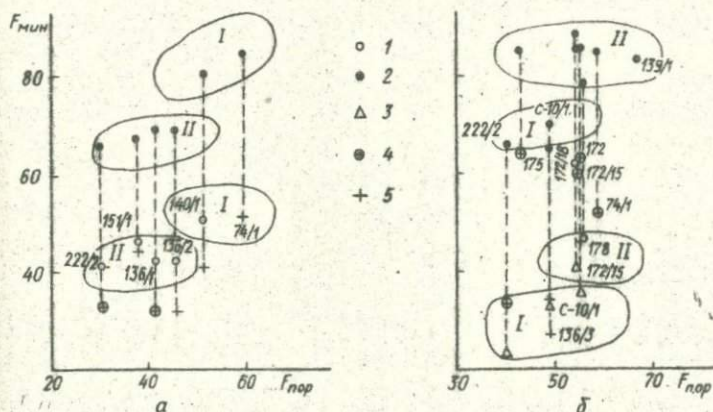


Рис.14. Диаграммы корреляции железистости пород и минералов: а - в парагенезисе Гип+Альм+Би+Кпш+Кв (+Пл); б - в парагенезисе Альм+Кор+Би+Кпш+Кв (+Пл). Выделены поля I и II, соответствующие разным РТ-условиям:

I - ромбические пироксены; 2 - гранаты; 3 - кордиериты; 4 - биотиты по аналитическим данным; 5 - биотиты по оптическим свойствам.

венно, РТ-условиям парагенезиса Альм+Кор+Би и Альм+Гип+Би образуют две большие группы. В останцах бугско-днестровской и подольской серий, отвечающих проявлению I и II тектоно-метаморфических циклов

Железистость минералов в ди- и моновариантных парагенезисах калиевым полевым шпатом), и соответствующие им РТ-условия

Участок	Стратиграфическая серия	Номер образца
Сайнка (р. Мурафа)	Останцы мало измененной бугско-днестровской серии	222/1-5, 38/22, 57/23 и др.
Скалополь (р. Мурафа)	То же	68, 69, 199 и др.
Кузьмин (р. Окница)	" "	С-6/1
Котжань (р. Лядава)	Останцы мало измененной подольской серии	Б-15, 151/1, 152/1 и др.
Шестаковка (р. Мурашка)	То же	136/1-3 и др.
Болганы (Песчанский р-н)	?	С-10, С-10/1
Ивашовцы (р. Лозовая)	Диафторированная подольская серия	140/1, 196/2, 197, 197/2
Писаревка (р. Мурашка)	То же	129/2, 190, 131/7-9
Берлинцы Полевые (р. Лядава)	" "	145/2-3, 146/2, 157/1-2
Мур-Куриловцы (р. Жван)	" "	178, 170/7, П-14675/1
Вилы Яружские (р. Мурафа)	Мурафская серия	74/1, 202/1
Воеводчинцы (р. Дерло)	" "	170/1
Могилев-Подольский	Ссрокская серия	172, 172/15, 172/1 и др.

Т а б л и ц а 7

пород, бедных кальцием (с плагиоклазом, кварцем и

Парагенезис	T, °K	P, кбар
* Альм _{66,0} + Гип _{41,6} + Кор _{22,8} + Би _{32,7} Альм ₆₄ + Гип ₄₂ + Би ₄₀	1020-1070	8-10
* Альм ₆₉ + Кор ₂₃ + Би ₃₆₋₃₈ + Шп ₇₅ + Фп _{вт} (без Кв)	1020-1030	7-8
Альм ₆₈₋₇₀ + Гип ₄₇₋₅₀ + Би ₄₀₋₄₅ * Гип _{27,8} + Кор _{14,8} + Би _{22,2}	1050-1090	6-8
* Альм ₆₅ + Кор ₂₄ + Би ₃₀₋₃₅ ; Гип ₄₆ + + Кор ₂₆ + Би ₄₅ ; Альм ₆₅₋₆₇ + Гип ₄₀₋₄₆ + Би ₃₅₋₄₅ Альм ₆₃ + Кор ₂₂ + Би ₃₀₋₃₂ + Гип _{рел} * Альм ₆₃ + Гип ₄₂ + Би ₃₁₋₃₂	1020-1070	8-10
* Альм ₆₉ + Кор ₃₃ + Би ₃₄₋₃₆ + Сил	1010-1030	8-9
* Альм ₇₆ + Гип ₅₀ + Би ₄₀		7-8
Альм ₇₃₋₇₇ + Гип ₅₂₋₆₀ + Мт	980-1030	6-9
Альм ₇₀₋₇₅ + Кор ₂₀₋₂₅ + Би ₃₅₋₄₀ Альм ₈₃₋₈₅ + Гип ₅₀₋₅₂ + Би ₄₅₋₅₀	990-1030	7-9
* Альм ₇₈ + Гип ₄₈ + Би ₄₄ Альм ₇₇₋₇₈ + Кор ₃₅₋₄₅ + Би ₄₄₋₅₂	970-1030	7-9
* Альм ₈₀ + Би ₅₁ Альм ₇₅₋₈₅ + Гип ₅₆₋₆₀ + Би ₄₉₋₅₂ Альм ₈₀₋₈₃ + Гип + Би	990-1050	6-8
* Альм ₈₂ + Кор ₃₅ + Би ₆₂ ; *Альм ₈₁ + Кор ₄₀ + + Би ₅₉ , Альм ₈₀₋₈₂ + Кор ₃₂₋₃₄ + Би ₄₉₋₅₃ + Анд	980-1030	5-8
	980-1030	5-8
	970-1000	4-6

Участок	Стратиграфическая серия	Номер образца
Устье р.Лядавы	Сорокская серия	C-123/2,3 и др.
Каменка (р.Днестр)	" "	C-157/4
Голошница (р.Днестр)	" "	C-142/1, C-142/1а и др.
Тригоровка (р.Днестр)	" "	C-97/1-13
Пырлица (МССР)	" "	C-130/1-8
Джурин		188/2
Великое Плоское, р.Днестр (по данным М.И.Жеру, 1972)		Скв.ЛО-2
Раковец (р.Днестр)	Диатриты	C-137/5а

Примечания: 1.* Данные о составе минералов по химическим анализам (перед парагенезисом относятся ко всем минералам, в середине - к отдельным минералам), в остальных случаях железис-

$F_{\text{Альм}} = 65-75$, в мурафской и сорокской сериях, связанных с Ш и Ю циклами, $F_{\text{Альм}} = 80-85$. Промежуточные значения свойственны диатритированной подольской серии. Интересно, что на диаграмме $Al-Mg-Fe$ (рис.15) по глиноземистости биотитов и в какой-то степени ортопироксенов также выделяются поля, соответствующие отмеченным группам парагенезисов, отличающимся по степени метаморфизма (железистость минералов) и возрастному положению.

Глиноземистость гиперстена при высокой степени метаморфизма достигает в некоторых случаях 15-17 (см.рис.15, 16), а это вполне сопоставимо с глиноземистостью биотита, если вычесть из него избыточный калишпат ($KAlSi_3O_8$). А.А.Маракушев (1965), ссылаясь на данные Рао и Грувса, приводит два анализа гиперстена, которые по содержанию глинозема перекрываются с биотитами истонит-сидерофиллитового ряда (рис.16, ан.М-1 и М-2). При снижении температуры и давления биотиты все больше обогащаются глиноземом, причем в парагенезисах сорокской и, видимо, мурафской серий (участки

Парагенезис	T, °K	P, кбар
Альм ₈₈₋₉₀ + Кор ₃₀₋₃₅ + Би ₄₇₋₅₀	970-1000	5-6
Альм ₈₀ + Би + Сил	950-970	6-7
Би ₅₆₋₅₇ + Кор ₃₄₋₃₆ + Сил + Шп + Анд _{вт}	900-920	4-5
Кор ₂₅₋₃₀ + Би ₄₆₋₅₀ + Сил (+Турм, Мус _{вт} , Фибр _{вт})	920-970	4,5-5,5
Кор _{рел} ₂₀₋₂₅ + Би ₅₇ * + Анд + Мус (+Турм, Фибр)	870-910	3-4
Альм ₉₀ + Гип ₇₀ + Би ₆₆	960-1030	4-9
Альм + Кум + Би (+Мт, Хл _{вт})	820-870	3-4
Би + Мус + Эп _{нал} + Аб _{нал} + Гип _{рел}	720-770	2-4

гость определялась по показателю преломления с применением соответствующих графиков. 2. Температура и давление взяты из диаграммы А.А.Маракушева (1968, 1973).

Могилев-Подольский, Пырлица и Вилы Яружские) они уже представлены слюдами истонит-сидерофиллитового ряда. Глиноземистость гиперстена или не меняется или уменьшается с понижением температуры и давления. В результате биотиты и гиперстены на диаграммах состав - парагенезис все дальше удаляются друг от друга.

С переходом к более железистым составам парагенезис Альм + Гип + Би часто сменяется биминеральным парагенезисом Гип + Альм с одной внутренней степенью свободы. Последний при дальнейшем повышении железистости пород переходит в ассоциацию Гип + Альм + Мт (+Ильм), а не в парагенезис Гип + Альм + Ол или Би + Ол + Альм, как это установлено для докембрия Приморья и Алданского массива (Маракушев, 1965, 1968). В безбиотитовых разностях гранатовых чарнокитов (села Писаревка, Малая Дербчинка и др.) резко увеличивается содержание магнетита и ильменита. При небольшом содержании глинозема в породе вместо парагенезиса Гип + Альм + Мт возникает биминеральный парагенезис Гип + Мт, общая железистость

которого по данным химического анализа пород выше, чем предельная железистость гиперстена (порода обогащается магнетитом). Примером может служить участок Шестакова (см.рис.12, П).

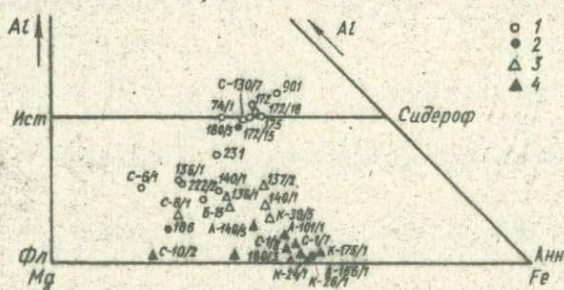


Рис.15. Сопоставление состава биотитов и ромбических пироксенов:

1 - биотиты из пород, бедных СаО; 2 - биотиты из пород, богатых СаО; 3 - гиперстены из пород, бедных СаО; 4 - гиперстены из пород, богатых СаО.

На территории Приднестровья биотит-гиперстеновые гнейсы встречаются значительно чаще, чем безбиотитовые гиперстеновые гнейсы и кристаллосланцы, причем биотит обычно развивается по гиперстену. Подобные изменения парагенезисов, по-видимому, происходят при понижении степени метаморфизма, которое сопровождается уменьшением растворимости глинозема в гиперстене (см.рис.16,П). При этом в зависимости от глиноземистости первичного гиперстена и степени понижения температуры и давления могут возникнуть различные комбинации минералов. Так, точка 1, расположенная на рис.16, 1 - в поле гиперстена, при понижении температуры попадает в поле биотита (см.рис.16,П), точка 2 - в поле Би + Гип, а точка 3 - в поле Би + Гип + Альм. Как видно из сопоставления диаграмм, подобные превращения могут происходить без изменения состава пород. Таким образом, очевидно, осуществляются реакции смешенного равновесия не только по железистости минералов, но и по их глиноземистости.

Как следует из расчета соответствующих реакций, понижению глиноземистости гиперстена и замещению его биотитом и гранатом благоприятствует уменьшение температуры и возрастание химического потенциала воды.

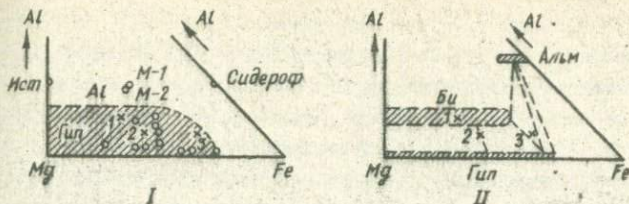


Рис.16. Схема образования парагенезисов с биотитом и гранатом за счет глиноземистого гиперстена:

I - состав ромбических пироксенов из пород гиперстен-кордиеритовой и биотит-гранат-кордиеритовой субфаций; II - предполагаемые изменения парагенезисов при регрессивном метаморфизме или диафорезе.

Экстремальное равновесие в парагенезисе Би + Гип + Альм + Орт + Кв описано А.А.Маракушевым и др. (1966). Некоторые признаки свидетельствуют о наличии подобных равновесий и на территории Приднестровья. При высоких температурах устойчив парагенезис Гип + Альм, при низких температурах в зависимости от состава стабильны биотит-гранатовые и биотит-гиперстеновые гнейсы. Парагенезисы, образующиеся при этом, схематически показаны на рис.17, Б. Обр.151 в данном случае соответственно своему реальному составу попадает

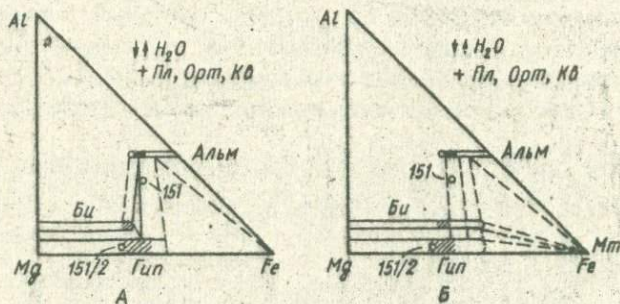


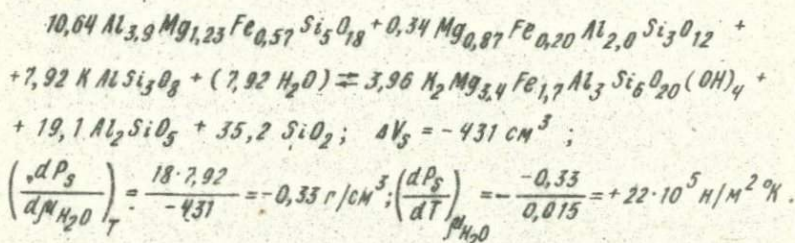
Рис.17. Парагенезисы на участке Котляны, исходя из доэкстремального (А) и экстремального (Б) равновесия Гип+Альм+Би+Кпш+Кв (+Пл).

в поле биотит-гранатовых гнейсов. Согласно оптическим данным равновесия, близкие к экстремальным, отмечаются и в других обнажени-

ях (обр. 196/2 и др.). В послезэкстремальной области данный парагенезис, вероятно, метастабилен. Приближением к экстремальному составу (выклиниванием треугольников Би+Гип+Альм на диаграммах состав - парагенезис), по-видимому, объясняются сравнительно малая распространенность гиперстен-гранат-биотитовых гнейсов по сравнению с гранат-биотитовыми и биотит-гранатовыми и (нередко) довольно четко выраженный антагонизм гиперстена и граната. Хотя экстремальные равновесия не могут служить надежными реперами для фациального анализа, но все же они во многом проливают свет на процессы минералообразования.

Парагенезис биотит-силлиманитовой субфации

Биотит-силлиманитовая субфация отличается неустойчивостью гранат-кордиеритовых ассоциаций и замещением их парагенезисами Альм+Би+Сил+Пл+Кпш+Кв и Кор+Би+Сил+Пл+Кпш+Кв. При этом в одних случаях последние являются продуктом прогрессивного метаморфизма (некоторые глиноземистые и лептитовые гнейсы сорокской серии), в других - развиваются вследствие регионального диафтореза, находясь в виде наложенной неравновесной ассоциации в породах биотит-гранат-кордиеритовой субфации. Примеры тех и других приведены в табл. 7. Равновесная моновариантная ассоциация Альм+Кор+Би+Сил+Пл+Кпш+Кв вскрыта скв. IO у с. Болгай. Судя по низкой железистости граната ($F_{\text{Альм}} = 69$), она предположительно относится к подольской серии. Состав граната и кордиерита из обр. С-IO/I установлен химико-аналитическим путем, биотита - приближенно по показателю преломления. На основании этих данных рассчитана пограничная реакция между биотит-гранат-кордиеритовой и биотит-силлиманитовой субфациями:



Большой объемный эффект объясняется тем, что гранат почти не участвует в реакции (составы биотита и кордиерита субэкстремальны). При большей железистости биотита по сравнению с кордиеритом наклоны моновариантной линии на диаграмме $P_S - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$ становятся круче

($tg \alpha = 0,8-1,0$). Действия давления и температуры противоположны друг другу. Характер минеральных парагенезисов в большей степени зависит от глубинности, с увеличением которой поле устойчивости биотита и силлиманита расширяется, а температуры, соответствующие им, приближаются к максимальным в условиях биотит-гранат-кордиеритовой фации. Весьма интересно нахождение в сорокской серии парагенезисов прогрессивного метаморфизма биотит-гранат-кордиеритовой и биотит-силлиманитовой субфаций (см. рис. 21, схемы 7 и 9), что как будто свидетельствует о метаморфической зональности. Однако достоверно последняя не доказана, так как различные субфации могут быть связаны с разными фазами метаморфизма в пределах сорокского цикла и ранние парагенезисы могут быть полностью преобразованы повторным метаморфизмом. На участке с. Голошница (рис. 18) наряду с силлиманитом и фибролитом в продуктах разложения кордиерита отмечен иногда андалузит, что свидетельствует о понижении давления до 3-4 кбар (Маракушев, 1973).

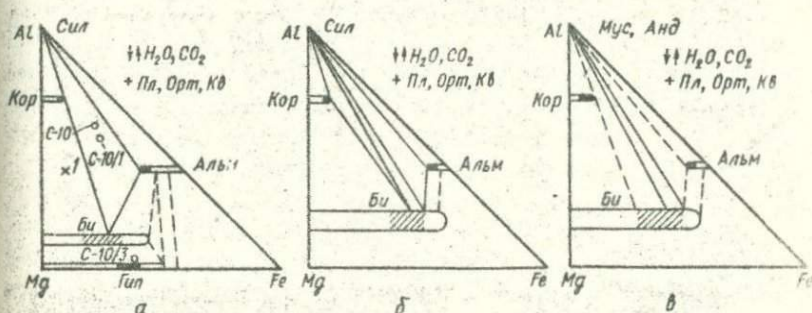


Рис. 18. Парагенезисы биотит-силлиманитовой субфации:
 А - участок Болган; Б - Григоровка, Каменка, Голошница (равновесные парагенезисы); В - Григоровка, Голошница (наложенные парагенезисы).

Примерами наложения биотит-силлиманитовой субфации на биотит-гранат-кордиеритовую в результате диафтореза могут служить участки Котжаны, Шестаковка, Берлинцы Полевые и Могилев-Подольский. Масштабы диафтореза, однако, небольшие. В условиях высокого давления, например на участках Котжаны, Берлинцы Полевые, кордиерит становится неустойчивым, замещаясь магниальным биотитом и фибролитом. Поле биотит-гранатовых гнейсов заметно расширяется. При пониженном давлении, наоборот, увеличивается поле устойчивости кордиерит-био-

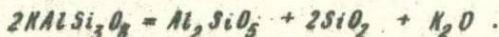
титовых и силлиманит-кордиерит-биотитовых гнейсов (гнейсы сорочской свиты). Правда, в результате последующих фаз метаморфизма кордиерит и здесь становится нестабильным. На участке Могилев-Подольский, который является наименее глубинным, в поле развития биотит-гранат-кордиеритовой субфации, при ретроградном метаморфизме наряду с фибролитом местами появляется андалузит (см. рис. 21, схема IO), т.е. наблюдается наложение биотит-андалузитовой субфации на биотит-гранат-кордиеритовую.

Большое значение в равновесии Би+Кор+Сил+Кв+Орт, вероятно, имеют экстремальные соотношения между биотитом и кордиеритом. В литературе нет указаний на экстремумы в этом парагенезисе, однако они, по всей видимости, должны быть. Об этом свидетельствуют хотя бы экспериментальные данные Гака (Винклер, 1969). Он приводит такую реакцию: $6 \text{ Мус} + \text{Би} + 15 \text{ Кв} \rightleftharpoons 3 \text{ Кор} + 8 \text{ Кш} + 8 \text{ Н}_2\text{О}$, которая возможна только при экстремальных соотношениях биотита и кордиерита, если $F_{\text{Би}} \approx \text{const}$. Усредненный график корреляции железистости биотита и кордиерита (пять пар проанализированы химически) пересекает линию равной железистости в точке с $F = 17$ (см. рис. II). В то же время имеется еще несколько точек с $N_D = 1$. Матрица одной из них (обр. С = IO/I) выглядит следующим образом (состав кордиерита по аналитическим данным, биотита — по оптическим):

	Mg	Fe	Al	Si	N
Кор ₃₄	1,2	0,6	4,0	5,0	0
Би ₃₄	3,4	1,7	2,8	5,5	2
Сил	0,0	0,0	2,0	1,0	0
Кш	0,0	0,0	1,0	3,0	1
Кв	0,0	0,0	0,0	1,0	0

В образце, кроме того, наблюдается гранат ($F = 70$), но в реакции он не участвует. Определитель этой матрицы, составленной из пяти столбцов и пяти строк, равен 0. Следовательно, данное равновесие экстремально. Последнее экстремальное состояние ($F_{\text{Кор}} > F_{\text{Би}}$), по-видимому, не существует. На диаграммах состав — парагенезис конноды, соединяющие все три минерала, становится линиями моновариантного равновесия, поэтому слева от них (см. рис. 18, А, точка I) сосуществование всех минералов, участвующих в реакции, становится невозможным. При высоких температурах и низких давлениях в точке I устойчив парагенезис Кор + Би + Кш + Кв (+Пл), при низких температурах и высоких давлениях — Би + Сил + Кш + Кв (+Пл). Таким об-

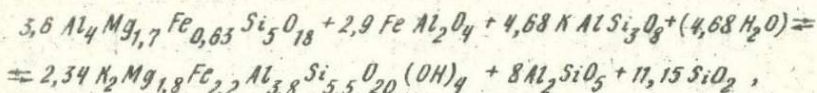
разом, подобно экстремумам Би + Кор + Гип и Би + Гип + Альм, экстремум Би + Кор + Сил является границей распространения парагенезиса. При переходе через экстремум количество фаз уменьшается на единицу так же, как при прохождении обычной моновариантной реакции. Экстремальное состояние теоретически может быть достигнуто для различных составов, но чаще всего встречается в породах низкой и средней железистости. От щелочности эта реакция зависит косвенно — при понижении ее происходит разложение калиевого полевого шпата на силлиманит и кварц:



Однако в реальных парагенезисах железистость биотита обычно выше, чем кордиерита (участки Григоровки, Голошница и др.), и в то же время биотит и фибролит часто развиваются по кордиериту — вплоть до образования полных псевдоморфоз. В этом случае реакция, по-видимому, осуществляется при участии магнетита (Кор + Кш + Мт = Би + Сил + Кв) или при некоторой подвижности железа. Но участие магнетита в реакции контролируется давлением или активностью кислорода. Следовательно, кроме температуры и $P_{\text{общ}}$, одним из факторов равновесия, определяющим протекание реакции и ее экстремальность, является окислительно-восстановительный потенциал, если магнетит не является избыточным компонентом.

Очень интересная минеральная ассоциация встречена на участке Голошница (обр. С-142/1, С-142/1а и др.), где в кордиеритовых лептитах иногда наблюдаются одновременно кордиерит, шпинель, биотит, шестоватый силлиманит, плагиоклаз, калишпат, кварц и спорадически андалузит. Непосредственные контакты шпинели и кварца не наблюдались, но в 0,5–1,0 мм от шпинели видны уже многочисленные зерна кварца. В условиях гранулитовой фации шпинель (близкая к герциниту) иногда находится совместно с кварцем, что отмечают Ф.Тернет и Дж.Ферхуген (1961), Г.Винклер (1969) и др. С.П.Кориковский (1967) описал кельфиновые каймы кордиерита и шпинели вокруг силлиманита в присутствии кварца и калиевого полевого шпата. В.А.Глебовицкий (1973) выделяет шпинель-кварцевую субфацию, которая отвечает максимальным температуре и давлению гранулитовой фации фациальной серии B_1 повышенного давления. Шпинель-кварцевые парагенезисы наряду с гиперстен-силлиманитовыми встречаются, в частности, в докембрии Енисейского кряжа (Серанко, 1973). Однако в докембрии Приднестровья парагенезис шпинели с кварцем приурочен к биотит-силли-

манитовой субфации пониженного давления. В одном и том же шлифе (обр. С-142/1а) со шпинелью, кварцем, фибролитом и силлиманитом наблюдается андалузит, развивающийся по зеленовато-коричневому биотиту и входящий в состав псевдоморфов по кордиериту. Так как шпинель близка к герциниту и не может реализоваться реакция $\text{Kor} = \text{Шп} + \text{Кв}$, то минералы в этом равновесии (исключая наложенный андалузит), видимо, связаны следующей реакцией:



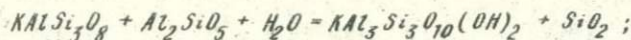
т.е. $3,6 \text{Kor}_{35} + 2,9 \text{Шп}_{100} + 4,68 \text{Кпш} + (4,48 \text{H}_2\text{O}) \rightleftharpoons 4,68 \text{Би}_{55} + 8 \text{Сил} + 11,15 \text{Кв}$ (состав минералов по оптическим данным):

$$\Delta V_s = -104 \text{ см}^3; \left(\frac{dP_s}{d\mu_{\text{H}_2\text{O}}} \right)_T = -0,81 \text{ г/см}^3; \left(\frac{dP_s}{dT} \right)_{\mu_{\text{H}_2\text{O}}} = +54 \cdot 10^5 \text{ н/м}^2 \cdot \text{°К}.$$

Реакция больше зависит от давления, чем от температуры, причем действие этих факторов противоположно друг другу. И по набору минералов (правая часть реакции), и по положению на диаграмме $P_s - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$ она близка к моновариантному равновесию $\text{Kor} + \text{Альм} + \text{Кпш} \rightleftharpoons \text{Би} + \text{Сил} + \text{Кв}$ и, видимо, также отражает переход от гранат-кордиеритовой к биотит-силлиманитовой субфации. Правда, остается неясным, в каких случаях за счет ассоциации Би + Сил + Кв образуется парагенезис Кор + Альм + Кпш, а в каких - Кор + Шп + Кпш. Отмеченные факты требуют дополнительных исследований области устойчивости шпинель-кварцевых парагенезисов.

Парагенезисы биотит-мусковитовой субфации

Если принадлежность биотит-силлиманитовых парагенезисов к амфиболитовой фации в некоторых случаях сомнительна (например, участок Болган, табл.7 и др.), то относительно двуслюдяных гнейсов не может быть двух мнений. Реакцию $\text{Кпш} + \text{Сил} \rightleftharpoons \text{Мус} + \text{Кв}$ многие авторы считают границей между амфиболитовой и гранулитовой фациями (Тернер, Ферхуген, 1961; Блиссеев, 1963, и др.). Ее можно представить в следующем виде:



$$\Delta V_3 = +4,25 \text{ см}^3; \left(\frac{dP_3}{d\mu_{H_2O T}} \right) = +4,2 \text{ г/см}^3; \left(\frac{dP_3}{dT} \right)_{\mu_{H_2O}} = -280 \cdot 10^5 \text{ н/м}^2 \cdot \text{°К}.$$

Реакция определяется главным образом температурой. Как показал А.А. Маракушев (1965), в связи с различным соотношением щелочей в мусковите и калишпате она зависит от состава реального щелочного полевого шпата и сосуществующего плагиоклаза и поэтому соответствует довольно широкому полю РТ-условий; все четыре минерала, участвующие в реакции, нередко встречаются совместно. Кроме того, по-видимому, бывает также неодинаковое μ_{H_2O} в разных породах и участках, что также расширяет поле этой реакции.

В кристаллическом фундаменте Приднестровья мусковит появляется только как следствие регрессивного метаморфизма, который затрагивает в той или иной степени почти все минеральные ассоциации ранее описанной субфации. Парагенезисы его, как правило, неравновесны, развиваясь за счет минералов, отвечающих основной стадии метаморфизма и сильно уступая им в количественном отношении.

Исключения составляют биотит-мусковитовые и хлорит-серицитовые диафториты, залегающие иногда в зонах поздних тектонических нарушений. Наиболее развиты процессы локального диафтореза на участках, прилегающих к Подольскому разлому (Григоровка, Голодница, Раковец и др.).

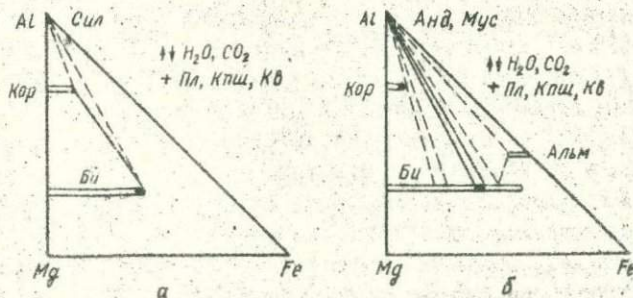


Рис.19. Парагенезисы биотит-мусковитовой субфации на участке Пырлица:

а - реликтовые; б - равновесные.

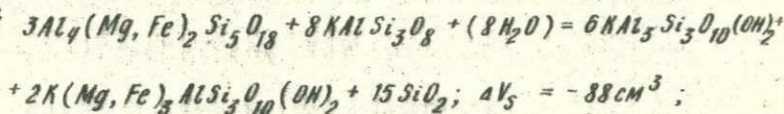
К породам прогрессивного метаморфизма на первый взгляд можно отнести андалузит-двуслюдяные гнейсы, вскрытые скв. 130 у с. Пырлицы (МССР) (рис.19). Андалузит, биотит и мусковит обнаружены

здесь в качестве равновесных, сосуществующих минералов. У с. Григоровки породы, аналогичные по облику, химическому составу и акцессорным минералам (характерно, в частности, наличие турмалина), метаморфизованы уже в биотит-силлиманитовой субфации, т.е. на сравнительно небольшом расстоянии (см. рис. I) в одном и том же структурном этаже наблюдаются разные субфации метаморфизма, что, как на первый взгляд, свидетельствует о наличии зональности андалузит-силлиманитового типа пониженных давлений (Винклер, 1969). Однако на участке Григоровка неравномерно и подчас довольно сильно развиты мусковитизация и серицитизация, на участке Голошница к мусковиту добавляется иногда вторичный андалузит, а на участке Пырлица андалузит и мусковит вместе с биотитом становятся главными породообразующими минералами, а кордиерит обмерзает только в реликтах; по форме андалузит нередко напоминает выделения биотита и силлиманита (см. описание андалузит-двусланяных и силлиманит-кордиерит-биотитовых гнейсов). Исходя из того, что андалузит так же, как и мусковит, входит в состав псевдоморфоз по кордиериту (чего, например, не наблюдается с силлиманитом на участке Григоровка), делаем вывод, что эти минералы в присутствии калишпата не были равновесны с кордиеритом и имеют вторичное происхождение. Что касается мусковита, то при наличии кварца и биотита он не мог бы существовать с кордиеритом, исходя из реакции $Би + Мус + Кв \rightleftharpoons Кор + Кш + H_2O$ (рис. 20, 21). Аналогично при переходе экстремальных равновесий $Кор + Би + Сил + Кш + Кв$ через фазовые превращения $Сил + Анд$, по-видимому, достигается граница устойчивости этого парагенезиса и происходит экстремальная реакция $Кор + Кш + H_2O \rightarrow Би + Анд + Кв$. Следовательно, исходя из практических наблюдений и теоретических предпосылок можно заключить, что на участке Пырлица, кроме равновесного парагенезиса $Анд+Би+Мус+Кш+Пл+Кв$, существовал реликтовый парагенезис $Кор+Сил+Би+Пл+Кш+Кв$ (см. рис. 19), т.е. получаются те же две фазы метаморфизма, что и на участках Голошница и Григоровка (см. рис. 18) — только степень проявления их различная. Из этого следует другой важный вывод: то, что нам представляется прогрессивной метаморфической зональностью, может быть результатом наложения неравномерного диафореза.

На одном и том же участке (например, Григоровка) наблюдаются все реакции, ведущие к разрушению кордиерита и силлиманита: $Кор + Кш \rightarrow Би+Фибр+Кв$, $Кор+Кш \rightarrow Би+Анд+Кв$, $Кор+Кш \rightarrow Би+Мус+Кв$, $Сил \rightarrow Анд$ и $Сил+Кш \rightarrow Мус+Кв$. Вероятно, все они находятся

в пределах поля, а не линии и в координатах $P - T - \mu_{H_2O}$ перекрываются и проходят почти одновременно. При этом реакции с образованием силлиманита (андалузита) несколько опережают реакции, ведущие к появлению мусковита. Это видно, например, по образованию нодулей силлиманита. Экстремальная реакция $Кор + Кш \rightarrow Анд + Би + Кв$ без возникновения мусковита реализуется, в частности, на участке Могилев-Подольский. Что касается реакций $Кор + Кш \rightleftharpoons Би + Мус + Кв$ и $Сил (Анд) + Кш \rightarrow Мус + Кв$, то они, очевидно, идут одновременно, так как в противном случае мусковит, образующийся в одной из этих реакций с поглощением воды (Кв, Би и Кш в избытке), находился бы в запрещенном поле другой реакции (см. рис. 2I) и должен был бы превращаться опять в калишпат с выделением воды, что противоречит первой реакции. Следовательно, в качестве фациального признака можно использовать появление мусковита в результате любой реакции.

Так как силлиманитсодержащие породы в докемории Приднестровья распространены ограниченно, в основном происходит следующая реакция:



$$\left(\frac{dP_5}{d\mu_{H_2O} T} \right) = -1,64 \text{ г/см}^3; \quad \left(\frac{dP_5}{dT} \right)_{\mu_{H_2O}} = +106 \cdot 10^5 \text{ н/м}^2 \text{ } ^\circ\text{К}.$$

Подобная реакция осуществляется по экспериментальным данным при $T = 893^{\circ} - 906^{\circ}\text{К}$, если $P_{H_2O} = 2000$ бар, и при $T = 863 - 883^{\circ}\text{К}$, если $P_{H_2O} = 1000$ бар (Винклар, 1969). Железистость минералов не указана. На диаграмме $P_5 - \mu_{H_2O}$ эта реакция проведена как продолжение экстремального равновесия $Кор_{34} + Кш + H_2O \rightleftharpoons Би_{34} + Сил + Кв$ в области устойчивости мусковита. При низком давлении в условиях биотит-мусковитовой субфаши кордиерит еще встречается в экстремальных, условно моновариантных равновесиях магнезиального состава (см. рис. 2I, схема I2). В области повышенного давления (см. рис. 2I, схема II) кордиерит полностью замещается биотитом и мусковитом (или пинитом), к которым часто присоединяются кордиефгит, серпентин и фибролит. Ассоциация Би+Мус без андалузита (силлиманита) и кордиерита встречается в зонах логального диафтореза или бластомилонитизации (см. рис. 2I, схема I3). Степень диафтореза иногда достигает зеленосланцевой фаши (Хл+Мус+Пл+Кш+Кв, Би+Мус+ Δ Эп_{нал}+Аб_{нал}+Гип_{рел}+Пл+Кш+Кв и т.п.).

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

К этой группе относятся двупироксеновые, биотит-, роговообманково-двупироксеновые, роговообманково-биотитовые гнейсы, кристаллосланцы и амфиболиты. Они обычно рассматриваются как метаморфизованные вулканиты, туфогенные породы и метабазиты (Усенко, 1958, 1960; Наливкина, 1964; Семеново, 1966, и др.). Однако в подавляющем большинстве случаев недостаточность данных об условиях залегания и несовершенство других методов (петрохимия, элементы-примеси и т.д.) не позволяют решить вопрос о первичной природе этих пород. Все они неоднократно дислоцированы и метаморфизованы и поэтому прежде всего являются метаморфическими. Лишь предположительно можно наметить группы пород, имеющие первично-осадочное, первично-вулканогенное или интрузивное происхождение.

Породы нормального или основного ряда встречаются преимущественно в диафторированной бугско-днестровской серии, хотя спорадически отмечаются и во всех остальных сериях. Они обычно представлены маломощными (0,5-1,0 м), согласными со складчатостью телами линзовидной или пластообразной формы, залегающими в неравномернозернистых розовых гранитах или чарнокит-мигматитах. В последних они нередко отмечаются также в виде теневых полей, пятен и скиалитов. Такая форма залегания более свойственна мезо- и лейкократовым разностям. В позднекладчатых гранитоидах двупироксеновые гнейсы и кристаллосланцы наблюдаются в качестве обломков ксенолитов, останцов кровли и т.п. У с. Пороги (р. Днестр) обнажается крупное тело основных пород мощностью несколько сотен метров. Аналогичные тела обнаружены по данным бурения у с. Комаргорода и в некоторых других местах. Двупироксеновые, биотит- и амфибол-двупироксеновые гнейсы можно рассматривать как одну исходную группу пород, так как биотит и роговая обманка, содержащиеся в них в качестве примеси, имеют вторичное происхождение. Породы без биотита и роговой обманки распространены ограниченно. В этом случае для них ха-

рактерна массивная или слабосланцеватая текстура. Чем больше биотита и роговой обманки, тем отчетливее проявляются сланцеватость и линейность, а в некоторых случаях — и тонкоплитчатая отдельность. Следует подчеркнуть большое различие в содержании кварца, по степени насыщения глиноземом (преобладание моноклинного или ромбического пироксена), и по соотношению меланократовых и лейкократовых минералов. Чаще всего наблюдаются следующие соотношения минералов (%): плагиоклаз №35-60 — 40-70, ортопироксен — I-35, клинопироксен — I-35, кварц — 0-75, буровато-зеленая роговая обманка — 0-10, биотит — 0-10. Иногда встречается калишпат — в виде антипертитовых вростков (в перекристаллизованных разностях) или мелких интерстициальных выделений. Обнаружены следующие акцессорные минералы: ильменит, магнетит, сфен, апатит, циркон, иногда графит и пирит. Наиболее распространены породы среднего и основного состава (содержание темноцветных минералов — 20-45%, кварца — I-5). Кислые разности (темноцветных минералов — меньше 15%, кварца — 15-25) менее характерны, чем для гиперстеновых гнейсов, однако тоже встречаются. Особенно интересны двупироксеновые микрогнейсы, или лептитовые гнейсы — тонко-микрозернистые породы кислого состава, обнажающиеся, например, по р. Юж. Бугу на участке Сальки — Хашеватов, где они перемежаются с гиперстен- и биотитсодержащими лептитовыми гнейсами или зафиксированы в виде субстрата среди чарнокит-мигматитов. Среди кислых двупироксеновых микрогнейсов отмечены и плагиогнейсы, и породы, обогащенные щелочным полевым шпатом (до 20-30%).

Структура двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев чаще всего ксено-, грано-, гранонемато- или гетеробластовая. Иногда наблюдаются неравномерное пятнистое распределение минералов, пойкилобластические или ситовидные структуры. Размер зерен в неперекристаллизованных разностях 0,1-1,0 мм. Основность плагиоклаза обычно находится в пределах № 36-54, но в отдельных случаях повышается до 90-92 (обр. 199/3 — $n_g = 1,583$; $n_p = 1,572$).

Гиперстен и салит чаще всего наблюдаются как равноправные компоненты. Вблизи глиноземистых метасоматитов салит становится неустойчивым и подвергается замещению гиперстеном (обр. 199/3). При этом показатели преломления его весьма различны ($n_g = 1,734-1,740$; $n_p = 1,702-1,708$). Роговая обманка плеохроирует в желтовато- или буровато-зеленых тонах. Иногда окраска по N_g темно-зеленая до черной. Распределяется роговая обманка неравномерно и, по всей видимости, развивается по пироксенам — форма зерен этих мине-

ралов тождественна. В отдельных случаях наблюдаются и прямые признаки замещения гиперстена роговой обманкой; каемки роговой обманки вокруг гиперстена, развитие роговой обманки по трещинам, реликты гиперстена в роговой обманке. Такие же взаимоотношения с гиперстеном свойственны и рудным минералам (ильмениту и магнетиту). Роговая обманка в некоторых местах замещается хлоритом, иногда в ассоциации с пиритом. Биотит, как правило, развивается по пироксенам (по гиперстену чаще, чем по салиту), а если есть роговая обманка, то и по ней. Замещение наиболее интенсивно проходит по трещинам и плоскостям бластомилонитизации. В некоторых зонах дробления (р. Мурафа, с. Калитинка и др.) двупироксен-плаггиоклазовые гнейсы почти полностью превращены в рыхлые биотитовые породы и сохраняются лишь в отдельных линзовидных или овальных останцах мощностью 3-40 см. По периферии подобных останцов прослеживаются смешанные биотит-пироксеновые породы. Интенсивность биотитизации постепенно возрастает от центральных частей блока к его краям.

Большое различие петрографического состава двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев (от кислых до основных) свидетельствует о невозможности втиснуть их в рамки одной какой-либо формации (офиолитовой, метабазитовой, диабаз-спилитовой и т.п.). По условиям залегания в некоторых случаях обнаруживаются признаки первично-осадочного происхождения (Венидиктов, 1970б). По петрохимическим признакам довольно хорошо выделяется группа пород, соответствующая, по-видимому, метабазитам (Усенко, 1958).

К породам прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации относятся роговообманково-биотитовые гнейсы, встречающиеся в виде редких ксенолитов размером в несколько десятков сантиметров в массиве порфиroidных гастингсит-аннитовых гранитов IV тектоно-метаморфического цикла (PA_2 - ?). Подобные ксенолиты вскрыты, в частности, скв. 204 у с. Паланки (р. Кайнар) и скв. 205 у с. Шур (р. Куболта). В первом случае реликты роговой обманки наблюдаются в псевдоморфозах хлорита и лейкократовом биотитовом плаггиомикроклиновом гнейсе (микроклинизированном лептите). Кроме хлорита, неравномерно развиты наложенные мусковит и серицит, иногда кальцит. Количество роговой обманки увеличивается у контакта с порфиroidными гранитами. Во втором случае (скв. 205) хлоритизированная роговая обманка встречена в меланократовом биотитовом плаггиогнейсе - также в приконтактной зоне. Любопытно, что уже в 10-15 см от контакта (в центральной части ксенолита) роговая обманка исчезает.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

По содержанию кремнекислоты (анализы в табл.8 расположены по возрастанию SiO_2 в пределах каждой петрографической группы) среди биотит-двупироксеновых гнейсов так же, как и среди амфибол-двупироксеновых, обнаружены главным образом основные (SiO_2 - 42-58%) и средние (SiO_2 - 58-66%) разновидности. Примером кислых пород могут быть двупироксеносодержащие лептитовые гнейсы (см. табл.1, ан. 8), в которых содержание SiO_2 составляет 67,28%. Лейкократовые пироксеновые гнейсы легче подвергаются чарнокитизации, поэтому редко попадают в коллекцию исследователя в качестве субстрата. Кроме того, они не так привлекают внимания, как меланократовые разновидности. Судя по микроскопическим наблюдениям, их значительно больше, чем принято думать. Величина A , отражающая соотношения моноклинного и ромбического пироксенов, различна: от -0,1-0,5 до -15-17. Наблюдается некоторая корреляция степени недосыщенности глиноземом с интенсивностью амфиболизации. Во всех амфиболитах (табл.8, ан. 17-19, 24, 25) $A < -10$. Различия железистости обычно незначительны (40-60, чаще всего 50-55). Высокая железистость, сопряженная низкой величиной A , свойственна двупироксеновым гнейсам, ассоциирующим с глиноземистыми породами (ан.3, 8 и др.). Интересные результаты получены по амфибол-гранат-двупироксеновым породам Завалья (по И.С.Усенко и И.Б.Шербакову, 1970) - эклогитизированным основным породам). На одном участке встречены и гранатовые амфиболиты (Гип+Ди+Ро_{вт}+Альм_{вт}+Пл+Кв), и гранат-двупироксеновые кристаллосланцы с единичными зёрнами роговой обманки. Первые характеризуются умеренной железистостью и большой недосыщенностью глиноземом (ан. 29, обр. Зв-5/8), вторые - очень высокой железистостью и небольшой отрицательной величиной параметра A (ан.28, обр. 284/4). Величина n в большинстве случаев равна 85-95. Некоторое уменьшение (до 70-85) наблюдается в биотизированных (ан. 2,4) и амфиболизированных разновидностях (ан.19, 22, 24, 25 и др.), хотя в последних естественно было бы ожидать обратный эффект. В остальных случаях различная натровость зависит от содержания калишпата и состава плагиоклаза. Повышение роли окисного железа по сравнению с закисным ($K_0 = 0,20-0,40$) чаще всего пропорционально степени амфиболизации, достигая максимального размера в амфиболитах, в частности в монопироксеновых (ан. 17-19, 24, 25 и др.). Увеличение K_0 сопряжено в некоторых случаях не только с амфиболизацией, но и с повышением содержания магнетита (ан.1,4,5).

Химический состав (вес.%) и некоторые петрохимические харак

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
I	27/16	46,60	1,86	13,33	5,06	13,09	0,19	5,84	10,11
2	22/5	49,55	0,65	14,28	0,82	10,41	0,13	9,73	9,57
3	199/3	49,59	3,93	13,42	2,82	13,71	0,18	5,07	8,47
4	120/4	50,25	1,14	13,36	6,52	9,15	0,22	6,19	8,76
5	171	51,49	1,28	14,82	4,61	10,23	0,12	6,65	7,23
6	2740	52,42	1,44	14,79	0,08	13,62	0,17	6,29	8,78
7	181/1*	53,36	0,38	15,70	1,00	6,49	0,09	7,33	9,10
8	2739	53,90	0,79	18,49	0,58	7,88	0,08	3,40	5,89
9	81/3	55,97	0,21	14,89	0,83	5,99	0,10	4,88	12,08
10	336/7	57,15	0,84	15,30	1,68	8,30	0,15	7,40	8,00
11	69	58,04	0,41	14,09	1,01	7,54	0,13	5,17	8,78
12	180	59,91	0,40	16,28	0,49	5,83	0,07	5,15	6,11
13	181	60,11	0,50	17,05	0,77	5,61	0,07	4,07	6,27
14	97	60,32	0,30	16,09	1,38	6,46	0,13	4,83	6,26
15	74*	61,60	0,55	15,77	1,12	4,72	0,04	2,94	9,25
16	136/4*	62,95	0,33	15,70	0,73	5,72	0,05	3,33	6,27
17	116/2	42,89	1,43	14,43	7,48	9,60	0,14	7,66	11,97
18	11/1	45,81	1,41	14,37	6,52	8,17	0,14	7,11	11,58
19	C-138/1	46,52	1,08	7,74	4,31	8,33	0,20	18,64	6,77
20	100/6	47,23	0,75	14,55	3,14	10,28	0,18	8,30	12,11
21	92/1	48,54	1,20	14,62	2,07	15,36	0,18	8,18	8,33
22	120/1	48,81	0,67	17,05	2,49	6,91	0,11	8,08	9,35
23	C-1/7	49,90	0,73	14,78	1,22	11,49	0,21	6,27	12,18
24	C-138	53,00	2,90	12,00	7,15	6,40	0,20	5,18	7,50
25	C-138/9	53,18	0,64	13,70	4,02	4,49	0,23	7,60	10,70
26	105	56,10	0,46	14,42	2,79	7,18	0,14	5,79	8,80
27	95/2	58,59	0,81	16,39	2,33	6,00	0,19	4,27	7,15
28	284/4	61,00	1,24	14,33	1,68	8,44	0,14	0,59	4,10
29	3в-5/8	42,70	1,00	12,10	5,06	14,96	0,26	9,80	10,80

I-16 - двупироксеновые и биотит-двупироксеновые гнейсы и кристаллосланцы (I - р.Ятрань, с.Перегонь, из коллекции В.М.Шемякина; 2 - р.Мурафа, с.Черневы; 3 - р.Мурафа, с.Скалополь; 4 - р.Мурафа, с.Покутное; 5 - р.Русава, с.Русава, из скв. 10331; 6 - р.Юж.Буг, с.Сабаров, из коллекции В.М.Шемякина; 7 - р.Дерло, с.Воеводинцы, из скв. 14278; 8 - карьер в г.Гниvani; 9 - р.Мурафа, с.Букатинка; 10, 11 - р.Мурафа, с.Скалополь; 12, 13 - р.Дерло, с.Воеводинцы, из скв. 14277 и 14278; 14 - р.Русава, с.Русава; 15 - р.Мурафа, с.Вилы Яружские; 16 - р.Мурашка, с.Шестаковка; 17-27 - амфибол-двупироксеновые гнейсы и амфиболиты (17, 18 - р.Мурафа, с.Садковцы; 20 - р.Тростянец, с.Петровское; 21 - р.Днестр,

Характеристики метаморфических пород основного ряда

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	A	F	N	п	K ₀
2,43	0,55	0,13	0,06	0,79	100,07	-1,1	64,3	60,0	86,5	0,25
2,33	1,55	0,23	0,22	1,61	100,19	-7,6	39,1	52,7	70,6	0,07
0,65	0,15	0,14	0,05	0,37	100,59	-4,1	64,0	82,0	88,0	0,15
3,41	0,25	0,17	0,13	0,68	100,73	-9,2	57,2	41,0	70,0	0,39
2,97	0,20	0,14	0,20	0,66	100,27	-1,5	54,8	59,0	95,5	0,29
1,36	0,20	0,10	0,08	0,81	100,14	-5,3	55,5	45,0	63,4	0,01
3,72	1,68	0,31	0,19	0,75	99,98	-8,2	36,0	41,0	85,0	0,12
4,53	2,36	0,16	1,08	0,67	99,79	-2,5	58,8	36,0	74,5	0,06
3,82	0,71	0,14	0,38	0,75	100,95	-1,2	43,6	40,0	89,6	0,12
0,80	0,08	0,09	-	0,78	99,67	-0,7	43,0	91,0	93,7	0,17
3,40	0,42	0,09	0,10	1,13	100,31	-0,8	47,4	41,0	97,0	0,11
3,19	1,22	0,12	0,22	0,94	99,33	-1,1	40,0	49,0	80,4	0,08
4,37	0,58	0,18	0,21	0,69	100,48	-1,6	46,6	40,0	92,8	0,08
2,31	0,97	0,06	0,16	1,32	100,59	-0,1	47,0	60,0	79,5	0,15
2,29	0,47	0,17	0,31	1,29	100,44	-5,8	52,3	61,0	89,5	0,17
2,95	0,21	0,15	0,12	1,38	99,97	-0,4	54,4	50,0	95,0	0,10
2,48	0,55	0,63	0,36	1,01	100,63	-13,1	54,5	53,0	88,2	0,40
3,08	0,49	0,54	0,36	0,68	100,34	-11,9	51,6	45,0	92,2	0,40
0,50	3,28	0,09	0,31	1,34	99,49	-15,2	27,0	-	71,4	0,32
2,44	0,33	0,09	0,10	1,21	100,63	-13,2	46,6	57,0	93,5	0,20
2,48	0,10	0,07	0,11	0,55	100,29	-4,4	61,5	58,0	99,9	0,11
3,18	1,36	0,58	0,15	1,74	100,48	-7,1	39,0	51,0	78,0	0,24
3,08	0,14	0,12	0,08	1,08	100,26	-11,7	52,4	63,0	97,5	0,08
3,15	0,75	0,90	0,03	1,00	100,66	-17,6	58,0	-	88,3	0,50
3,40	1,10	0,10	0,82	0,06	100,46	-2,8	38,0	-	82,9	0,45
2,84	0,55	0,06	0,16	1,20	100,49	-7,5	46,1	49,0	89,5	0,25
3,15	0,30	0,20	0,25	0,87	100,47	-2,0	51,6	51,0	95,0	0,25
3,42	3,90	0,30	-	0,76	99,90	-4,6	80,5	-	59,0	0,17
1,20	0,50	0,02	0,04	1,06	100,59	-11,4	53,2	-	76,9	0,24

с.Косоуцы; 22 - р.Мурафа, с.Должок; 23 - р.Днестр, с.Пороги, из скв. 1; 19, 24 и 25 - р.Днестр, с.Раковец, из скв. 138; 26 - р.Русава, с.Писаревка; 27 - р.Русава, с.Русава); 28 - гранат-двупироксеновый кристаллосланец (+Fog), р.Кж.Буг, с.Завалье; 29 - гранат-двупироксеновый амфиболит.

Ан. 2, 4, 5, 7, 9, 11-18, 20-23, 26, 27 выполнены в Киевском госуниверситете, аналитик С.А.Мельник; ан. 3, 10, 19, 24, 28 и 29 - в ОП ИГЕМ АН УССР, аналитики А.А.Стрыгина и Л.Д.Смирнова; анализы 1, 6, 8 - в ИГЕМ АН УССР, аналитики Е.Е.Завелова и С.Н.Васильева.

* Среднее из 2 химических анализов.

Таблица 9

Средний нормативно-молекулярный состав главных типов метаморфических пород Приднестровья

Порода	Нормативно-молекулярные соотношения													
	Аб	Ан	Орт	Кв	Би	Альм	Кор	Сил	Гип	Ди	Рог	Ильм	Мт	Ап
Биотит-гранатовые гнейсы (\bar{x} из 7 ан.)	34,0	12,5	10,0	23,0	7,4	12,8	-	-	-	-	-	0,6	-	0,3
Биотит-кордиерит-гранатовые (\bar{x} из 5 ан.)	34,0	9,0	9,0	22,5	8,6	8,8	7,1	-	-	-	-	0,6	0,2	0,5
Биотит-гранат-гиперстеновые (\bar{x} из 3 ан.)	31,0	13,5	5,5	20,0	2,2	11,2	-	-	15,4	-	-	0,8	0,2	0,3
Гранат-биотитовый гнейс с графитом (1 ан.)	34,0	13,0	17,0	-	16,0	20,0	-	-	-	-	-	0,2	0,2	-
Силлиманит-гранат-кордиеритовые (\bar{x} из 2 ан.)	10,5	6,2	12,5	27,9	0,8	14,9	24,8	0,5	-	-	-	0,6	0,4	0,4
Гиперстеновые "парагнейсы" с биотитом (\bar{x} из 4 ан.)	34,0	23,5	2,0	13,5	4,9	-	-	-	20,6	-	-	0,8	0,4	0,3
Гиперстеновые "метавулканиды" с Би (\bar{x} из 3 ан.)	25,0	29,5	1,2	5,9	4,3	-	-	-	31,6	-	-	0,6	0,8	0,8
Двупироксеновые "парагнейсы" с Би (\bar{x} из 7 ан.)	29,0	27,5	2,0	14,4	2,4	-	-	-	13,6	9,2	-	0,6	1,2	0,3
Двупироксеновые "метавулканиды" с Би (\bar{x} из 5 ан.)	28,0	27,5	3,5	4,6	4,0	-	-	-	17,6	10,4	-	1,2	2,0	1,1
Амфибол-двупироксеновые гнейсы (\bar{x} из 6 ан.)	24,5	28,0	3,5	2,5	-	-	-	-	24,4	4,8	8,3	1,2	2,0	0,5
Салит-плаггиоклазовые гнейсы (\bar{x} из 3 ан.)	25,0	19,5	14,0	1,6	-	-	-	-	-	39,0	-	-	-	0,3
Биотитизированный метагаббронорит	27,5	24,0	2,0	1,5	11,2	-	-	-	25,8	14,4	-	1,0	1,2	0,3
Амфиболиты (\bar{x} из 2 ан.)	15,5	25,0	1,5	-	-	-	-	-	12,8	1,0	39,6	1,8	2,0	0,8
Биотитовые гнейсы (\bar{x} из 2 ан.)	30,0	7,5	23,2	29,8	7,8	-	-	-	-	-	-	0,4	0,3	-
Лептиты и лептитовые гнейсы (\bar{x} из 4 ан.)	39,9	8,1	22,3	27,3	2,2	-	-	-	-	-	-	0,1	0,1	-
Гранулиты и гранулитовые гнейсы (\bar{x} из 2 ан.)	34,8	6,3	21,5	31,2	0,4	5,2	-	0,1	-	-	-	0,2	0,2	0,1

Примечания: 1. Нормативный ортоклаз (Орт) в пироксен-плаггиоклазовых гнейсах и амфиболитах входит в растворенном состоянии в плаггиоклаз (количество его не превышает 3-4%). Исключение составляют салит-плаггиоклазовые гнейсы, где калишпат образует самостоятельные выделения. \bar{x} - среднее арифметическое. 2. Разделение на парагнейсы и метавулканиды предполагаемое, исходя из геологического положения, состава и структурно-текстурных признаков.

Таким образом, выбранные петрохимические характеристики наглядно отражают петрологические закономерности.

Средний нормативно-молекулярный состав пород основного ряда приведен в табл. 9. Предполагаемые по геолого-петрографическим признакам параgneйсы характеризуются заметно большей изменчивостью химического состава по сравнению с метабазами. Но установление первичного облика глубокометаморфизованных пород носит весьма приблизительный характер. Тонкая перемежаемость, сланцевато-полосчатые текстуры и прочие геологические аргументы параgneйсов могут быть следствием широкого распространения изоклинальных складок разного порядка, регионального расланцевания, тектонического разлинования, метаморфической дифференциации согласно определенному структурному плану, многофазности деформаций и т.п. Однако даже при многократной переориентировке и расланцевании перемежаемость пород разного петрографического состава более вероятна для первично-осадочных толщ (при изоклинальной складчатости монотонных пород ритмичное чередование наблюдается только на контакте и в основном в замковых частях складок). Петрохимические диаграммы дают однозначные результаты в случае хорошо идентифицированных составов (например, глиноземистые или силикатно-карбонатные породы и т.п.), т.е. тогда, когда их первичное происхождение очевидно и без нанесения на диаграммы. И даже в этом случае нередко бывают недоразумения, например аллохтонные глиноземистые граниты типа чудново-бердичевских попадают в поле осадочных пород. Графитсодержащий гранат-биотитовый параgneйс (обр. 74/I) на всех диаграммах находится в поле магматических пород или в поле неопределенности. В подобных полях, в которых составы пара- и ортопород перекрывается, располагается большинство анализов многих распространенных метаморфических пород, для которых нет надежных петрохимических критериев установления их первичной природы.

МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ

Минеральные ассоциации пород нормального или основного ряда значительно менее разнообразны, чем в метapelитах, и не позволяют выделить дробные субфации. Однако в них фиксируется важнейшая реакция, принимаемая за границу между гранулитовой и амфиболитовой фашиями, а именно: Гип + Ди + Пл = Рог + Альм + Кв. При полном прохождении реакции при определенных РТ-условиях сосуществование двух пироксенов с плаггиоклазом становится невозможным, чем



Фото 1. Реликты изоклиальных складок в мигматизированных амфиболитах (Приазовье, р. Берда между хуторами Сачками и Садовым).



Фото 2. Рассланцованный лепитовый гнейс с реликтами изоклиальных складок F_n , смятых в пологие складки F_{n+1} и пересекающихся жилами послескладчатых аляскиков γ_{n+2} (Приднестровье, р. Лозовая, с. Садки).

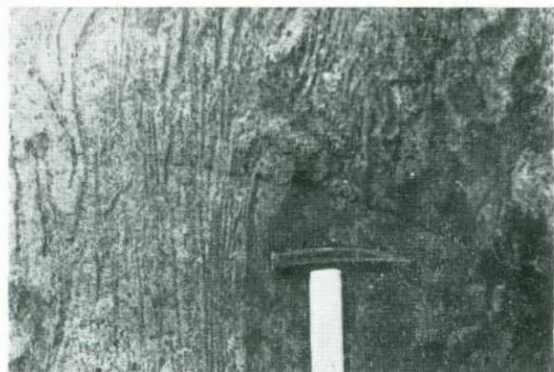


Фото 3. Наложение складчатости в чарнокит-мигматитах (р. Юж. Буг, с. Красенькое).



Фото 4. Изоклиальная складчатость в мигматизированных амфиболитах (р. Юж. Буг, северо-западнее с. Зеленой Левады).

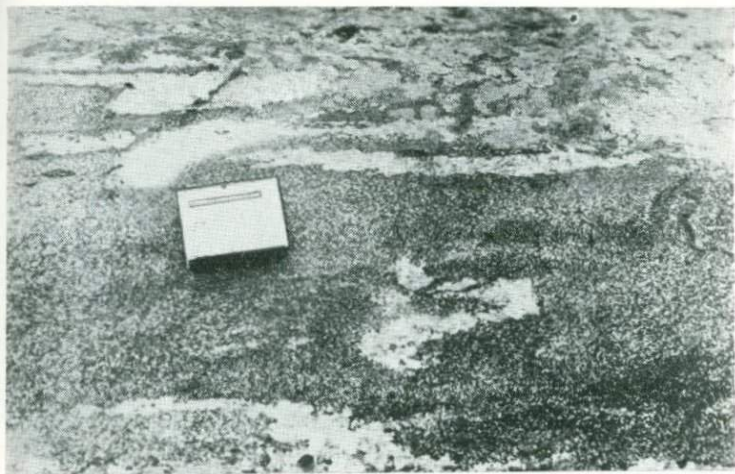


Фото 5. Обрывки изоклиналильных складок метатекта в псевдомонаклинальных амфиболитах (р. Юж. Буг, северо-западнее с. Зеленой Левады).

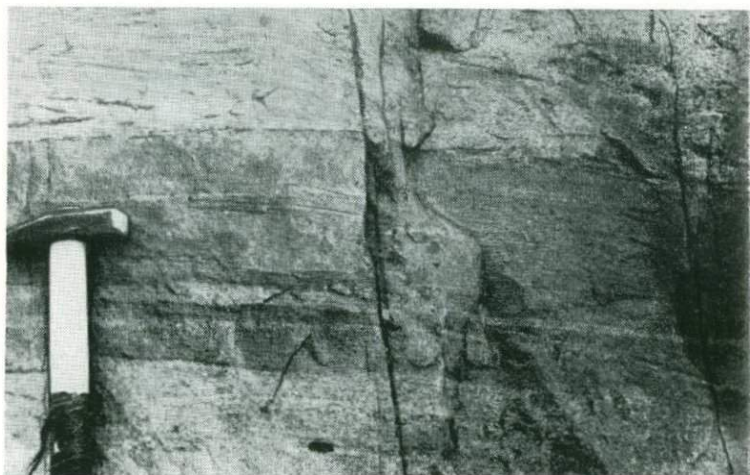


Фото 6. Зона или дайка (?) мигматизированных меланократовых биотитовых гнейсов, секущая микроскладки во вмещающих лептитовых гнейсах (р. Юж. Буг, между селами Зеленой Левадой и Витольдовым Бродом).



Фото 7. Отражение складчатости в микроструктуре гранулитов. Шлиф 139а, ув. 16, николи +.



Фото 8. Порфиробласт псевдографического антитерита со спорадическими выделениями микроклина. Шлиф 168, ув. 27, николи +.

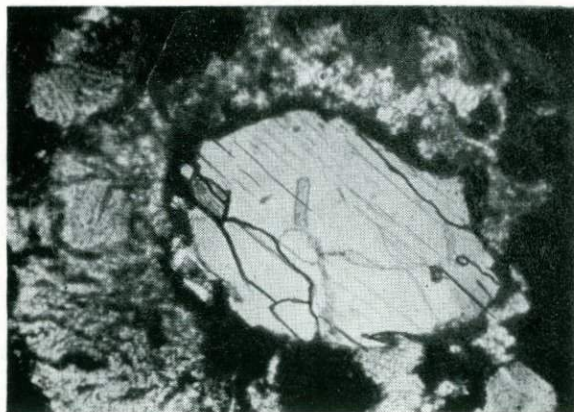


Фото 9. Каемки граната вокруг плагиоклаза в гранат-двупироксеновых амфиболитах. Шлиф Зв-5/41, ув. 38, николи +.

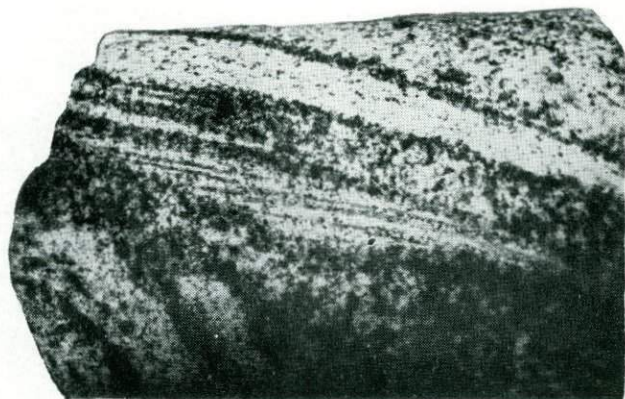


Фото 10. Две генерации волластонитовых пород. Скв. 102, обр. С-102/25, ум. 1,5.



Фото 11. Секущая жилка скаполит-волластонитовых пород. С.кв. С-102, обр. С-102/2, ум. 1,5.

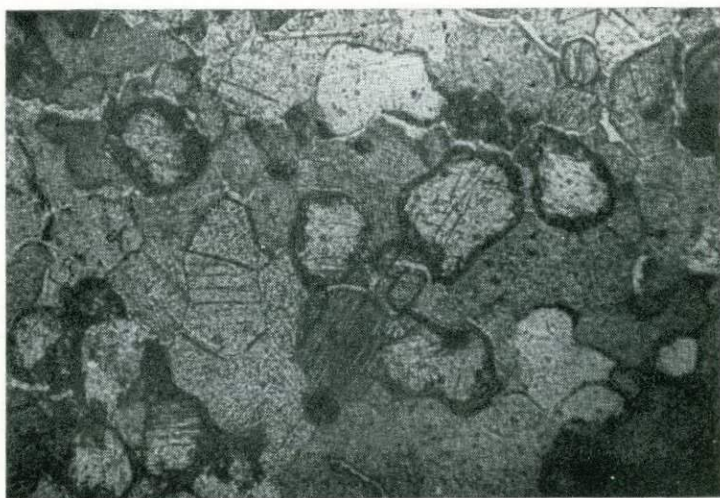


Фото 12. Каемки гроссуляра вокруг скаполита и плагиноклаза в известково-силикатных кальцифирах. Шлиф С-87/2, ув. 24, николи ||.

и определяются критические парагенезисы амфиболитовой фации (Рог+Альм+Кв+Пл+Гип и Рог+Кв+Пл+Альм+Ди), наблюдающиеся в моно- и беспироксеновых амфиболитах и роговообманковых гнейсах. Парагенезисы двух пироксенов с роговой обманкой широко распространены в юго-западной части Украинского щита и вообще в гранулитовых комплексах. Они перемежаются или ассоциируют со всеми парагенезисами метапалитов, в том числе с самыми высокотемпературными — биотит-гиперстен-кордиеритовыми. Подобные породы — по Тернеру и Ферхугену (1961) — принято относить к роговообманково-гранулитовой субфации. При этом хотя минеральные ассоциации с роговой обманкой и близки к равновесию, они, как правило, вторичны по отношению к дупироксеновым гранулитам. Достоверные дупироксеновые амфиболиты прогрессивного метаморфизма пока не обнаружены ни на территории Приднестровья, ни на территории Побужья (в пределах обнаженной части). В большинстве случаев это относится и к монопироксеновым амфиболитам, и к гнейсам. К породам прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации можно отнести лишь биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы, встреченные в виде ксенолитов в порфириовидных гастингсит-аннитовых гранитах в районе с. Сороки, и, вероятно, породы синицовой свиты на Побужье (Виноградов, 1965).

Породы основного ряда удобно моделировать системой $Na_2O-CaO-MgO-(FeO)-Al_2O_3-SiO_2$. Биотит обычно развивается вторично по пироксенам и роговой обманке и, по всей видимости, связан с другим этапом деформаций и метаморфизма. Реакция Гип+Ди+Пл+Кпш+ $(H_2O) \rightleftharpoons$ Рог+Би+Кв нетипична.

Данные о составе минералов приведены в табл. 10–13. Железистость минералов в парагенезисе Гип+Ди+Рог+Пл+Кв находится в прямой зависимости от железистости породы. Исключение составляет бескварцевые породы (обр. 116/1, 2) или породы с повышенным содержанием магнетита (обр. С-138). Это позволяет использовать при сравнении минеральных ассоциаций железистость, замеренную по одному из минералов (Гип, Ди или Рог) или породе. Состав гиперстена хорошо коррелируется с сосуществующим моноклинным пироксеном (рис. 22), чего нельзя сказать о роговой обманке и биотите. При нарушении корреляции наблюдаются и другие признаки неравновесия: четко выраженные реакционные взаимоотношения, большое различие показателей преломления минералов и т.п. (обр. 185а, 105, 105/3, 203/2 и др.). Железистость биотита чаще всего более или менее постоянна (42–52). Несмотря на то что породы бедны глиноземом, био-

Т а б л и ц а 10

Химический состав (вес.%) и некоторые физические свойства
ромбических пироксенов из пород основного ряда

Компо- нент	Номер образца							
	K-24/I	C-I/7	C-I/8	C-I38/I	Зв-5/4I	A-I40/5	A-I66/I	I80/3
<i>SiO₂</i>	49,98	49,44	49,77	53,12	49,02	48,63	49,20	49,80
<i>TiO₂</i>	0,10	0,18	0,31	0,12	0,19	0,28	0,27	0,26
<i>Al₂O₃</i>	0,20	1,64	1,46	0,93	1,85	3,36	0,72	1,18
<i>Fe₂O₃</i>	2,12	0,10	0,89	0,48	1,52	2,12	2,40	1,63
<i>FeO</i>	28,93	30,64	29,01	20,11	26,50	24,88	29,36	28,26
<i>MnO</i>	0,22	0,57	0,62	0,50	0,66	0,70	0,97	0,61
<i>MgO</i>	16,80	15,42	16,04	23,00	18,53	17,54	15,00	15,04
<i>CaO</i>	0,92	0,60	0,71	1,26	1,47	1,53	1,23	1,37
<i>Na₂O</i>	0,10	0,11	0,22	0,10	0,20	0,09	0,02	-
<i>K₂O</i>	0,01	-	-	0,10	0,08	-	-	-
<i>P₂O₅</i>	-	-	-	-	0,04	0,03	0,03	0,10
<i>H₂O</i>	0,05	-	0,06	0,20	0,18	0,18	0,05	0,09
П.п.п.	1,06	1,71	1,33	0,49	0,25	0,97	0,78	2,82
Сумма	100,49	100,41	100,42	100,41	100,49	100,42	100,09	100,26
<i>n_g</i>	-	1,733-	1,723	1,703- 1,704	1,714- 1,720	1,722	1,726	1,722- 1,724
<i>n_p</i>	-	1,714	1,718	1,687- 1,689	1,698- 1,704	1,708	1,714	1,705- 1,707
<i>ρ</i>	3,622	3,375	3,580	3,481	не опр.	3,569	3,667	3,563
Формульные коэффициенты при пересчете на 6 O								
<i>Si</i>	1,96	1,95	1,97	1,97	1,89	1,84	1,94	1,97
<i>Al_{IV}</i>	0,01	0,05	0,05	0,03	0,08	0,16	0,03	0,03
<i>Al_{VI}</i>	-	0,03	0,02	0,01	-	-	-	0,02
<i>Fe³⁺</i>	0,03	-	0,01	0,01	0,04	0,06	0,04	0,05
<i>Fe²⁺</i>	0,94	1,01	0,95	0,62	0,86	0,78	0,98	0,94
<i>Mn</i>	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
<i>Mg</i>	0,98	0,91	0,94	1,27	1,07	6,99	0,87	0,88
<i>Ca</i>	0,04	0,03	0,03	0,04	0,06	0,06	0,05	0,06
<i>Ti</i>	-	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Na</i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-

Компо- нент	Номер образца							
	K-24/1	C-1/7	C-1/8	C-138/1	Зв-5/41	A-140/5	A-166/1	180/3
Производные коэффициенты								
<i>F</i>	50,50	52,30	50,50	34,0	46,4	45,4	53,6	52,1
<i>f</i>	49,00	52,60	50,30	33,0	44,5	44,1	53,0	51,6
<i>f₀</i>	6,00	0,03	1,04	2,00	4,91	7,15	3,92	5,05

K-24/1 - двупироксеновый гнейс (Кононова, 1967); C-1/7 - амфиболитизированный двупироксеновый гнейс (метабазит?) (Гип+Ди+Рог+Пл+Кв) (р. Днестр, с. Пороги, скв. 1); C-1/8 - двупироксеновый амфиболит (Ди+Гип+Рог+Пл+Кв) (там же); C-138/1 - амфиболит (Рог+Ди+Гип+Пл+Кв) (р. Днестр, с. Раковец, скв. 138); Зв-5/41 - основной кристаллосланец (гип ред. Ди+Рог. +Альм. вт. +Пл+Мт), р. Кж. Бут, с. Гайворон; A-140/5 и A-166/1 - амфиболиты (Слензак, 1960); 180/3 - чарнокитизированный биотит-двупироксеновый гнейс (Гип+Ди+Би+Пл+Кпш+Кв) (р. Дерло, с. Воеводичинцы, скв. 14277). Анализы выполнены в ИГЕМ АН УССР, ан. 180/3 - аналитиком Л.В. Кацнельсон, остальные - В.В. Мирской.

тит иногда представлен истонит-сидерофиллитом (см. рис. 1б, обр. 180/3). Биотит обычно появляется синхронно с антипертитовыми вростками и, видимо, связан с повышением химического потенциала K_2O при гранитизации. Основная масса его связана с экстремальной реакцией Гип+Кпш = Би+Кв.

Поскольку количество компонентов, участвующих в реакции, большое, амфиболитизация может осуществляться только при вполне подвижном поведении или экстремальных соотношениях каких-либо двух компонентов. Если сравнить железистость роговой обманки, гиперстена и клинопироксена в равновесных парагенезисах (рис. 23), то нетрудно заметить, что отношение Fe/Mg или экстремальное, или близкое к таковому (Венидиктов, 1971). Это же следует из диаграмм, приведенных А.А. Маракушевым (1965) и С.П. Кориковским (1967), а также из данных Энгелей (Engel, Engel, 1960). Отклонения от экстремумов вызваны ошибками в определении железистости минералов или неполным равновесием системы. Выводы об устойчивости роговых обманок противоположны в зависимости от отклонения от экстремума в ту или иную сторону. Участие магнетита в реакции может вызвать отклонение от экстремального состояния. Однако в этом случае добавляется одна фаза, и число степеней свободы все-

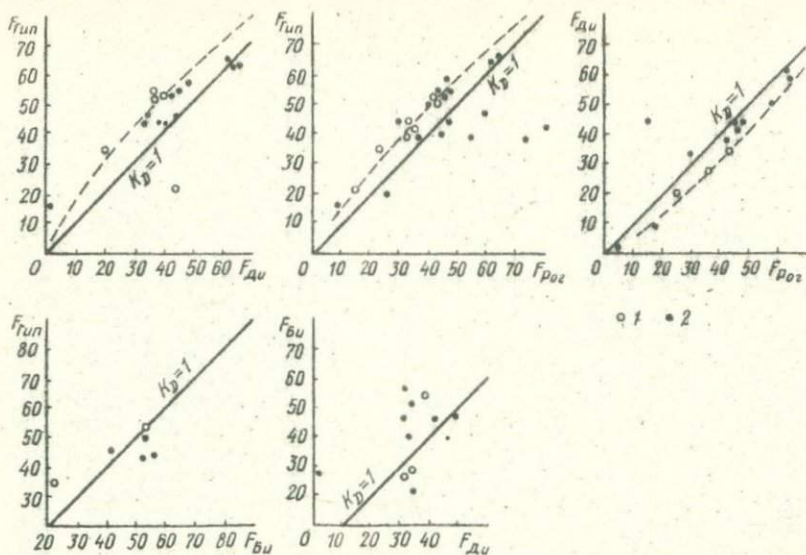


Рис.22. Корреляция железистости минералов в породах нормального ряда:
 1 - аналитические; 2 - оптические данные.

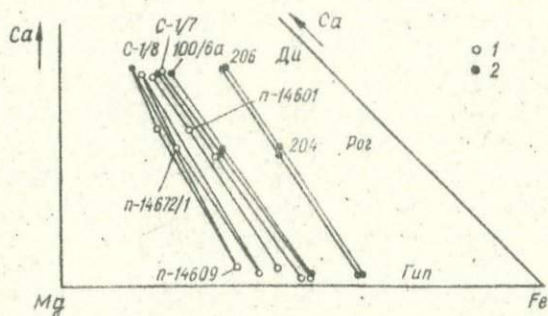


Рис.23. Экстремальные соотношения минералов в парагенезисе Гип + Ди + Рог + Пл + Кв. Состав минералов: 1 - по аналитическим данным, 2 - по оптическим свойствам и графикам корреляции.

Т а б л и ц а II

Химический состав (вес.%) и некоторые физические свойства
моноклинных пироксенов из пород основного ряда

Компо- нент	Номер образца					
	K-24/2	I80/3	G-I/7	G-I38/I	G-I38/9	204
SiO_2	50,22	50,40	50,38	52,40	52,04	49,06
TiO_2	0,21	0,34	0,22	0,05	0,15	0,33
Al_2O_3	1,00	1,79	2,91	1,30	1,40	3,23
Fe_2O_3	1,71	1,41	0,26	1,08	1,32	1,08
FeO	11,29	11,49	12,36	5,89	7,47	16,66
MnO	0,29	0,19	0,26	0,20	0,49	0,30
MgO	12,23	10,97	11,87	16,04	14,00	9,14
CaO	21,89	21,98	20,67	22,40	22,44	18,62
Na_2O	0,47	0,50	0,25	0,40	0,40	0,38
K_2O	0,03	-	-	0,10	0,10	0,12
P_2O_5	-	0,06	-	-	-	-
H_2O	-	0,11	-	0,12	0,04	0,16
п.п.п.	0,96	0,94	1,15	0,43	0,56	0,96
Сумма	100,30	100,18	100,33	100,41	100,41	99,97
ρ_g	1,713	1,719	1,725	1,717- 1,720	1,715	1,733- 1,736
ρ_p	1,693	1,688	1,696	1,683	1,688	1,701- 1,702
ρ	3,350	3,445	3,407	3,292	3,305	Не опр.

Формульные коэффициенты в пересчете на 6 O

Si	1,93	1,93	1,92	1,92	1,95	1,90
Al_{IV}	0,04	0,07	0,08	0,06	0,05	0,10
Al_{VI}	-	0,01	0,05	0,02	0,01	0,05
Ti	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe^{3+}	0,03	0,04	0,01	0,03	0,04	0,05
Fe^{2+}	0,36	0,34	0,39	0,18	0,23	0,54
Mg	0,70	0,62	0,67	0,87	0,78	0,52
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09
Ca	0,90	0,92	0,85	0,87	0,89	0,77
Na	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03
K	-	-	-	0,01	0,01	0,01

Компонент	Номер образца					
	K-24/2	I80/3	C-I/7	C-I38/I	C-I38/9	204
Производные коэффициенты						
<i>F</i>	36,6	38,9	37,0	20,0	26,8	53,5
<i>f</i>	34,0	35,4	36,8	17,1	22,7	50,9
<i>f₀</i>	12,2	10,5	2,50	14,0	10,4	8,00

K-24/2 - двупироксеновый гнейс (Кононова, 1968); C-I38/9 - амфиболит (Pog+Ди+Би+Пл+Кв), р. Днестр, с. Раковец, скв. I38; 204 - двупироксеновый кристаллосланец метабаазитового облика (Ди+Pog+Гип+Пл+Альм) (р. Бушанка, с. Бабчинцы). Остальные образцы см. в табл. I0. Производные коэффициенты см. в табл. 3.

Анализ выполнены в ИГФМ АН УССР; I80/3 - аналитиком Л.В. Кацнельсон, остальные - Б.В. Мирской.

равно сокращается на единицу. Так как при изменении содержания магнетита изменяется соотношение окисного и закисного железа, то подобные реакции, очевидно, контролируются в какой-то степени окислительно-восстановительным потенциалом. В том или ином количестве магнетит, как правило, зафиксирован в породах основного ряда, причем наряду с роговой обманкой зачастую развивается по пироксенам, т.е. понижение T или повышение R_{H_2O} синхронно с увеличением R_{O_2} .

Таким образом, железистость системы позволяет протекать реакциям амфиболитизации в большом интервале составов. В то же время часто отмечается чередование амфиболитов с двупироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами, не содержащими роговой обманки (участки Садковцы, Саинка и др.), свидетельствующее о зависимости этой реакции от состава исходных пород. У с. Покутное (р. Мурафа) в одном обнажении встречены ксенолиты амфибол- и биотит-двупироксеновых гнейсов с повышенным содержанием магнетита (см. табл. 8, ан. 4 и 22). Железистость вторых значительно выше, чем первых. На участке Русава (р. Русава) наблюдается обратный эффект: в более железистых породах развивается роговая обманка, а в более магниезных - биотит (табл. I4). В скв. I38 на одном и том же интервале (333,4-335,2 м) вскрыты биотит-клинопироксен-роговообманковые гнейсы (без Гип) и двупироксеновые амфиболиты (анализы пород см. в табл. 8, анализы минералов - в табл. I0-I3). В первых железистость значительно выше. В магниезных составах роговая обманка заметно светлее.

Т а б л и ц а 12

Химический состав (вес.%) и некоторые физические свойства
роговых обманок

Компо- нент	Номер образца						
	C-1/8	C-138	C-138/1	C-138/9	C-10/2	C-219/15	Эв-5/41
<i>SiO₂</i>	44,51	45,00	49,57	44,92	44,80	47,56	41,60
<i>TiO₂</i>	1,60	1,49	0,65	0,84	1,26	0,51	1,68
<i>Al₂O₃</i>	10,79	9,59	6,99	9,80	16,57	8,44	10,91
<i>Fe₂O₃</i>	0,96	3,49	2,20	6,60	2,20	3,46	3,03
<i>FeO</i>	15,51	10,72	7,70	7,54	4,61	9,05	12,38
<i>MnO</i>	0,21	0,22	0,15	0,31	0,04	0,41	0,22
<i>MgO</i>	11,85	13,08	17,03	14,01	14,58	14,84	13,30
<i>CaO</i>	10,65	12,20	12,30	12,16	12,46	12,00	12,67
<i>Na₂O</i>	1,88	1,20	1,10	1,34	1,66	1,06	2,22
<i>K₂O</i>	0,24	1,45	0,50	1,10	0,50	0,80	0,38
<i>P₂O₅</i>	-	-	-	-	0,05	-	0,08
<i>H₂O</i>	0,02	0,08	0,04	0,08	0,05	-	0,32
П.п.п.	1,90	1,83	2,10	1,50	1,08	2,19	1,65
F	-	-	-	0,16	-	-	-
Сумма	100,11	100,33	100,33	100,39	99,85	100,47	100,44
<i>n_g</i>	1,684	1,678	1,662- 1,666	1,678	1,658	1,671- 1,676	1,685- 1,689
<i>n_p</i>	1,660	1,652	1,637- 1,638	1,651	1,636	1,645- 1,650	1,660- 1,664
<i>ρ</i>	3,231	3,150	3,151	3,163	3,444	3,144	не опр.

Формульные коэффициенты в пересчете на 24 (O, OH, F)

<i>Si</i>	6,60	6,62	7,02	6,59	6,32	6,84	6,33
<i>Al^{IV}</i>	1,40	1,38	0,98	1,41	1,68	1,16	1,67
<i>Al^{VI}</i>	0,48	0,28	0,19	0,28	1,20	0,25	0,29
<i>Ti</i>	0,18	0,17	0,08	0,09	0,14	0,05	0,19
<i>Fe³⁺</i>	0,11	0,39	0,23	0,72	0,24	0,38	0,35
<i>Fe²⁺</i>	1,92	1,32	0,91	0,93	0,47	1,09	1,57
<i>Mn</i>	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	0,05	0,03
<i>Mg</i>	2,62	2,85	3,59	3,06	3,11	3,17	3,01
<i>Ca</i>	1,69	1,33	1,86	1,911	1,95	1,84	2,06
<i>Na</i>	0,54	0,34	0,31	0,38	0,48	0,27	0,65
<i>K</i>	0,04	0,28	0,08	0,21	0,09	0,13	0,07
<i>OH</i>	1,90	1,86	1,02	1,55	1,11	2,10	1,68
<i>F</i>	-	-	-	0,07	-	-	-

Компо- нент	Номер образца					
	C-I/8	C-138	C-138/1	C-138/9	C-10/2	C-219/15

Производные коэффициенты

F	43,4	37,9	24,4	35,5	16,4	32,4	39,3
f	42,3	31,7	20,2	23,3	13,1	25,5	34,4
f_0	5,42	12,0	20,1	43,6	39,4	25,9	18,0
a_{IV}^+	19,51	17,25	12,2	17,6	27,0	14,5	20,8
a_{IV}^-	14,4	16,6	9,9	21,2	30,6	14,8	18,0
a_{Ca}	25,6	24,3	17,3	23,6	22,6	24,3	25,8

C-138 - биотит-роговообманковый гнейс (Рог + Би + Ди + Пл + Кв) (р.Днестр, с.Раковец); C-10/2 - серпентинизированный пироксенит (Парг + Ди + Гип + Шп + Серп_{вт}), (с.Болган, скв. 10);

C-219/15 - амфиболитизированная диопсидовая порода (Ди + Рог + Пл + Кв + Серп_{вт} + Хл_{вт}) (с.Черница, МССР, скв. 219). Остальные образцы см. в табл.10, 11. Анализы выполнены в ИГФМ АН УССР, аналитики Б.В.Мирская, Л.В.Кацнельсон и М.Л.Шайкевич.

$$a_{IV}^+ = \frac{Al_{IV}}{Al_{IV} + Si} 100\% ; \quad a_{IV}^- = \frac{Al_{IV} + Fe^{3+} + Ti}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Al_{IV} + Ti + Mn} 100\% ;$$

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

Остальные коэффициенты см. в табл.3.

Следовательно, эмпирические данные противоречивы и не позволяют сделать однозначные выводы о зависимости железистости амфиболитов от температуры, хотя согласно экспериментам гастингсит более низкотемпературный, чем паргасит (Добрцов и др., 1970; Маракушев, 1968, 1969). Более определенные выводы можно сделать относительно кремнекислотности, понижение которой благоприятствует амфиболитизации.

Для выяснения роли основности плагиоклаза (f_{Na_2O}) при амфиболитизации на основании химических анализов гиперстена, клинопироксена и роговой обманки в обр. C-I/7 и C-I/8 (участок Пороги) рассчитаны следующие реакции:

Т а б л и ц а 13

Химический состав (вес.%) и некоторые физические свойства
биотитов из пород основного ряда

Компо- нент	Номер образца			
	180/3	С-138/1	С-138/9	186
SiO_2	37,25	38,52	37,35	38,55
TiO_2	4,52	3,42	3,54	2,27
Al_2O_3	19,94	15,58	15,36	13,71
Fe_2O_3	1,61	2,21	1,73	2,74
FeO	15,08	9,19	12,50	9,97
MnO	0,05	0,06	0,15	0,08
MgO	8,34	18,58	16,20	19,73
CaO	0,80	0,84	0,84	0,24
Na_2O	0,10	0,20	0,20	0,40
K_2O	9,70	9,28	8,80	9,84
P_2O_5	0,09	-	-	-
H_2O	0,28	0,08	0,12	0,10
П.п.п.	2,12	1,60	2,73	1,92
F	-	0,15	0,20	-
Сумма	99,88	99,71	99,72	99,55
η	1,657	1,612- 1,616	1,636- 1,638	1,607- 1,610
ρ	3,030	2,928	3,050	3,100

Формульные коэффициенты в пересчете на 12 (O, OH, F)

Si	2,82	2,96	2,79	2,90
Al^{IV}	1,18	1,04	1,20	1,10
Al^{VI}	0,60	0,37	0,15	0,11
Fe^{3+}	0,09	0,13	0,10	0,15
Fe^{2+}	0,95	0,59	0,78	0,63
Mn	-	0,01	0,01	-
Mg	0,94	1,79	1,80	2,21
Ti	0,26	0,19	0,20	0,12
Ca	0,06	0,07	0,87	0,02
Na	0,01	0,03	0,03	0,06
K	0,94	0,91	0,83	0,94
OH	1,21	0,87	1,42	1,01
F	-	0,04	0,06	-

Компо- нент	Номер образца			
	180/3	С-138/1	С-138/9	186
Производные коэффициенты				
<i>F</i>	52,60	28,80	32,90	26,10
<i>f</i>	50,40	24,70	30,10	22,20
<i>f₀</i>	8,79	18,00	11,36	19,20
<i>a_{IV}</i>	0,30	0,30	0,30	0,27
<i>a_V</i>	0,22	0,12	0,36	0,03
<i>t</i>	0,26	0,30	0,23	0,18

186 - биотизированная диопсидовая порода (Ди+Би+Пл+Ск_{вт}+Кв)
(р. Мурафа, с. Володиевцы). Остальные образцы см. в табл. 10 и 11.
Анализы выполнены в ИГЕМ АН УССР, аналитик Б.В. Мирская. Производ-
ные коэффициенты см. в табл. 3.

Т а б л и ц а 14

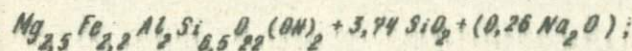
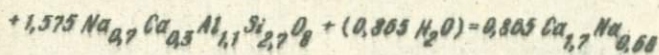
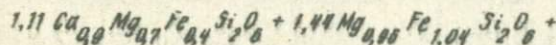
Состав минералов в парагенезисах пород, богатых кальцием

Участок	Номер образца	Парагенезис
Воеводчинцы	180/3, 181/1 и др.	Би _{52,5} +Гип ₅₂ +Ди ₃₉ +Пл ₃₆ +Орт+Кв*
Пороги	С-1/7	Ги ₅₂ +Ди ₃₇ +Рог ₄₆ +Пл ₄₇ + Кв*
"	С-1/8	Гип _{50,5} +Ди ₃₆ +Рог _{43,5} +Пл ₅₂ +Кв+Би ₅₁ *
Скалополь	К-24/1	Гип _{50,5} +Ди _{36,6} +Пл+Кв*
"	199/3	Гип ₆₃ +Ди ₆₁₋₇₀ +Альм ₆₉₋₈₁ +Би+Рог+ +Пл ₉₀₋₉₂ +Кв
Осламово	П-14601	Гип ₄₇ +Ди ₃₃ +Рог ₄₂ +Пл+Кв*
Морозовка	П-14609	Гип ₃₉ +Ди ₂₈ +Рог ₃₃ +Пл+Орт+Кв*
Томулевка	91, 203/2	Гип ₄₆ +Ди ₃₄ +Рог ₃₁ +Пл+Кв+Би ₄₀
Мазуровка	185а	Гип ₃₉ +Ди ₈₀ +Рог ₃₆ +Пл ₄₃ +Кв
Глебовка	П-14672/1	Гип ₄₂ +Ди ₃₀ +Рог ₃₅ +Пл+Кв*
	П-14672	Би+Гип ₅₁ +Рог ₄₃ +Альм+Пл+Кв
Петровское	100/6	Гип ₅₃ +Ди ₄₁ +Рог ₄₇ +Пл ₅₇ +Кв

Участок	Номер образца	Парагенезис
Володиевцы	II4/2, 186	Би ₂₆ +Ди ₃₂ +Ск+Орт+Кв [*]
Вилы Ярузские	74	Гип ₄₄ +Би ₄₆ +Ди ₄₃ +Пл ₅₂ +Кв
" "	200/1	Гип ₄₅ +Рог ₄₇ +Ди ₄₀ +Пл ₃₄ +Орт+Кв
Оадковцы	II6/1, 2	Гип ₅₈ +Ди ₄₅ +Рог ₄₇ +Альм ₆₉ +Пл ₄₂ +Мг
Бабчицы	204	Гип ₆₃ +Ди ₅₄ [*] +Рог ₆₃ +Пл ₅₀ +Альм ₇₁
Русавы	206	Гип ₆₄ +Ди ₆₂ +Рог ₆₃ +Пл+Кв
"	171/1	Гип ₄₃ +Ди ₄₁ +Би+Пл ₅₉ +Кв
Писаревка (р. Русавы)	105, 105а	Гип ₃₈ +Ди+Рог ₅₅ +Пл ₃₉₋₄₁ +Орт+Кв
	105/3	Гип ₃₉ +Ди+Рог ₇₄ ^{BT} +Пл ₃₉₋₄₁ +Орт+Кв
Голошница	C-87/6	Ди ₄₈ +Рог ₆₀ ^{BT} +Би ₅₀ +Пл ₃₉ +Орт+Ка+Кв
Раковец	C-138/1	Гип ₃₄ +Рог _{24,6} +Ди ₂₀ +Би _{28,9} +Пл ₂₀ +Кв [*]
"	C-138	Ди ₃₄ +Рог _{37,8} [*] +Би ₄₂ +Пл ₃₀ +Кв+Мт

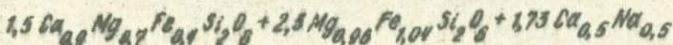
Примечания. 1. Звездочкой помечены составы минералов по химическим анализам (остальные - по оптическим данным). 2. Некоторые минеральные ассоциации явно неравновесные (105/3, 185а и др.).

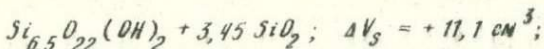
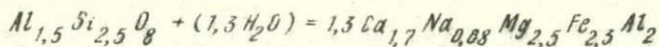
I. Основность плагиоклава 30:



$$4V_s = -3,4 \text{cm}^3; \left(\frac{d\mu_{\text{H}_2\text{O}}}{d\mu_{\text{Na}_2\text{O}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{P}}} \right) = \frac{0,26}{0,805} = +0,3; \left(\frac{dP_s}{d\mu_{\text{H}_2\text{O}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{MgO}}} \right) = -4,58 \text{r/cm}^3.$$

2. Основность плагиоклава 50 (реальная):

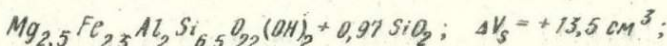
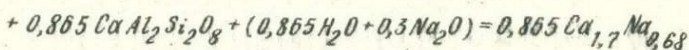
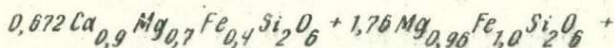




$$\left(\frac{d\mu_{H_2O}}{d\mu_{Na_2O}} \right)_{T,P} = 0; \quad \left(\frac{dP_s}{d\mu_{H_2O}} \right)_{T,\mu_{Na_2O}} = +2,11 \text{ г/см}^3;$$

$$\left(\frac{dP_s}{dT} \right)_{\mu_{H_2O}, \mu_{Na_2O}} = -14,1 \cdot 10^5 \text{ н/м}^2 \text{ } ^\circ\text{K}.$$

3. Основность плагиоклаза 100:



$$\left(\frac{d\mu_{H_2O}}{d\mu_{Na_2O}} \right)_{T,P} = -0,546; \quad \left(\frac{dP_s}{d\mu_{H_2O}} \right)_{T,\mu_{Na_2O}} = +1,15 \text{ г/см}^3.$$

Смена знака производной свидетельствует о наличии экстремума при основности плагиоклаза 50, который отвечает минимуму μ_{H_2O} (рис.24). При подобном составе реакция идет изохимично. И действительно, амфиболитизация в условиях гранулитовой фации наблюдается чаще всего в породах с плагиоклазом № 45-55. При повышении активности воды поле амфиболитов расширяется, а при наложении метаморфизма амфиболитовой фации роговая обманка встречается (но не всегда сосуществует) уже с кислым, а также с сильно основным плагиоклазом (см.табл.14, участки Раковец и Скалополь). Объемный эффект при основности плагиоклаза 30-50 небольшой. При увеличении количества анортитовой молекулы роль давления повышается. Отсутствует явная корреляционная связь основности плагиоклаза с железистостью пород и фемических минералов (см.табл.8 и 14). В частности, наблюдаются соотношения $N_{пл} < F_{пор}, N_{пл} > F_{пор}$ и $N_{пл} \approx F_{пор}$. В большинстве случаев отмечается первый вариант ($N_{пл} < F_{пор}$ или $N_{пл} < F_{пор}$). Однако даже если бы подобная корреляция была, то, вероятно, самыми высокотемпературными были бы роговые обманки средней железистости соответственно наличию экстремума при основности плагиоклаза № 50.

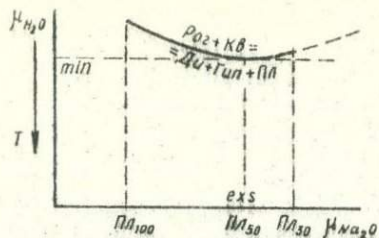


Рис.24. Зависимость реакций амфиболизации от основности плагиоклаза.

Уже на основании петрохимических данных была установлена связь коэффициента окисления пород со степенью амфиболизации. Аналогичный эффект наблюдается и в темноцветных минералах (табл.15). Лучше всего это видно по роговой обманке, хуже — по клинопироксенам и биотитам. В ромбических пироксенах K_0 (или f_0) существенно не изменяется. Составление соответствующих диаграмм (см. также табл.8, 10–14) показало, что от железистости ни в породах, ни в минералах коэффициент окисления не зависит. Заметно не влияет также наличие магнетита в количестве до 3–5% (обр. С–138).

Таблица 15

Сопоставление коэффициента окисления (K_0) в дупироксеновых гнейсах и амфиболитах

Порода, минерал	Номер образца				
	180/3	С–1/7	С–138	С–138/1	С–138/9
Порода	1,0	8,00	50,00	32,0	45,0
Рог	–	5,40	22,8	20,7	43,7
Ди	10,5	2,50	Не опр.	14,6	13,3
Гип	5,0	0,03	–	2,0	–
Би	8,6	–	Не опр.	18,0	11,2

Названия пород и парагенезисы см. в табл.10–13.

Появление роговой обманки в основных породах в высокотемпературных участках сопряжено с замещением гиперстен–кордиеритовых метапелитов биотит–гранат–кордиеритовыми (р.Мурафа, с.Саинка). И амфиболизация, и биотитизация часто контролируются плоскостями сланцеватости и бластомилонитизации. Следовательно, образование водосодержащих минералов связано с повторными деформациями, сопровождающимися изменением P_{H_2O} и P_{O_2} . Неравномерность амфиболи-

зации первично-однородных пород (например, крупное тело метабазитов у с. Пороги), видимая в обнажениях, образцах и кусках керна, свидетельствует о том, что реакция лимитировалась количеством воды и кислорода, проникновение которых облегчалось зонами расщепления и бластомилонитизации. Возможно, некоторую роль играли небольшие отклонения в оснoвности плагиоклаза. Подвижность Na_2O и FeO облегчает прохождение амфиболитизации. Вероятно, изменение R_{H_2O} и P_{O_2} происходит одновременно с общим понижением температур.

Цвет роговых обманок по N_y в интервале одинаковой железистости изменяется на разных участках гранулитовой фации от зеленовато-бурого до зеленого. В породах амфиболитовой фации роговая обманка только зеленая. Густота окраски при одинаковых P_T -условиях зависит от железистости (участок Раковец). В магнетитоодержащих полевошпатовых кварцитах (Рекеченский карьер), микроклинизированных салитовых гнейсах (участок Голошница) развита вторичная зеленовато-голубая роговая обманка (каемки вокруг пироксенов и т.п.). В катаклазитах и бластомилонитах зон поздних разрывов она встречается в ассоциации с актинолитом, серицитом и хлоритом. Явно вторичный характер носит также сильно железистая роговая обманка типа феррогастингсита ($n_g = 1,713-1,715$; $n_p = 1,687-1,690$; $-2V = 70-80^\circ$), неравновесная с главными парагенезисами. Она наблюдается в секущих жилках или в виде каемок вокруг гиперстена. Весьма интересно наличие ее в качестве ничтожной примеси в биотит-гранат-гиперстеновых гнейсах (обр. 136/1, 139/2).

При повышенной железистости в амфиболитизированных двупироксеновых гнейсах и кристаллосланцах появляется гранат. Это отмечали А.А. Маракушев (1962, 1965), С.П. Кориковский (1967), Ф. Тернер (Turner 1968) и др. В кристаллическом фундаменте Приднестровья гранатосодержащие амфиболиты встречены в двух обнажениях: у сел Бадчиц и Садковцев (см. табл. 13), однако оба парагенезиса бескварцевые. У с. Садковцев, кроме того, зафиксированы большие количества магнетита (до 5-7%). Породы недонасыщены SiO_2 (см. табл. 8, ан. 17, 18). В присутствии кварца единичные зерна граната и гастингситовой роговой обманки наблюдались у с. Скалополя (обр. 199/3). Роговая обманка образует каемки вокруг пироксенов. Наличие граната в амфиболитах на территории Приднестровья отмечал также О.И. Сланзак (1960). Равновесие $Il+Pl+Di+Pog+Alm+Pl+Kv$ фиксирует предельную железистость феррических минералов безгранатовых двупироксеновых амфиболитов, которая определяется геометрическим градиентом или типом фациальной серии и для каждого региона может быть различной.

В Приднестровье этот предел железистости составляет 65–70, причем составы гиперстена, клинопироксена и роговой обманки сближаются и примерно совпадают с железистостью породы (см. табл. 8, 14, обр. 199/3, 204, 206). Редкостью подобных составов объясняется малая распространенность гранатовых амфиболитов в данном районе. Состав минералов в равновесии Гип+Ди+Рог+Альм+Пл+Кв фиксирован и определяется РТ-условиями. По данным А.А. Маракушева (1973), реакция в области малой и средней железистости зависит главным образом от температуры; при высокожелезистых составах большое влияние оказывает также давление на твердую фазу. Минимальная железистость гранат-двупироксеновых пород без Рог также, по-видимому, может быть индикатором фациальной серии.

Парагенезис Ди+Альм+Пл+Кв без роговой обманки (эклогитовые гранулиты) в докембрии Приднестровья достоверно не обнаружен. Единичные зерна моноклинного пироксена отмечены в биотит-гранат-гиперстеновых гнейсах у сел Сналополя, Шестаковки, Вил Яружских и в Ивашковском карьере. У с. Саинки (р. Мурафа) в породах, перемежающихся с биотит-гиперстен-гранат-кордиеритовыми гнейсами, обнаружена ассоциация Гип₄₉+Альм₆₄+Би₄₀+Ди₄₃₋₄₆+Пл+Кв+Кпш. Клинопироксен здесь встречен в виде единичных зерен в раздробленном образце (иммерсионном препарате) 57/23а.

В зонах тектонических нарушений изредка встречаются амфиболитизированные породы и амфиболиты метасоматического происхождения. Это неравновесные меланократовые породы, сложенные в основном роговой обманкой и пироксенами (см. табл. 8, 14, участок Магуровка).

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По наличию существенно магнизиальных минералов (доломит, форстерит и т.п.) силикатно-карбонатные породы разделены на две группы: известково-силикатную и известково-магнезиально-силикатную.

Из пород известково-силикатного ряда в кристаллическом фундаменте Приднестровья обнаружены клинопироксеновые (салитовые) гнейсы, кальцифиры и связанные с ними метасоматиты (салит-скаполитовые и волластонитовые породы, скарноиды и метасоматические кальцифиры).

Клинопироксеновые гнейсы характерны главным образом для III и IV тектоно-метаморфических циклов (мурафская и сорокская серии). Встречаются они также в виде ксенолитов в рассланцованных гранитоидах II (подольского) цикла. С одной стороны, они перемежаются и ассоциируются с гиперстеновыми, биотит-гранат-гиперстеновыми или (реже) двупироксеновыми гнейсами (в основном мурафская серия), с другой — с кальцифирами и скарноидами (почти исключительно сорокская серия).

Клинопироксеновые гнейсы сложены такими породообразующими минералами (%): плагиоклаз № 43-68 — 30-50, салит — 20-40, кварц — 5-15, скаполит — 0-20, калишпат — 1-10, сфен — 1-3. Кроме того, часто встречаются кальцит (0-5%), волластонит (единичные зерна), графит (до 1%), магнетит, апатит и циркон, иногда появляются биотит и сине-зеленая роговая обманка. Большие количества этих минералов наблюдаются в тектонически нарушенных и дислоцированных участках. В подобной геологической обстановке образуются каемки граната вокруг скаполита. В единичных случаях обнаружены секущие прожилки флюорита (сорокская серия, скв. 102).

Структуры чаще всего грано- и ксенобластовые с сутурными очертаниями зерен и взаимным проникновением минералов, реже — ге-

теробластовые, ситовидные, симплектитовые и коррозионные. Характерны следы деформаций и катаклаза: в обнажениях — зеркала и штрихи скольжения, микроскладчатость скалывания, под микроскопом — катакластические структуры, волнистое погасание салических минералов, изогнутые двойники плагиоклаза и т.п.

Скаполит, развиваясь по плагиоклазу, распределяется неравномерно. В отдельных случаях вокруг зерен плагиоклаза наблюдаются каемки кварц-скаполитовых симплектитов. Вместе со скаполитом, как правило, появляется кальцит. Основность скаполита (63–68% мейонита) почти во всех случаях заметно превышает таковую замещаемого плагиоклаза. Весьма характерны каемки мелких зерен гроссуляра на контакте волластонита и кальцита. Вокруг волластонита, кроме того, обычно наблюдается оторочка зернышек кварца и кальцита. На контактах плагиоклаз — волластонит и скаполит — волластонит образуется также расплывчатая каемка тонкозернистой смеси кальцита, серицита (?) и гроссуляра. Биотит и роговая обманка развиваются за счет клинопироксена — в первую очередь по трещинам спайности и краям зерен. В ассоциации с жилами микроклинных гранитов иногда встречаются микроклинизированные клинопироксеновые гнейсы. Отдельные полосы сложены микроклином, гранатом и кальцитом, причем гроссуляр образует каемки вокруг зерен кальцита в полевых шпатах. В участках, не затронутых микроклинизацией, по плагиоклазу или реже — по салиту развиваются шестоватые кристаллики клиноцоизита с аномальными чернильно-синими тонами ($n_p = 1,702 - 1,707$). Отмечаются также каемки клиноцоизита вокруг кальцита.

Известково-силикатные кальцифиры на территории Приднестровья наиболее подробно описаны в работах М.И. Жеру (1967, 1968, 1972). Они почти исключительно приурочены к сорокской серии и изучались только по керну скважин. Е.М. Лазыко и др. (1975) отмечают еще наличие кристаллических известняков по р. Мурафе в районе сел Саинка — Володиевец. Среди кальцифиров выделяются метаморфические и метасоматические разновидности (Венидиктов, 1974б). Метаморфические кальцифиры залегают в виде маломощных линз и "прослоев" в клинопироксеновых гнейсах. Характеризуются массивной или неяснополосчатой текстурой и равномерной мелкозернистой структурой (гранобластовой в соcтании с кельфитовой). Количественные соотношения минералов таковы (%): кальцит — 60–90, плагиоклаз — 0–10, скаполит — 0–15, гранат — 0–15, салит — 5–15, кварц — 0,1–5,0, сфен — 0,5–1,0; кроме того, обнаружены единичные зерна апатита, пирита, маг-

Химический состав (вс.%) и некоторые петрохимические харак-

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
I	C-185/6	44,04	0,59	15,37	0,23	5,72	0,12	3,53	21,22
2	II2	52,18	0,37	13,64	0,44	4,35	0,05	3,40	18,84
3	C-87/5	53,20	0,59	14,94	0,47	5,33	0,07	4,51	13,78
4	II4/4	56,24	0,57	14,61	0,18	5,74	0,01	3,93	11,80
5	78	59,46	0,24	14,41	0,47	4,49	0,06	3,21	11,19
6	229/3*	48,63	0,46	11,22	0,39	10,08	0,25	2,93	18,34
7	C-87/7	20,24	0,22	4,84	0,65	1,57	0,01	0,97	43,82
8	C-87/12	25,90	0,20	5,70	0,94	1,85	0,03	2,42	39,20
9	229/5*	20,48	0,06	-	0,60	0,72	0,22	2,00	46,76
10	C-164/13*	13,20	0,15	0,75	1,71	1,87	0,04	1,39	47,18
11	C-164/13a*	46,60	0,15	5,93	0,80	1,44	0,10	1,57	40,00
12	C-87/9	49,93	0,16	8,64	0,66	1,43	0,08	2,68	31,57
13	229/30*	47,00	0,15	0,42	0,89	2,16	0,28	1,56	41,58
14	Kp-309/10*	10,26	0,05	1,39	1,40	1,72	0,86	14,46	34,57
15	Kp-307/13*	10,67	0,10	2,85	0,21	1,22	0,89	22,27	26,62
16	C-219/2*	12,91	0,02	2,01	0,83	1,44	0,85	13,81	35,20
17	C-219/2a*	11,29	0,02	0,38	0,68	1,65	0,85	13,19	36,67
18	Kp-309/12*	20,04	0,07	3,30	1,74	1,26	0,76	18,06	25,69
19	Kp-309/28*	16,77	0,02	4,14	0,89	1,00	0,53	18,95	27,64
20	Kp-309/29*	11,72	0,02	0,48	0,81	1,15	0,50	16,03	35,41
21	Kp-309/7	8,87	0,01	0,96	0,10	2,37	1,35	17,25	30,46
22	C-219/3*	0,87	Сле- ды	0,20	0,83	2,23	1,20	19,75	29,87
23	Kp-307/14	52,52	0,05	2,17	0,88	2,51	0,86	15,47	22,19

Т а б л и ц а 16

теристика силикатно-карбонатных пород

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма	F	C ₀	K	K ₀
2,00	0,22	0,11	4,30	0,09	0,78	100,47	48,0	+17,3	69,0	0,11
2,22	1,44	0,24	Не опр.	0,02	1,16	99,64	42,9	+19,4	68,5	0,10
3,60	1,35	0,12	0,77	0,06	1,49	100,36	44,0	+12,8	55,2	0,06
3,33	2,88	0,19	Не опр.	0,11	1,01	100,60	46,0	+11,8	54,1	0,02
2,69	2,80	0,13	"	0,37	1,14	100,66	45,1	+11,2	57,5	0,06
0,80	0,02	0,58	0,88	0,06	4,66	99,57	63,0	+17,6	56,0	0,04
0,80	0,65	0,10	20,15	0,03	6,49	100,46	54,0	+18,0	94,0	0,28
0,80	0,65	0,13	17,85	0,02	4,86	100,48	39,7	+17,5	88,0	0,31
0,24	-	0,58	25,70	0,02	2,12	99,55	29,6	+12,4	94,0	0,44
0,20	0,04	0,12	30,22	0,08	2,83	99,88	58,0	+ 6,2	91,0	0,43
0,60	0,06	0,12	1,62	0,13	1,19	100,31	42,0	+36,0	91,0	0,38
0,85	0,25	0,05	2,40	0,35	1,02	100,11	29,4	+29,0	85,0	0,29
0,20	-	0,58	3,35	0,09	1,69	99,89	57,0	+36,0	91,0	0,27
0,22	Следы	Следы	32,11	0,25	2,67	99,99	13,0	- 5,8	60,0	0,43
0,18	-	-	29,94	0,37	5,14	99,72	5,5	- 7,5	45,0	0,13
0,25	-	-	28,38	0,48	3,95	100,34	11,0	- 3,8	62,0	0,25
0,20	-	-	31,80	0,28	2,75	100,08	12,0	- 3,9	64,0	0,26
Следы	2,10	0,03	21,68	0,32	4,45	99,62	10,8	-10,6	48,0	0,55
0,24	-	-	21,84	0,54	7,47	100,12	6,5	0,0	50,0	0,44
0,22	-	-	30,57	0,23	3,03	100,24	7,0	- 7,4	59,0	0,30
0,25	-	-	37,96	0,19	0,60	100,37	12,0	-15,0	53,0	0,03
0,16	-	-	44,11	0,02	0,88	99,63	10,0	-22,3	48,0	0,21
0,40	0,70	0,06	0,86	0,14	0,76	99,57	13,0	+19,8	47,0	0,25

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
24	Kp-309/I5	53,30	0,03	1,66	1,36	1,44	0,96	17,48	21,39
25	C-2I9/15	47,55	0,36	6,40	4,62	7,83	0,46	14,40	13,47
26	C-2I9/9	53,75	0,68	7,21	3,64	6,75	0,47	11,81	10,55
27	C-2I9/I2	48,12	0,02	0,75	1,10	2,30	0,63	19,30	18,75
28	C-2I9/23	55,72	Сле- ды	0,70	1,35	1,44	0,86	22,15	13,62

I-6 - неравномерно скаполитизированные салит-плагноклазовые гнейсы (I - р.Днестр, с.Бужаровка, скв. I85; 2-4 - р.Мурафа, с.Волонивцы; 3 - р.Днестр, с.Гальджобиевка, скв. 87; 5 - р.Лозовая, с.Косн; 6 - действующий карьер в г.Гниvani); 7 - метаморфический известково-силикатный кальцифир (р.Днестр, с.Гальджобиевка, скв.87); 8 - скарноид (там же); 9, 10 - метасоматические известково-силикатные кальцифиры (9 - карьер в г.Гниvani; 10 - р.Днестр, с.Каменка, скв. I64); 11, 12 - гроссуляр-воластонитовые скарны (11 - скв. I64; 12 - скв. 87); 13 - воластонитовая порода (карьер в г.Гниvani); 14-19 - метаморфические известково-магнезиальные кальцифиры (14, 15, 18, 19 - р.Днестр, с.Раковец, скв.309 и 307; 17 - с.Черница, МССР; скв.219); 20-22 - метасоматические или перекристаллизованные известково-магнезиальные кальцифиры (20 и 21 - скв. 309; 22 - скв. 219); 23, 24 - диопсидовые породы почти мономинеральные (23 - скв. 307; 24 - скв. 309); 25 - амфи-

нетита и циркона. Спорадически встречаются воластонит и клиноцизит. Воластонит представлен отдельными порфиробластами, гранат - калифитовыми каймами, иногда псевдоморфозами по скаполиту и плагноклазу, клиноцизит - розетками, шестоватыми агрегатами и калифитовыми каймами, развивающимися по плагноклазу и скаполиту, изредка - по гранату. Плагноклаз зонален. Центральная часть его с основностью № 25-32 окаймляется узкой оторочкой альбита № 4-10. Скаполит по показателям преломления отвечает мшциониту с 58-64% мейонита. Состав его довольно постоянный. Моноклинный пироксен представлен салитом с железистостью 45-55, гранат-гроссуляром с незначительной примесью андрадита. Состав граната нередко различен в пределах одного образца - вариации показателя преломления 0,005 - 0,010. В одном зерне $n = 1,742 - 1,754$.

Na ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	п.п.п.	Сумма	F	C ₀	K	K ₀
0,57	Сле- ды	0,05	0,30	0,84	0,96	100,39	11,2	+17,7	50,0	0,45
1,13	0,53	0,06	1,45	0,28	1,26	100,20	32,8	+ 9,3	31,0	0,35
1,74	0,96	0,11	0,17	0,22	2,30	100,49	33,0	+ 9,0	30,0	0,33
0,28	Сле- ды	Следы	6,46	-	1,89	99,82	10,0	+ 9,1	39,0	0,32
0,27	"	"	1,45	0,14	2,15	99,94	8,0	+11,4	29,0	0,49

болитизированная диопсидовая порода (скв. 219); 26 - актинолитизированная и амфиболитизированная диопсидовая порода (там же); 27 - кальцит-тремолитовая порода (там же); 28 - серпентин-тремолитовая порода (там же).

Ан. 1, 3, 6-13 выполнены в ИГФМ АН УССР (аналитики Л.П.Шайкевич, С.Г.Язепова и В.М.Резниченко); ан. 2, 4 и 5 - в Киевском госуниверситете (аналитик С.А.Мельник), остальные - в ОП ИГФМ АН УССР (аналитики А.А.Стрыгина и Н.С.Миклашевская).

* Пробы, истертые в латунных стаканах, вследствие чего имеют место повышенные п.п.п.

$$C_0 = Ca - C \quad (\text{количество катионов, \%}) \quad K = \frac{Ca}{Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn} \cdot 100.$$

Остальные характеристики см. в табл. I.

К породам известково-магнезиально-силикатного ряда в докембрии Приднестровья относятся известково-магнезиальные кальцифиры и ассоциирующие с ними метасоматиты - диопсидовые, флогопит-диопсидовые, амфиболитизированные, эпидотизированные, серпентинизированные и хлоритизированные породы.

Известково-магнезиальные кальцифиры встречаются только в сорочской серии (р.Днестр, скв. у сел Раковца, Черницы и Катериновки). Они перемежаются с микроклиновыми гранитами, которые на отдельных участках имеют секущие контакты. Мощность линз и полос кальцифиров небольшая - 0,5-4,0 м. Так же, как среди известково-силикатных кальцифиров, можно выделить две разновидности: метаморфические и метасоматические или перекристаллизованные. Первые характеризуются однородной массивной текстурой и равномерной мелко-

зернистой гранобластовой структурой, вторые — пятнистой текстурой, более лейкократовым составом и среднезернистой структурой. Обычно и те и другие находятся совместно, образуя разнообразие комбинации — то послышное чередование, то пятнистые неправильные выделения, то "метасоматические брекчи". Контакты в одних случаях резкие, в других расплывчатые. По морфологии подобные сочетания весьма похожи на мигматиты. Однако лейкократовость метасоматических кальцифиров не всегда подтверждается химическими анализами (табл. I6, обр. Кр-309/7, Кр-309/29 и С-219/3), т.е. во многих случаях отмечена только перекристаллизация (аналогичные явления часто отмечаются и в мигматитах). В образцах и шлифах разница между двумя типами кальцифиров проявляется довольно убедительно. Минералогический состав и тех и других простой: чаще всего это различные сочетания кальцита, доломита и псевдоморфов серпентина по форстериту, содержание которых составляет 5-40%. Нередко наблюдается вкрапленность бесцветной голубовато- или травянисто-зеленой шпинели. В псевдоморфозах серпентина (\pm Ca, Фл, Тр, Та) иногда обнаруживаются реликты форстерита, а в отдельных случаях также диопсида. Изредка встречаются единичные зерна плагиоклаза и актинолита, вторичные выделения серицита и пирита.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

При изучении химизма силикатно-карбонатных пород в дополнение к ранее использовавшимся петрохимическим характеристикам вводятся новые коэффициенты C_0 и K (см. табл. I6). Коэффициент C_0 отражает соотношения кальцита и доломита, а также степень обогащения породы кальцием в силикатных породах, коэффициент K — соотношения кальция с железом и магнием. Остальные петрохимические особенности (кремнекислотность, карбонатность, марганцовистость и т.п.) можно проследить непосредственно по весовым количествам окислов. Известково-силикатные и известково-магнезиально-силикатные серии пород хорошо отличаются друг от друга по всем параметрам, кроме коэффициента окисления (во второй меньше C_0 , F , K , SiO_2 , больше CO_2 и гораздо больше MgO и MnO). Максимальное количество MnO (до 1,35 вес.%) зафиксировано в метасоматических известково-магнезиальных кальцифирах (см. табл. I6, ан. 20-22). Самое высокое содержание TiO_2 наблюдается в клинопироксеновых гнейсах и диопсидовых породах. С помощью петрохимических характеристик неплохо дифференцируются разные типы пород и внутри каж-

дой серии. Например, гроссуляр-волластонитовые породы по сравнению с клинопироксеновыми гнейсами отличаются большими величинами коэффициентов C_0 и K , кальцифиры - низкой кремнекислотностью и большими количествами CO_2 . В метасоматических кальцифирах по сравнению с метаморфическими наблюдаются повышение карбонатности (процент CO_2) и коэффициента окисления, а также уменьшение C_0 .

МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ

В породах известково-силикатного ряда кристаллического фундамента Приднестровья обнаружены следующие минералы: плагиоклаз № 25-40, скаполит (62-70% мейонита), салит, кварц, кальцит, волластонит, гранат, близкий к гроссуляру, сфен, голубая роговая обманка, везувиан, клиноцоизит, шпинель, альбит, серицит, глинистые минералы монтмориллонит-нонtronитового ряда, пренит, цеолиты, апофиллит, хлорит, серпентин, актинолит и флюорит. В работах М.И. Жеру (1967, 1968), кроме того, отмечены паргассит, барит, стильномелан и рибекит. Химически проанализированы гранат и клинопироксен (табл. 17). Зависимость парагенезисов от состава пород частично можно также выяснить при рассмотрении табл. 16.

При выделении субфаций глубинности Д.С. Коржинский (1936, 1937) исходит из двух предположений: 1) температура гранитного контакта в глубинных условиях примерно одинакова; 2) P_{CO_2} в карбонатных породах равно $P_{общ.}$. Однако температура образования разных генетических типов гранатов (метасоматических интрузивных и т.п.) может быть весьма различной в зависимости от характера флюида и общего давления. Реакции декарбонатизации нередко осуществляются вне связи с гранитным контактом (по разломам и т.п.). В глубинных условиях они определяются главным образом температурой и мало зависят от давления.

Экспериментальными работами (Nitsch, Winkler, 1962; Newton, 1966; Винклар, 1969, и др.) показано, что температура реакций декарбонатизации весьма непостоянна и зависит от мольной доли CO_2 в растворе. Особенно показательна это для равновесий волластонита, в интервале которых укладываются многочисленные реакции, в которых принимают участие почти все минералы, находящиеся обычно в карбонатных породах (Ди, Дол, Фо, Тр, Грос, Кв, Кц, Пл, Ск, Цо и др.). Положение твердофазовых реакций и реакций дегидратации также сильно меняется при различных парциальных давлениях H_2O и CO_2 . Соотношение воды и углекислоты в метаморфизирующих флюидах

Т а б л и ц а 17

Химический состав (вес.%) и некоторые физические свойства гранатов и моноклинных пироксенов из пород известково-силикатного ряда

Компо- нент	Моноклинные пироксены			Гранаты	
	C-102/19a	C-102/24	I86	C-102/19a	C-102/24
<i>SiO₂</i>	50,98	49,80	51,42	39,02	38,76
<i>TiO₂</i>	0,05	0,05	0,05	0,13	0,11
<i>Al₂O₃</i>	1,14	1,83	1,93	20,83	21,16
<i>Fe₂O₃</i>	0,58	0,47	0,60	1,56	1,60
<i>FeO</i>	13,50	12,84	10,34	1,84	1,44
<i>MnO</i>	0,29	0,31	0,44	0,15	0,10
<i>MgO</i>	9,05	10,00	12,52	0,36	0,77
<i>CaO</i>	23,32	23,04	21,70	35,56	35,86
<i>Na₂O</i>	0,30	0,38	0,38	0,16	0,05
<i>H₂O</i>	0,20	0,05	0,05	0,12	0,02
<i>P₂O₅</i>	-	-	-	-	0,04
<i>H₂O</i>	0,16	0,10	0,10	0,04	0,04
П.п.п.	0,67	1,62	0,95	0,37	0,46
Сумма	100,24	100,49	100,48	100,14	100,41
<i>n_g</i>	1,730	1,715	1,714	1,748- 1,750	1,737- 1,743
<i>n_p</i>	1,704	1,685	1,684	-	-
<i>ρ</i>	Не опр.	Не опр.	3,368	Не опр.	Не опр.

Формульные коэффициенты

<i>Si</i>	1,97	1,93	1,95	2,99	2,99
<i>Al^{IV}</i>	0,03	0,07	0,05	-	-
<i>Al^{VI}</i>	0,02	0,01	0,04	1,86	1,86
<i>Fe³⁺</i>	0,02	0,01	0,02	0,09	0,09
<i>Fe²⁺</i>	0,44	0,42	0,33	0,11	0,09
<i>Mn</i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Mg</i>	0,52	0,58	0,71	0,04	0,08
<i>Ca</i>	0,96	0,96	0,88	2,90	2,82
<i>Ti</i>	-	-	-	0,01	0,01
<i>Na</i>	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01
<i>K</i>	0,09	-	-	0,01	-

Компо- нент	Моноклинные пироксены		Гранаты		
	C-102/19a	C-102/24	I86	C-102/19a	C-102/24

Производные коэффициенты

F	47,50	42,10	31,80	84,20	66,7
f	45,80	42,80	31,70	73,50	50,0
f_0	4,34	2,32	5,71	43,31	50,0

C-102/19a - скарноид (Грос + Ди + Ка + Кв + Кпш + Сер_{вт})

(р. Днестр, г. Сороки, скв. 102); C-102/24 - салит-гранатовый скарн (Грос + Ди + Ка + Кв + Пл + Сф) (там же); I86 - биотитизированная диопсидовая порода (Ди+Би+Пл+Ск+Кв) (р. Мурафа, с. Володиевцы).
Производные коэффициенты см. в табл. 3.

Анализы выполнены в ИГФМ АН УССР. Аналитик Б.В. Мирская.

заметно различно и зависит не только от глубины (Маракушев, 1965, 1968), но и от вмещающих пород (Винклер, 1969). Кварц-кальцитовые мраморы формируются в условиях гранулитовой фации, согласно В.С. Соболеву и др. (1970), при $P_{CO_2} \geq 0,6 P_{общ}$, а волластонитовые - при $P_{CO_2} < 0,6 P_{общ}$.

Геологические и петрологические наблюдения подтверждают большие различия в соотношениях H_2O и CO_2 при метаморфизме силикатно-карбонатных пород, которые чутко реагируют на изменение внешних условий. Так, совместно с волластонитом, как правило, встречаются и кварц, и кальцит. При этом волластонит отмечается и в кальцифирах (при высоких значениях давления CO_2), и в салит-плагноклазовых гнейсах (значения P_{CO_2} значительно ниже), и в зонах разломов (величины P_{CO_2} , по-видимому, еще ниже). Все это свидетельствует о том, что равновесие Ка+Кв+Вол не моно-, а дивариантное и наличие волластонита не всегда является индикатором глубинности.

Следовательно, диаграммы T- P_{CO_2} , которые обычно привлекаются для исследования процессов метаморфизма в карбонатных породах (Гольдшмидт, 1912; Мишкин, 1969, и др.), дают представление только о частном и, по-видимому, довольно редком случае, когда $P_{CO_2} = P_{общ}$. Даже в карбонатных породах, очевидно, есть некоторое количество воды, о наличии которой, в частности свидетельствует

реакции с одновременным участием H_2O и CO_2 (например, $Tr+Ka \rightarrow Dol+Kv$ или $An+Ka \rightarrow Kc$ и др.). Значит, при изучении метаморфизма карбонатных пород необходимо рассматривать трехмерную диаграмму $T-P_{общ}$ - состав флюида. Положение некоторых моновариантных равновесий в различных сечениях этой диаграммы рассчитали В.С.Соболев, Н.Л.Добрецов, В.В.Хлестов и др. (1966, 1970).

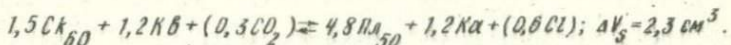
На основании реакций, рассчитанных в мультисистеме $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$, а также с учетом экспериментальных и расчетных данных нами построена диаграмма минеральных ассоциаций известково-силикатных пород Приднестровья (рис.25), которая в какой-то мере отражает все три координаты. Абсцисса этой диаграммы соответствует в общих чертах глубинности процесса, так как с увеличением $P_{общ}$ возрастает парциальная доля CO_2 в растворе. Схема изменения парагенезисов на диаграмме $T-P_{общ}$ при $P_{CO_2} = 0,7 P_{общ}$ в зависимости от времени проводилась ранее (Вейдиктов, 1976б). Это сечение на рис.25 показано штриховой линией I-I. Так как известково-силикатные породы Приднестровья, как правило, содержат кварц, то в области высоких температур, соответствующих гранулитовой фазии, гроссуляр неустойчив ($Гросс+Кв = Пл/Ск + Вол$). Это находится в соответствии с данными Г.Винклера (1969), Ф.Тернера (1961) и др. Поэтому здесь выделены две субфазии глубинности: кварц-кальцитовая и волластонитовая. Парагенезис $Ка+Кв+Пл+Ди+Шп$ соответствует первому (прогрессивному) этапу метаморфизма. Диафорез, хотя и проявился повсеместно, не приводит к существенной переработке пород. Для докембрия Приднестровья характерно неравновесное нахождение в одном и том же образце нескольких минеральных ассоциаций ($Ка, Кв, Пл, Ск, Вол, Грос, Клц, Монт$ и др.). При высоком парциальном давлении CO_2 кварц-кальцитовые мраморы устойчивы до сравнительно низких температур - порядка $570-670^\circ K$, до образования пренига и цеолитов (рис.25, треугольные схемы 3, 4, 7). Это, в частности, показано А.Л.Олби и В.Ан-Зеном (1969).

Ассоциация плагиоклаз - скаполит, которая обычно наблюдается в известково-силикатных кальцифирах и клинопироксеновых пла-

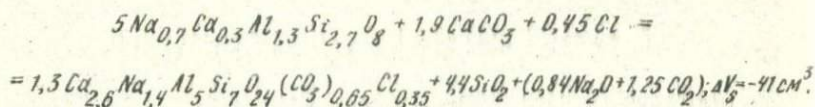
Рис.25. Схема зависимости парагенезисов известково-силикатных пород от температуры и соотношения H_2O и CO_2 в растворе.

Треугольные схемы, соответствующие фазам полиметаморфизма, составлены на основании опорных участков Сороки (2-12), Каманка (2-9), Володиевцы (3-9), Борщовцы (3-4), Хоменки (1-3), Гнивань (1, 3).

гнейсах, неравновесна, о чем свидетельствуют геолого-петрографические признаки (см. соответствующие описания пород). Это следует также из отсутствия корреляции в составах плагиоклаза и скаполита. Подобные данные приведены также в справочнике У.А. Дира и др. (1966). РТ-условия плагиоклаза и скаполита примерно одинаковы, скаполитизация определяется в основном режимом CO_2 , Cl и других летучих компонентов (Маракушев, 1965; Ревердатто, 1970). Изохимическая скаполитизация возможна только при экстремальных соотношениях Pl и Sk . А.А. Маракушев (1965), например, приводит такую реакцию:



Иногда скаполитизация при экстремальных составах наблюдается и в докембрии Приднестровья, однако это частный случай. Обычно реакция сопровождается понижением основности плагиоклаза, вследствие чего для формирования скаполита расходуется главным образом анортитовый компонент. Так, в скаполитовых гнейсах основность плагиоклаза в большинстве случаев составляет 35–40, а в скаполитовых породах и скаполитизированных кальцифирах – 25–32. Гораздо чаще скаполитизация осуществляется при подвижном поведении Na_2O или SiO_2 . Например, реакцию образования симплектитов скаполита и кварца в обр. 112 можно представить в следующем виде:

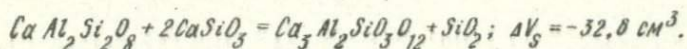


Скаполитизация в данном случае сопровождается выносом натрия. Ей благоприятствует повышение давления. В пользу метасоматической скаполитизации свидетельствует также выдержанность состава скаполитов. Этот факт уже был отмечен Д.П. Бобровником (1948) и В.П. Костюком (1955).

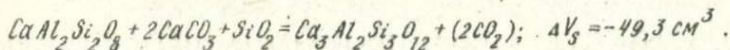
Воластонит имеет вторичное происхождение (метакристаллы, секущие жилки и т.п.). Возникновение этого минерала следует связывать в первую очередь с понижением общего давления и увеличением парциального давления воды во флюиде. По-видимому, эти два фактора чаще всего действуют сопряженно. Температура сохраняется по-прежнему высокой – первая фаза образования воластонита совпадает с формированием позднекинематических гранитов J_2^2 . Об этом свидетельствуют находки воластонита в ксенолитах салит-плагиоклазо-

вых гнейсов (с. Хоменки) и наличие его в контактовых зонах ксенолитов кристаллических известняков (Бобровник, 1953; Костяк, 1955, и др.). Характерно, что гроссуляра в этих породах нет — выпадает гроссуляровая фашия глубинности по Д.С. Коржинскому. Данный факт, отмечавшийся ранее В.П. Костюком (1955), объясняется тем, что гроссуляр при таких высоких температурах еще не образуется и волластонит сосуществует непосредственно с плагиоклазом и скаполитом. Парагенезисы этой стадии метаморфизма показаны на треугольной схеме 2 (см. рис. 25). По данным микроскопического изучения реакции $Ka+Kb = Вол$ протекает и в том и в другом направлении, что свидетельствует о неоднократном изменении режима H_2O и CO_2 . Определенную роль играли разрывные дислокации, контролирующие нередко появление волластонита и метасоматических волластонитовых пород, представленных несколькими генерациями (фото IО, II).

Однако в большинстве случаев в докембрии Приднестровья между волластонитом и плагиоклазом (или скаполитом) наблюдаются реакционные оторочки гроссуляра и кварца, обусловленные наложением метаморфизма амфиболитовой фашии:



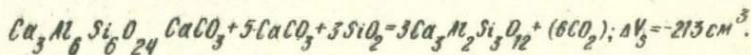
Экспериментально эта реакция изучена Ньютоном (Newton, 1966) при $P_{H_2O} = P_{общ}$. При низких парциальных давлениях CO_2 ее температура выше, чем реакции разложения волластонита, в то время как при высоких значениях P_{CO_2} наблюдаются обратные взаимоотношения (см. рис. 25). Следовательно, реакция осуществляется только в условиях большой активности воды. При понижении парциального давления H_2O моновариантное равновесие $Ан + Вол + Грос + Кв$ пересекается с реакцией $Вол = Ка + Кв$, и вместо него появляется моновариантный парагенезис $Ан (Ск) + Ка + Кв + Грос$, соответствующий реакции



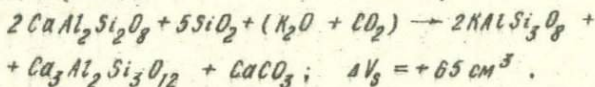
Положение инвариантной точки $Ка+Ан+Вол+Кв+Грос+CO_2$ экспериментально определено Гордоном и Гринвудом (Gordon, Greenwood, 1971) при $P_{общ} = 2$ кбар. $X_{CO_2} = 0,15$ соответствует температура $863^\circ K$. Согласно Шторре (Storre, 1970), кривая $T-X_{CO_2}$ реакции $Грос+Кв = 2Вол+Ан$ не зависит от состава газовой фазы, что согласуется с приведенной диаграммой (см. рис. 25), и при $P_{общ} = P_{H_2O} = 2$ кбар имеет температуру равновесия $903 \pm 20^\circ K$. Гроссуляр при $P_{общ} = 2$ кбар

и $X_{CO_2} = 0,3$ устойчив в присутствии кварца до $903^{\circ}K$, без кварца - до $1158^{\circ}K$.

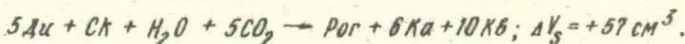
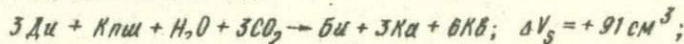
Образование гроссуляра за счет скаполита идет по следующей схеме:



Результаты этих реакций - широко распространенные калифитовые каемки гроссуляра между скаполитом (реже - плагиоклазом) и кальцитом (фото 12). Обращает на себя внимание большое количество углекислоты, выделяющееся в процессе декарбонатизации, особенно при разложении скаполита. Соотношение H_2O и CO_2 в растворе является одним из определяющих факторов равновесия, что обуславливает крутой наклон линии на диаграмме $T-P_{H_2O}/P_{CO_2}$, на которой в области умеренных температур (амфиболитовая фация) можно выделить три поля, соответствующие различным соотношениям H_2O и CO_2 (кварц-кальцитовое, гроссуляровое и волластонитовое), которые при отсутствии локальных различий в режиме флюида могут отвечать субфациям глубинности Д.С.Коржинского. Появлению гроссуляра благоприятствуют понижение температуры, вероятно, синхронное с уменьшением парциального давления CO_2 и активизацией воды, а также действие гранитизирующих растворов. Последнее доказывалось, в частности, тесной пространственной связью гроссуляра с микроклинизацией и после-складчатых микроклиновыми гранитами. Некоторые полоски в салит-плагиоклазовых гнейсах сложены исключительно решетчатым микроклином, гроссуляром и кальцитом. Наблюдаются симплектиты гроссуляра с микроклином и кварца. По всей видимости, осуществляется следующая реакция:

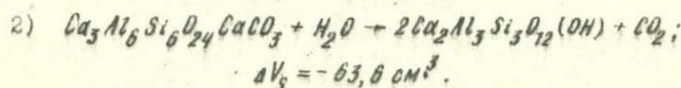
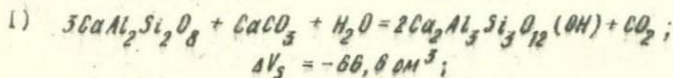


С гранитизацией (микроклинизацией) в постскладчатый период связано также возникновение биотита и голубой роговой обманки в салит-плагиоклазовых гнейсах (обр.С-87/5) вследствие повышения химической активности воды:

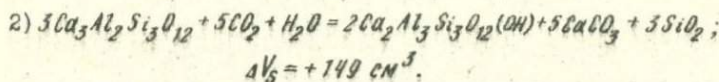
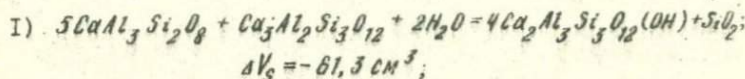


Согласно Д.С.Коржинскому (1937), эти реакции можно рассматривать как температурные ступени. При высоком химическом потенциале воды гроссуляр замещается везувияном. Эти два минерала, так же, как плагиоклаз и скаполит, являются взаимозамещающими.

Следующая температурная ступень – образование клиноцоизита. Последний чаще всего развивается по плагиоклазу и скаполиту согласно таким реакциям:



Иногда клиноцоизит образует реакционные каемки вокруг гроссуляра:



Так как при возникновении гроссуляра и клиноцоизита расходуется только анортитовый компонент, то в кальцифирах вокруг плагиоклаза часто наблюдаются альбитовые каемки. Реакции с участием гроссуляра и клиноцоизита характеризуются значительным объемным эффектом и очень зависят от давления, благоприятствующего появлению более плотных минералов. Отмечается частая приуроченность клиноцоизита, и особенно гроссуляра, к тектоническим зонам, в частности к среднетемпературным катаклазитами и блостамилонитам.

Довольно редким минералом является пренит, развивающийся по плагиоклазу, гроссуляру или клиноцоизиту. Каемки пренита вокруг клиноцоизита описаны, в частности, М.И.Жару (1968). Реакции, в результате которых возникает пренит, отражены на рис.25. Появление пренита, с одной стороны, обусловлено уменьшением температуры и усилением активности воды, с другой – понижением давления и заменой плотных минералов более рыхлыми.

Последняя фаза минеральных превращений известково-силикатных пород – замещение скаполита, волластонита и плагиоклаза минералами группы монтмориллонита – нонтронита с примесью цеолитов и апо-

фиалита. Согласно А.Л.Олби и Б-Ан-Зену (1969), они образуются в сходных РТ-условиях ($P \approx 1+3 (10^8 \text{ н/м}^2)$; $T \approx 470+880^\circ\text{К}$) и разнообразие парагенезисов внутри этой группы определяется активностью CO_2 и H_2O .

В породах известково-магнезиально-силикатного ряда также обнаруживаются полиметаморфические преобразования. Некоторое представление о химизме минералов можно получить из табл.16, - например, о составе клинопироксена можно судить по анализам диопсидовых пород, нередко почти мономинеральных. Химический анализ роговой обманки (обр. С-219/15) приведен в табл.12. Химический анализ флогопита из метасоматической флогопит-диопсидовой породы следующий, вес. %: $\text{SiO}_2 - 36,89$; $\text{TiO}_2 - 0,56$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,93$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,27$; $\text{FeO} - 3,58$; $\text{MnO} - 0,45$; $\text{MgO} - 24,80$; $\text{CaO} - 0,38$; $\text{Na}_2\text{O} - 0,10$; $\text{K}_2\text{O} - 8,72$; $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,02$; $\text{S} - 0,13$; $\text{CO}_2 - 0,28$; $\text{F} - 1,44$, сумма 100,31, железистость - 10,5, $n_m - 1,599-1,600$ (обр. Кр-309/II, Ди+Фл+Ка+Тр, скв. 309, р.Днестр, с.Раковец, лаб. ИГФМ АН УССР, 1975 г., аналитик О.П.Красюк). Главный исходный парагенезис, соответствующий прогрессивному региональному метаморфизму, - Ол + Ка + Дол \pm Шп (рис.26, схема I), Оливин, по составу близкий к форстериту ($F = 5-15$), представлен реликтами в псевдоморфозах серпентина. В единичных случаях в кальцифирах по соседству с метасоматическими диопсидовыми породами появляется диопсид

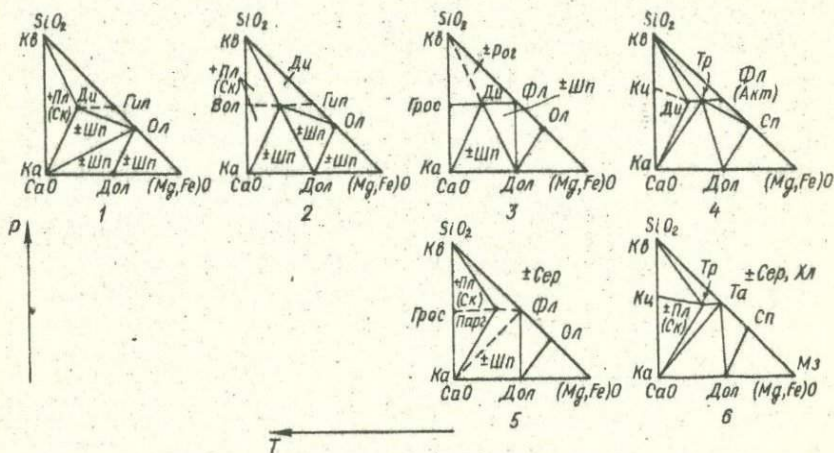


Рис.26. Парагенезисы пород известково-магнезиально-силикатного ряда. Опорные участки Раковец и Черница (МССР).

(Ол+Ка+Дол+Ди, Серп_{вт}). Иногда встречаются флогопитизированные диопсидовые кальцифиры (Ка+Ди+Дол, Фл_{вт}). Парагенезисы диопсид-доломитовой ступени отражены на треугольных схемах 2 и 3. Образование их следует связывать с формированием диопсидовых пород, вероятно, синхронным с появлением волластонита в известково-силикатной серии, т.е. по отношению к первой ступени они являются наложенными, вторичными. Минеральные ассоциации с флогопитом (Фл+Дол±Ка+Серп_{вт}, Фл + Ол + Ка ± Шп, Фл + Дол + Ди + Ка, Фл + Парг ± Дол) представляют уже третью фазу метаморфизма или, вернее, минеральных преобразований. Их можно сопоставить с гроссулярсодержащими парагенезисами известково-силикатной серии и с паргасит-флогопитовой температурной ступенью Д.С.Коржинского (1937) и А.А.Маракушева (1965). Роговая обманка, правда, для магнезиальных кальцифиров Приднестровья нехарактерна - она развивается обычно в диопсидовых породах. М.И.Жеру упоминает о наличии метасоматических паргасит-флогопитовых пород. Термодинамические условия соответствуют амфиболитовой фации (рис.26, схемы 3 и 5).

Следующая фаза метаморфизма характеризуется появлением тремолит-кальцитовых парагенезисов (схема 4), которые отвечают времени появления клиноцоизита в известково-силикатных породах. Реакция $Ди + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons Тр + Ка + Кв$ хорошо изучена экспериментально и детально описана в литературе (Bowen, 1940; Мишкин, 1969, и др.). Моновариантные равновесия $Ди + Тр + Ка + Кв$ и $Цо+Кв+Ан+Грос$ устойчивы в сходных РТ-условиях, в частности при подходящем составе флюида ($P_{H_2O} = 0,5 P_{общ}$). Для Приднестровья характерны бескварцевые парагенезисы: $Ди + Тр + Ка \pm Фл$, $Ди+Тр+Ка+Сп$, $Тр(Акт)+Ка$. В диопсидовых метасоматитах к этой температурной ступени относятся парагенезисы" $Ди_{ред}+Акт+Эп\pm Пл\pm Кв$.

Серпентинизация, столь широко проявленная в известково-магнезиальных породах Приднестровья, по-видимому, связана с наложением метаморфизма зеленосланцевой фации (Тернер, Ферхуген, 1961). Парагенезисы этой фазы представлены на диаграммах 4 и 6. Чаще всего встречаются серпентин-тремолитовые ассоциации ($Сп+Тр\pm Дол\pm Ка$), в отдельных случаях - тальк-серпентиновые ($Сп+Та\pm Дол\pm Ка$). В метасоматитах известково-магнезиально-силикатного ряда зафиксированы неравновесные ассоциации $Акт\pm Сер+Эп+Хл\pm Пир\pm Пл_{ред}+Кв$.

Наложение разных фаз метаморфизма происходит неравномерно: в одном случае наблюдается неравновесное нахождение парагенезисов гранулитовой и зеленосланцевой фаций, а промежуточных фаз нет.

Это типично для известково-магнезиальных кальцифигов. В другом случае более развиты парагенезисы амфиболитовой фации (весьма редко и только в метасоматитах), а в третьем — наблюдаются зоны диафоритов зеленосланцевой фации (кальцит-актинолитовые, серпентин-тремолитовые и т.п.). В магнезиально-карбонатных парагенезисах количество минералов, как правило, больше трех, т.е. в системе $CaO - MgO - SiO_2$ они должны быть моновариантными. Так, довольно часто встречаются четырехминеральные парагенезисы: Ол+Ка+Ди+Дол, Ди+Тр+Ка+Дол, Сп+Тр+Дол+Ка и т.п., что затрудняет применение треугольных диаграмм состав — парагенезис. "Дивариантность" подобных равновесий вызвана либо примесью FeO и Al_2O_3 , либо незавершенностью реакций.

Равновесия в известково-магнезиальных кальцифигах хорошо изучены экспериментально и теоретически. По указанным парагенезисам с различной степенью приближения можно реконструировать термодинамические условия, используя петрогенетические сетки, приведенные в работах Г. Винклера (1969), Н.Л. Добрецова и др. (1970), А.А. Маракушева (1973) и Ю.П. Мельника (1973).

В минеральных преобразованиях силикатно-карбонатных пород существенную роль играют реакции с изменением валового состава породы. Зачастую трудно провести границу между метаморфическими и метасоматическими процессами. Наибольший интерес представляет скарнирование. Геолого-петрографическими наблюдениями и в известково-силикатных, и в магнезиально-известково-силикатных породах устанавливаются скарноиды, связанные с двумя типами метасоматоза: 1) воздействие алюмокремнекислых ("гранитизирующих") растворов на силикатно-карбонатные породы; 2) преобразование алмосиликатных пород карбонатными растворами. Вариационные диаграммы и парагенезисы и в том и в другом случае одинаковы.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Ультраосновные породы распространены нешироко, изучены только в отдельных скважинах по керну. Сравнительно детально они описаны на площади развития сорокской серии (Жеру, 1972). У с. Болган (скв. 10) они образуют маломощные тела (0,5–5,0 м), перемежающиеся с двупироксеновыми гнейсами, чарнокит-мигматитами и плагиоклазитами. Представлены серпентинизированными пироксенитами, сложенными ромбическим пироксеном (10–40%), моноклинным пироксеном (1–20%), паргаситовой роговой обманкой (10–55%), оливином (0–20%), серпентином (10–40%) и шпинелью (3–5%). Иногда встречаются единичные зерна плагиоклаза и биотита. Оливин обнаружен в виде реликтов в агрегатах серпентина. Показатели преломления его таковы: $n_g = 1,708$; $n_p = 1,673$, $F = 15-20$. Химико-аналитические данные ромбического пироксена следующие (вес.%): $SiO_2 - 54,10$; $TiO_2 - \text{сл.}$; $Al_2O_3 - 1,01$; $Fe_2O_3 - 2,72$; $FeO - 11,12$; $MnO - 0,27$; $MgO - 27,89$; $CaO - 1,58$; $Na_2O - \text{нет}$; $K_2O - \text{нет}$; $P_2O_5 - 0,03$; $H_2O^- - 0,07$; $H_2O^+ - 1,11$; $\Sigma - 99,90$; $F = 21,3$; $n_g = 1,684$; $n_p = 1,674$; уд. вес - 3,459. Состав роговой обманки приведен в табл. 12 (обр. С-10/2). Константы моноклинного пироксена такие: $n_g = 1,724$; $n_p = 1,693$; $+2V = 55-60^\circ$; шпинели - $n = 1,788$. Роговая обманка характеризуется бледно-зеленой, почти бесцветной окраской и короткопризматическим габитусом. По трещинам в пироксенах иногда наблюдаются тонкочешуйчатые выделения талька и серицита. Единичные зерна плагиоклаза представлены лабрадором ($n_g = 1,566$; $n_p = 1,557$).

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ

В существенном количестве железистые породы находятся только в сорокской серии, где отдельными скважинами вскрыты маломощные (0,1–2,0, редко - до 5 м) полосы и линзы магнетитовых кварци-

тов: а) среди чарнокит-мигматитов, гиперстеновых (\pm Би) и двупироксеновых (\pm Рог) гнейсов и кристаллосланцев (скв. 168); б) среди известково-магнезиальных кальцифиров, полевовшатовых и силлиманитовых кварцитов и кварцито-гнейсов, пересекаемых жилами микроклиновых гранитов и многочисленными зонами измененных пород и диафторитов зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (скв. 163, 221, 307 и др.). В последнем случае в диафторированных вмещающих породах иногда наблюдаются реликты биотит-гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов (\pm Рог). Магнетитовые кварциты, ассоциирующие с пироксеновыми гнейсами, сложены кварцем (65-75%), магнетитом и ильменитом (10-30%), ортопироксеном (5-10%), клинопироксеном (0-10%) и редкими зернами апатита и кальцита. В перекристаллизованных разностях происходит укрупнение зерен, текстура приближается к массивной, появляется биотит. Обнаружены парагенезисы: Кв + Мт + Ильм + Гип \pm Ди, Кв + Мт + Ильм + Гип + Ди + Би \pm Хл_{вт}, Кв + Мт + Ильм + Гип + Би + Ка. Магнетитовым кварцитам, залегающим среди магнезиальных кальцифиров, розовых лейкократовых гранитов и кварцитов, свойственна более тонкозернистая структура и простой минералогический состав: кварц (70-80%), магнетит + ильменит (10-20%), кальцит (3-5%) и псевдоморфозы хлорита или серицита (Кв + Мт + Ильм + Ка \pm Хл_{вт} \pm Сер_{вт}). Количество хлорита и серицита увеличивается в перекристаллизованных разностях. Таким образом, по ассоциациям пород и минералов как будто намечаются два типа железистых формаций, вероятно, приуроченных к разным структурным этапам. Второй тип приурочен к прогрессивно метаморфизованной ветви сорокской серии, первый - к реликтовым блокам фундамента (бугско-днестровской серии и т.п.). Однако сильно выраженные диафторические изменения во втором типе формаций (скв. 221 и др.) не позволяют прийти к окончательным выводам.

У с. Садковцы (р. Мурафа) в поле распространения бугско-днестровской серии встречены маломощные (0,1-0,5 м) полосы магнетит-плаггиоклаз-кварцевых и магнетит-плаггиоклазовых гнейсов, перемежающихся с амфибол-двупироксеновыми гнейсами и амфиболитами, в которых также отмечаются повышенные содержания рудных минералов (до 3-5%). Первые состоят из кварца (45-50%), плаггиоклаза №19-20 (45-50%), магнетита (5-7%) с примесью ильменита (до 0,5-1,0%), редких зерен циркона и сфена, иногда калишпата. Вторые сложены плаггиоклазом № 30-31 (85-90%), магнетитом (8-10%), ильменитом (1-2%) и отдельными зернами апатита. В некоторых местах заметно

чередование "микрослойков" магнетит-плагноклазового и магнетит-двупироксенового составов. В ассоциирующих основных породах развиты такие парагенезисы: Гип + Ди + Пл + Мт + Ильм ± Би ± Кв и Гип + Ди + Рог + Пл + Мт + Ильм ± Альм.

Проанализировано шесть пар сосуществующих магнетитов и ильменитов (табл. IВ). Магнетит во всех случаях заметно преобладает над ильменитом (примерное соотношение 3:1). В обр. С-5, С-6/2 и С-1 магнетит развивается по пироксену, что вообще довольно часто наблюдается в кристаллических породах Приднестровья. Всем магнетитам свойственно низкое содержание TiO_2 (1-3 мол.% ульвошпинели). В обр. II6/3 и особенно С-1/6 отмечается избыток окисного железа по сравнению с твердым раствором $Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4$, что обусловлено вторичным окислением магнетита и переходом его в магнетит при диафорических процессах. В образцах С-10/6 и С-168/1 наблюдается обратная картина - избыток закисного железа, что свидетельствует о наличии некоторой примеси вустита. Отличительный признак магнетитов Приднестровья - большое количество MgO , что также, как и небольшое содержание TiO_2 , является следствием наложения средне- и низкотемпературного метасоматоза и диафореза. Подобные результаты получены и другими исследователями (Девурте 1966; Ветрин, Виноградов, 1970). Ильмениты представлены почти чистым конечным членом изоморфного ряда ильменит - гематит. Содержание гематитового компонента не превышает 7 мол.%.

В связи с очень низкими содержаниями титана в магнетитах нельзя большинство проанализированных пар интерпретировать с помощью экспериментальной диаграммы Линдсли (Lindsley, 1963). Только для обр. II6/3 на основании некоторой экстраполяции получаем температуру порядка $823^{\circ}K$ и $P_{O_2} = 10^{-17}$ н/м². По старой диаграмме Баддингтона (Ингерсон, 1957), температура магнетита в обр. II6/3 $673^{\circ}K$, в остальных - « $673^{\circ}K$. Постоянное занижение температуры магнетитовым термометром отмечали многие исследователи (Лобач-Жученко, Крылов, 1966; Крылова, Васильева, 1966, и др.). Вероятнее всего, это связано с тем, что ниже $873^{\circ}K$ в магнетит-ульвошпинелевой серии происходит распад твердых растворов (Дир и др., 1966; Соболев, Добрецов, 1970), а при выделении магнетита, который обычно измельчается до состояния пудры, распавшиеся фазы отделяются друг от друга, т.е. магнетит становится как бы "стерильным". Пластинчатые вроски в магнетитах Приднестровья описали Н.П. Михайлова и др. (1969). Они отмечают, что согласно точке Кюри

Химический состав (вес.%) сосуществующих магнетитов и ильменитов

Компо- нент	Магнетиты						Ильмениты					
	C-168/1	II6/3	C-1/6	C-5	C-6/2	C-10/6	C-168/1	II6/3	C-1/6	C-5	C-6/2	C-10/6
SiO_2	1,38	2,75	0,83	1,29	1,17	0,98	1,20	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
TiO_2	0,20	0,86	0,38	0,32	0,46	0,32	47,43	51,04	51,15	49,41	51,44	51,44
Al_2O_3	0,95	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe_2O_3	65,20	71,71	77,63	66,08	66,95	55,76	11,26	8,04	18,00	10,82	9,43	5,25
FeO	30,46	23,04	18,29	29,52	29,81	36,00	33,24	39,85	21,54	37,34	33,74	40,93
MnO	0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,40	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	0,36	1,59	2,58	1,26	1,12	1,66	1,50	1,08	1,10	1,14	0,93	0,84
CaO	0,56	0,81	0,95	0,81	0,39	0,95	0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

C-168/1 - магнетитовый кварцит (Мт+Ильм+Кв+Гип+Ди+Ап) (р.Днестр, скв. 168); II6/3 - магнетитовый плагиогнейс ($Pl_{30}+Mт+Ильм+Ап+Би_{вт}+Хл_{вт}$) (р.Мурафа, с.Садковцы); C-1/6 - хлоритизированный и кальцитизированный роговообманковый плагиогнейс (Рог+Пл+Мт+Ильм+Кв+Хл_{вт}+Ка_{вт}+Серп_{вт}) (р.Днестр, с.Пороги, скв.1); C-5 - биотит двуокисельный плагиогнейс (Гип+Ди+Би+Пл+Кв+Мт+Ильм) (р.Днестр, г.Каменка, скв.5); C-6/2 - биотит-гиперстеновый плагиогнейс (Би+Гип+Пл+Рог+Кв+Кпш+Мт+Ильм+Хл_{вт}+Мус_{вт}) (р.Днестр, с.Кузьмин, скв.6); C-10/6 - амфиболитизированный метабазит (Гип+Ди+Пл+Мт+Ильм) (р.Днестр, с.Болган, скв.10).

(573–633°K) содержание TiO_2 в магнетитах из чарнокитов равно примерно 6%. Это по диаграмме Линдсли отвечает $T \approx 1120^\circ K$ и $P_{O_2} \approx 10^{-8} - 10^{-10}$ н/м². Другое объяснение занижения температуры по методу Баддингтона – действия вторичных процессов, при которых магнетит подвергается перекристаллизации при $T < 873^\circ K$. Следовательно, возможности применения магнетит-ильменитового термометра, как и других методов минералогической термо- и барометрии, в данном районе весьма ограничены (Вендиктов, 1974в), в связи с чем они мало используются в настоящей работе.

В основных гнейсах и кристаллосланцах в условиях гранулитовой фации метаморфизма буфером является магнетит или магнетит-жустит (обр. С-10/6). При $T = 973-1073^\circ K$ это соответствует, согласно В.С.Соболеву и др. (1970) $P_{O_2} = 10^{-10} - 10^{-19}$ н/м². Ассоциация кварц-фаялит-магнетит нигде не обнаружена. В глиноземистых гнейсах и силикатно-карбонатных породах часто встречается графит, устойчивый в равновесии с углекислотой при $T = 973-1073^\circ K$ и $P = 2$ кбар при $P_{O_2} = 10^{-10} - 10^{-15}$ н/м² (French, Eugster, 1965). Повышение давления смещает реакцию Будаара в область еще большей активности кислорода.

Существует некоторый антагонизм между графитом и магнетитом.

При наложении метаморфизма роговообманково-гранулитовой и амфиболитовой фаций увеличивается активность кислорода. Это было показано на примере реакций амфиболитизации, это видно по замещению магнетитом темноцветных минералов и общему возрастанию его количества в амфиболитовой фации. При диафторезе и метасоматозе эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (область распространения сорокской серии) P_{O_2} повышается еще больше, магнетит окисляется в той или иной степени, приближаясь по составу к гематиту, но не достигая магнетит-гематитового буфера. Следовательно, P_{O_2} находилось в пределах $10^{-12} - 10^{-20}$ н/м². Тенденция к увеличению P_{O_2} при диафторезе наблюдается и в породах основного ряда (см. табл.8), и в силикатно-карбонатных породах (см. табл.16), и в метапелитах (см. табл.2). Интересно, что в последнем случае наряду с увеличением коэффициента окисления иногда зафиксированы графит и пирит (скв. 86).

*

*

*

Характеристика метаморфизма была бы неполной без учета данных по ультраметагенным и гранитоидным образованиям, так как в связи с полициклическим развитием они обычно претерпевают неоднократные деформации и минеральные превращения, в результате чего характеризуются теми же парагенезисами, что и ассоциирующие с ними метаморфические породы. Метаморфизмом во многом объясняется полиминеральность докембрийских гранитоидов и метасоматитов (Альм + Би + Кор + Пл + Кпш + Кв, Гип + Би ± Ди + Пл + Кпш + Кв, Би ± Гип + Кор + Пл + Кпш + Кв, Альм + Кор + Би + Пл + Кпш + Гип_{ред} + Шп_{вт} + Фл_{вт} и т.п.), чего не должно было бы быть при подвижности щелочей или других каких-либо компонентов. Общая схема расчленения гранитоидов дана в главе I (см. рис. I). Несмотря на большое количество возрастных групп и условность терминологии, на данном этапе исследования целесообразно выделять три структурно-формационных типа (Венидиктов, 1970; Венидиктов, Шемьякин, 1975).

Главным для понимания метаморфизма Украинского щита, как и других областей развития раннего докембрия, является его неоднородность в каждом участке, синхронность с циклами и фазами деформаций. Общая схема полиметаморфизма и распространение фаций и субфаций в кристаллическом фундаменте Приднестровья опубликованы ранее (Венидиктов, 1974г, 1976г).

ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

F_{1-n} - фазы деформаций

S_{1-n} - сланцеватость, полосчатость, бластомилонитизация и другие поверхности, возникшие при соответствующей фазе деформаций

M_{1-n} - фазы метаморфизма

J_{1-n} - фазы гранитообразования

Индекс сверху символа указывает цикл (напр., J_2^3)

$\Delta 140^\circ \angle 60^\circ$ - азимут и угол падения сланцеватости и осевой поверхности мелких складок

$\delta 80^\circ < 15^\circ$ - азимут и угол падения линейности и шарниров мелких складок

мин - минерал

пор - порода

Символы минералов:

Аб - альбит

Акт - актинолит

Альм₇₀ - пироп-альмандиновый
гранат

Ан - анортит

Анд - андалузит

Андр - андрадит

Ап - апатит

Би - биотит

Вз - везувиан

Вол - волластонит

Гип₄₆ - ромбический пироксен

Грос - гроссуляр-андрадитовый
гранат

Ди - моноклинный пироксен

Дол - доломит

Ильм - ильменит

Ка - кальцит

Кв - кварц

Кд - корунд

Ки - кианит

Кор - кордиерит

Кш (Орт) - щелочной полевой шпат

Кум - куммингтонит

Кц (Клц) - клиноцоизит

Мз - магнезит

Микр - микролин
 Монт - монтмориллонит
 Мт - магнетит
 Муо - муоковит
 Ол - оливин
 Парг - паргасит
 Пир - пироп
 Пр - пренит
 Пл₄₀ - плагиоклаз
 Рог - роговая обманка
 Сер - серицит
 Сил - силлиманит
 Ск₇₆ - скаполит
 Сп - серпентин

Спес - оплессартин
 Сф - сфен
 Та - тальк
 Тр - тремолит
 Турм - турмалин
 Фа - фаялит
 Фибр - фибролит
 Фл - флогопит
 Фо - форстерит
 Хл - хлорит
 Це - цеолиты
 Цо - цоизит
 Шп - шпивель
 Эп - эпидот

$$F = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg} \cdot 100 - \text{общая железистость пород и минералов.}$$

Цифровой индекс внизу символа обозначает общую железистость у темноцветных минералов или основность у плагиоклазов и скаполитов, индекс вверху - глиноземистость минерала ($A = \frac{Al}{Mg + Fe + Al} \cdot 100$).
 Буквенный индекс внизу символа :вт - вторичный, нал - наложенный, рел - реликтовый.

БАБКОВ Ш.Б. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. - Геол. журн., 1970, 30, вып.4, с.141-144.

БАБЧУК Ф.Г. та ін. Тектонічна структура Українського щита (за геолого-геофізичними даними). - Геол. журн., 1966, 26, вып.4, с. 3-13.

БАРТ Т.Ф. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956. 336 с.

БАРТ Т.Ф. Пересчет анализов горных пород. - Новости зарубеж. геологии, 1958, вып.91, с.60-83.

БЕЗБОРОДЬКО Н.И. Гранатовые мигматиты Подолии и гибридные граниты юга Волыни. - Зап. Киев. о-ва испытателей природы, 1928, вып.3, с.105-132.

БЕЗБОРОДЬКО Н.И. К петрогенезису темноцветных пород Подолии и соседних районов. - Труды Минерал. ин-та АН УССР, 1931, I, с.96-115.

ВЕЛИКАНОВ В.А. До питання про Подільську тектонічну зону. - Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1969, с. 1061-1064.

ВЕНИДИКТОВ В.М. Лептити і аляскітові граніти Придністров'я. - Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1969а, № 9, с. 775-778.

ВЕНИДИКТОВ В.М. До визначення основної плагіоклазу за хімічним аналізом породи. - Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1969б, № 12, с. 1064-1067.

ВЕНИДИКТОВ В.М. Докембрийские гранитоидные породы Приднестровья. - Геол. журн., 1970а, 30, вып.3, с.108-116.

ВЕНИДИКТОВ В.М. К вопросу о Первичной природе пироксен-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов Приднестровья. - В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрографии и рудообразования. (Тезисы докл. конф. молодых исследователей ИГЕМ АН УССР). К., 1970б, с.10-12.

ВЕНИДИКТОВ В.М. Метаморфизм и гранитизация в кристаллическом фундаменте Приднестровья. Автореф. канд. дис. К., 1971. 24 с.

ВЕНИДИКТОВ В.М. К вопросу о происхождении розовых аплито-пегматоидных гранитов юго-западной части Украинского щита. - Геол. журн., 1974а, 34, вып.2, с.36-44.

ВЕНИДИКТОВ В.М. О происхождении кальцифиров (на примере Приднестровья). - В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. К., 1974б, с.94-98.

ВЕНИДИКТОВ В.М. О возможностях применения геотермобарометров при изучении полиметаморфических комплексов (на примере кристаллического фундамента Приднестровья). - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. (Тезисы докл. Всесоюз. симпозиума). Л., 1974в, с.41-43.

ВЕНИДИКТОВ В.М. О распространении метаморфических фаций в кристаллическом фундаменте Приднестровья. - В кн.: Геохимия и рудообразование. К., 1974 г., с.28-31.

- ВЕНИДИКТОВ В.М. К генезису мirmekитов. - В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. К., 1976, с.97-100.
- ВЕНИДИКТОВ В.М. О полициклическом развитии юго-западной части Украинского щита в раннем докембрии. - ДАН УССР. Сер.Б, 1976а, № 4, с.291-294.
- ВЕНИДИКТОВ В.М. О полиметаморфизме в кристаллическом фундаменте Приднестровья. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Русской платформы. Т.2, М, 1976б, с.177-182.
- ВЕНИДИКТОВ В.М., ШЕМЯКИН В.М. Чарнокитоиды Украинского кристаллического массива. - В кн.: Магматические формации складчатых регионов. Элиста, 1975, с.104-120.
- ВЕНИДИКТОВ В.М., ВЕРХАЛО-УЗКИЙ В.Н., ШЕМЯКИН В.М. О структурно-метаморфическом развитии Енисейского крыла в раннем докембрии. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. (Тезисы докл. П регион. петрогр. совещ.) Иркутск, 1974, с.147-148.
- ВЕРЕМЬЕВ П.С. Основные черты тектоники Подольского Приднестровья. - Геол. журн., 34, вып.1, с.62-74.
- ВЕТРИН В.Р., ВИНОГРАДОВ А.Н. Элементы-примеси в акцессорном магнетите как индикаторы условий их образования. - В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. (Тезисы докл. конф. молодых исследователей ИГЕМ АН УССР.) К., 1970, с.13-16.
- ВИКТОР Г. Генезис метаморфических пород. М., "Мир", 1969, 246 с.
- ВИНОГРАДОВ Г.Г. Про генезис прорксен-плагіодлазових гнейсів Середнього Побужжя. - Геол.журн., 1965, 25, вип.3, с. 122-124.
- ГАМИЛЬТОН Б.И. Прикладная геохронология. Л., "Недра", 1968, 256 с.
- ГЛЕБОВИЦКИЙ В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука", 1973, 127 с.
- ДИР У.А. и др. Породообразующие минералы. Т.1. М., "Мир", 1965, 370 с.
- ДИР У.А. и др. Породообразующие минералы. Т.4. М., "Мир", 1966, 480 с.
- ДОБРЕЦОВ Н.Л. и др. Фашии метаморфизма. М., "Недра", 1970, 432 с.
- ДОБРЕЦОВ Н.Л. и др. Фашии регионального метаморфизма умеренных давлений. М., "Недра", 1972, 286 с.
- ДОБРОХОТОВ М.Н. Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита и его основные структурные этажи (ярусы). - В кн.: Проблемы геологии докембрия. К., 1972, с.14-32.
- ДСМОРАЦКИЙ Н.А. К вопросу определения первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. - Изв. Днепропетр. горного ин-та, 1964, 42, с.3-19.
- ДРЕВИН А.Я. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.2. М., 1967, с.88-97.
- ДРУГОВА Г.М. и др. Эволюция метаморфизма в фундаменте фанерозойских складчатых областей (на примере Юго-Западного Памира). - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с.240-251.
- ДУБЫНА И.В. Графитовые месторождения украинского докембрия, их строение и генезис. - Труды XIII сессии МГК. Т.2. 1937, с.151-157.
- ДУК В.Л., САЛБЕ М.Е., БАЙКОВА В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., "Наука", 1975, 226 с.

- БЛИСКЕВ Н.А. Метаморфизм. М., "Недра", 1963. 428 с.
- ЖУРУ М.И. Полиметаморфизм и вопросы восстановления исходного состава пород погребенного докембрия Среднего Прикарпатья. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.2. М., 1967, с.313-317.
- ЖУРУ М.И. Докембрий Молдавии. Кишинев, "Штиинца", 1972. 164 с.
- ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. Изверженные горные породы. М., "Недра", 479 с.
- ИВАНОВА О.Ю. О полевых шпатах чернокитового комплекса Побужья и Приднестровья. - Минерал. сборник Львов. геол. о-ва, 1968, № 22, вып.3, с.318-323.
- ИВАНУШКО С.С. Про послідовність тектонічних переміщень по лінеаментах в західній частині Приазов'я: - Допов.АН УРСР. Сер. Б, 1967, № 6, с. 487-491.
- ИНГЕРСОН И. Геологическая термометрия. - В кн.: Земная кора. М., 1957, с.482-488.
- КАЛЕСВ Г.І. та ін. Тектоніка Українського щита. К.: "Наук. думка", 1972, 300 с.
- КОЗАКОВ И.К., МИТРОФАНОВ Ф.П. Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского срединного массива Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с.313-317.
- КОМЛЕВ Л.В. и др. О возрасте чернокитов и чудново-бердичевских гранитов Украины. - Труды 5-й сессии комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М., 1958, с.112-120.
- КОНОНОВА М.М. Параметры элементарной ячейки пироксенов из горных пород чернокитовой серии. - В кн.: Конституция и свойства минералов. К., 1967, с.56-64.
- КОНОНОВА М.М. Сравнительная характеристика пироксенов из чернокитовых пород Украинского щита. - Минералог. сборник Львовск. геол. о-ва, 1968, № 22, вып.3, с.291-300.
- КОРЖИНСКИЙ Д.С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья. - Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1936а, ч.65, вып.2, с.102-134.
- КОРЖИНСКИЙ Д.С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. - Труды ЦНИГРИ, 1936б, вып.71, с.1-60.
- КОРЖИНСКИЙ Д.С. Зависимость минералообразования от глубины. - Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1937, ч.66, вып.2, с.120-138.
- КОРЖИНСКИЙ Д.С. Физико-химические основы парагенетического анализа. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
- КОРЖИНСКИЙ Д.С. Экстремальные состояния в системах с вполне подвижными компонентами. - Журн. физ. химии, 1958, 32, вып.7, с.85-103.
- КОРЖИНСКИЙ Д.С. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем. - В кн.: Химия земной коры. Т.1. М., 1963, с.63-85.
- КОРИКОВСКИЙ С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., "Наука", 1967. 298 с.
- КОСТИК В.П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолья в районе г.Винницы, К., Изд-во АН УССР, 1955. 112 с.
- КОТЛОВСКАЯ М.И., БУРКСЕР Е.С. Физико-химическое обоснование применения амфиболов для определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. К., 1965, с.202-213.
- КРЫЛОВА М.Д., ВАСИЛЬЕВА С.Н. О температурах формирования жильного материала мигматитов докембрия. - В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М., 1966, с.156-167.

- ЛАЗЬКО В.М. и др. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). Львов, Изд-во при Львов. ун-те, 1975. 237 с.
- ЛЕВИНСОЙ-ЛЕССИНГ Ф.Ю., СТРУВБ Э.А. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.
- ЛОБАЧ-БУЧЕНКО С.Б., КРЫЛОВ И.Н. Об использовании минералов для термометрии пород докембрия. - Геохимия, 1966, № 2, с.27-33.
- ЛУЧШИЙ В.И. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинского кристаллического щита. - Бюл. МОИП, отд-ние геологии, 1930, 8, вып.3-4, с.168-186.
- ЛЪВИНА Д.А. Докембрийские кристаллические породы фундамента Молдавского Приднестровья. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлогенность. К., 1972, с.153-157.
- МАРАКУШЕВ А.А. Некоторые минеральные равновесия и их экстремальные состояния в связи с геохимическими условиями метаморфизма. - В кн.: Химия земной коры. Т.2. М., 1964, с.25-47.
- МАРАКУШЕВ А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1965. 322 с.
- МАРАКУШЕВ А.А. Термодинамика метаморфических гидратации минералов. М., "Наука", 1968. 200 с.
- МАРАКУШЕВ А.А. Термодинамические потенциалы водных минералов и карбонатов. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Ч.1. М., 1969, с.94-113.
- МАРАКУШЕВ А.А. Устойчивость алмандина и его парагенезисов. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. М., 1970, с.17-33.
- МАРАКУШЕВ А.А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973. 321 с.
- МАРАКУШЕВ А.А., ТАРАРИН А.А., ЗАЛИЩАК Б.Л. Минеральные фации кислотности - щелочности гранитоидов, бедных кальцием. - В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., 1966, с.5-73.
- МЕЛЬНИК Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. К., "Наук. думка", 1973. 287 с.
- МИЛЛЕР Ю.В. О складчатой деформации плоскостей, ориентированных под углом к оси вращения, при складкообразовании. - В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. М., 1970, с.193-199.
- МИЛЛЕР Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально-метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с.83-94.
- МИТРОФАНОВ Ф.П. и др. Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., "Наука", 1975. 292 с.
- МИХАЙЛОВА Н.П. та ін. Про рудні мінерали чарнокітів Наддністриччини та їх термомагнітну характеристику. - Допов. АН УРСР, Сер. Б, 1969, № 7, с.618-622.
- МИШКИН М.А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М., "Наука", 1969. 184 с.
- НАЛИВКИНА Э.Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М., "Недра", 1964. 123 с.
- НИКИТИН В.Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слоистоносных и карамических пегматитах. - Зап. Ленингр. горного ин-та, 1952, 27, вып.2, с.107-158.
- НИКОЛАЕВ В.А. Об уравнениях, выражающих изменения потенциала закрытых и открытых систем. - ДАН СССР, 1956, 106, № 1, с.91-95.
- ОЛЕИ А.Л., Б-АН-ЗЕН. Зависимость фаций пеллитов от химических потенциалов H_2O и CO_2 . - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1969, с.249-261.

ОСТАПЕНКО Г.Т. Тривариантные равновесия и построение для них диаграмм химических потенциалов компонентов. - Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1966, ч.95, вып.2, с.145-157.

ПАРФЕНОВ Л.М. Дислокации метаморфических толщ докембрия и методы их изучения (на примере докембрия Шотландии). - Геотехника, 1973, № 3, с.64-76.

ПАТАЛАХА Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, "Наука", 1970, 216 с.

ПАТАЛАХА Е.И. Вопросы методологии и методики составления структурных карт складчатых областей. - Изв. АН КазССР, Сер.геол., 1972, № 5, с.14-25.

ПОЛКАНОВ А.А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5, с.65-72.

ПОЛОВИНИНА Ю.Ир. Стратиграфия и роль ультраметаморфизма в Украинском кристаллическом массиве. - В кн.: Проблемы геологии докембрия. К., 1971, с.8-14.

РУДЕНКО С.А. Полевые шпаты керамических пегматитов Южной Карелии. - Зап. Ленингр. горного ин-та, 1952, 27, вып.2, с.159-198.

РУДЕНКО С.А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний. - Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1954, ч.83, вып.1, с.23-54.

РЯБЕНКО В.А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. К., "Наук. думка", 1970. 126 с.

СЕМЬЯНЕНКО Н.П. Стрoение Украинского кристаллического массива и история его формирования. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1, с.47-55.

СЕМЬЯНЕНКО Н.П. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. К., Изд-во АН УССР, 1957. 68 с.

СЕМЬЯНЕНКО Н.П. и др. Геохронологическая карта украинского докембрия. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. К., 1965, с.5-16.

СЕМЬЯНЕНКО Н.П. Метаморфизм подвижных зон. К., "Наук. думка", 1966. 298 с.

СЕМЬЯНЕНКО Н.П. Детализация геохронологической шкалы докембрия. - Труды XIV сессии комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М., 1967, с.113-122.

СЕРВЕНКО В.П. Высокотемпературный региональный метаморфизм Ангаро-Канского горста (Энисейский край). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1973. 24 с.

СИДОРЕНКО Е.Ф. Гранат из мигматитов Приднестровья. - Минерал. сборник Львов. геол. о-ва, 1960, № 14, с.296-303.

СИДОРЕНКО Е.Ф. Железо-магнезиальные минералы метаморфических пород Приднестровья. - Минерал. сборник Львов. геол. о-ва, 1961, № 15, с.189-197.

СІРОШТАН Р.І. Кристалічні вапняки Побужжя. - Геол.журн., 1950, 10, вип. 2, с.18-28.

СЛЕНЗАК О.І. Петрогенезис чарнокітового комплексу придністровської частини Українського кристалічного щита. К., Вид-во АН УРСР, 1958. 48 с.

СЛЕНЗАК О.І. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. К., Изд-во АН УССР, 1960. 212 с.

СОВОЛОВ В.С., ДОБРЯЦОВ Н.Л., ХЛЫСТОВ В.В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. - ДАН СССР, 1966, 166, № 2, с.451-455.

СТОРОНКИН А.В. Об итогах обсуждения некоторых термодинамических выводов Д.С.Коржинского. - Геохимия, 1960, № 3, с.57-69.

- ТРИНЕР Ф., ФЕРХУТЕН Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 352 с.
- УСЕНКО И.С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Кужного Буга. К., Изд-во АН УССР, 1968, 144 с.
- УСЕНКО И.С. Ультраосновные и основные породы Западного Приазовья. К., "Наук. думка", 1960, 179 с.
- УСЕНКО И.С., ЩЕРБАКОВ И.Б. Об эколгитизированных основных породах Украинского щита. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. К., 1970, с.199-208.
- ХЛЕСТОВ В.В. Общие принципы расчета петрологических диаграмм в координатах интенсивных термодинамических параметров. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, 1975, с.310-317.
- ЧЕРКАСОВ Ю.А. Применение "фокального экранирования" при измерении показателей преломления иммерсионным методом. - Труды ВНИМС, 1957, с.204-216.
- ЧУМАКОВ А.А. Докембрий Молдавии. Новые данные о петрологии чарнокитовой серии. - ДАН СССР, 1962, 147, № I, с.68-72.
- ШУРКИН К.А. Генетические типы мелких складчатых деформаций в гнейсах и мигматитах и их значение для структурного картирования. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып.19, с.74-90.
- ЩЕРБАК Н.П. Гнейсо-мигматитовые формации и граниты между речью Тетарев - Южный Буг. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. К., 1965, с.56-64.
- ЩЕРБАК Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. К., "Наук. думка", 1975, 270 с.
- ЩЕРБАК Н.П. и др. Возрастные соотношения архейских гранитоидов бугской и подольской групп. - Труды XI сессии комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М., 1963, с.86-94.
- ЩЕРБАК Н.П. и др. Возрастные соотношения гранитов Воляно-Подолы и Среднего Приднепровья Украинского щита. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № II, с.37-46.
- ЩЕРБАК Н.П., РЯБСКОНЬ В.В. Корреляция докембрия западной и центральной частей Украинского щита. - В кн.: Проблемы геологии докембрия. К., 1971, с.86-94.
- ЩЕРБАКОВ И.Б. О времени метаморфизма и поднятия Среднего Побужья. - Геол. журн., 1969, 29, вып.4, с.93-95.
- ЩЕРБАКОВ И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. К., "Наук. думка", 1975, 279 с.
- Зе В.В. Особенности структуры метаморфических толщ. - В кн.: Очерки структурной геологии сложно-дислоцированных толщ. М., 1970, с.192-259.
- Зе В.В., ЧЕРНОМОРСКИЙ М.А. Изучение структур метаморфических толщ. - В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50000. Т.1. Л., 1974, с.369-382.
- BOWEN N.L. Progressive metamorphism of siliceous Limestone and dolomite. - J. Geol., 1940, 48, N 3, p. 28-42.
- DASGUPTA H.C. Distribution of elements between coexisting magnetite and Ilmenite. - Quart. J. Geol. Min. and Met. Soc., Indis, 1966, 38, N 2, p. 111-112.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.F. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northeast Adirondack Mountains. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 71, N 1, p. 58-102.
- ESKOLA P. On the granulites of Lapland. - Amer. J. Sci., 1952, Bowen Vol., p. 133-171.
- ESKOLA P. Granititstehung bei Orogenese und Epirogenese. - Geol. Rdsh., 1960, 50, S. 105-124.

FRENCH B.M., EUGSTER H.P. Experimental control of oxygen fugacities by graphite-gas equilibria. - J.Geophys.Res., 1965, 70, N 6, p. 46-54.

GEIJER P. Basische Schlierengebilde in einigen nordeuropäischen Syeniten. - Geol. fören. Stockholm förhandl., 1912, 34, N 282, S. 183-214.

GORDON T.M., GREENWOOD H.J. The stability grossularite in H_2O-CO_2 mixtures. - Amer.Mineral., 1971, 56, N 9-10, p.1674-1688.

LINDSLEY D.H. Equilibrium relation of coexisting pairs of Fe-Ti oxides. - Carnegie Inst. Wash., Year Book, 1963, 62, p.60-66.

NEWTON R.C. Some calc-silicates equilibrium relations. - Amer. J. Sci., 1966, 264, N 3, p. 56-66.

NITSCH K.H., WINKLER H.G.P. Bildungsbedingungen von Epidot und Orthoosit. - Beitr. Min. und Petrol., 1965, 11, N 5, S.327-335.

SHARMA S.R., RAJA N. On myrmekite. - Quart.J.Geol.Min. and Met.Soc., India, 1959, 31, N 1, p. 127-132.

SIMONEN A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic early archaic supracrustal rocks in South-Western Finland, 1953, N 160, p. 54-76.

STORRE B. Stabilitätsbedingungen Grossyllerführenden Paragenesen in System $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$. - Contribs.Mineral. and Petrol., 1970, 29, N 2, p. 145-162.

TURNER F.J. Metamorphic petrology. Mineralogical and field aspects. New York, McGraw-Hill Co, 1968, 403 p.

WATZNAUER A. und and. Faziesprobleme im sächsischen Granulit und Erzgebirge. - Ber. Geol. Ges. DDR, 1964, 2, H.2, S.12-26.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Часть I. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА	5 7
Глава I. Докембрий Приднестровья	
Архейский мегацикл (I и II тектоно-метаморфи- ческие циклы)	13
III тектоно-метаморфический цикл	19
IV тектоно-метаморфический цикл	24
Данные геохронологии	28
Глава 2. Докембрий Среднего Побужья	30
I тектоно-метаморфический цикл (A?)	30
II тектоно-метаморфический цикл (A-PR ₁ -?)	32
III тектоно-метаморфический цикл (PR ₁ ?)	36
Часть II. ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ПРИДНЕСТРОВЬЯ	45
Глава 3. Кислые кварц-полевошпатовые породы	47
Геолого-петрографическая характеристика	47
Петрохимические особенности	58
Глава 4. Породы, бедные кальцием, с кварцем и калиевым полевым шпатом	61
Геолого-петрографическая характеристика	61
Петрохимические особенности	70
Минеральные равновесия	71
Глава 5. Породы нормального (основного) ряда	104
Геолого-петрографическая характеристика	104
Петрохимические особенности	107
Минеральные равновесия	112
Глава 6. Силикатно-карбонатные породы	128
Геолого-петрографическая характеристика	128
Петрохимические особенности	134
Минеральные равновесия	135
Глава 7. Ультраосновные и железистые породы	147
Ультраосновные породы	147
Железистые породы	147
Принятые обозначения	153
Литература	155

Виктор Михайлович Вендиктов

ДОКЕМБРИЙ ПРИДНЕСТРОВЬЯ
И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ УКРАИНСКОГО ШИТА

Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Р.И.Бычкова
Обложка художника Г.М.Бальва
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технический редактор Т.М.Зубрицкая
Корректоры М.Т.Кравчук, А.Ф.Науменко

Информ. бланк № 1544.

Подп. к печ. 26.05.78. ВФ 00709. Формат 60x84/16. Бумага офс. № 2.
Усл. печ. л. 10,11. Уч.-изд. л. 9,8. Тираж 600 экз. Заказ 8-25.
Цена 95 коп.

Издательство "Наукова думка", 252601, Киев-4, ГСП, Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги Республиканского произ-
водственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.
252004, Киев-4, Репина, 4.

95 коп.

2688

«НАУКОВА ДУМКА»