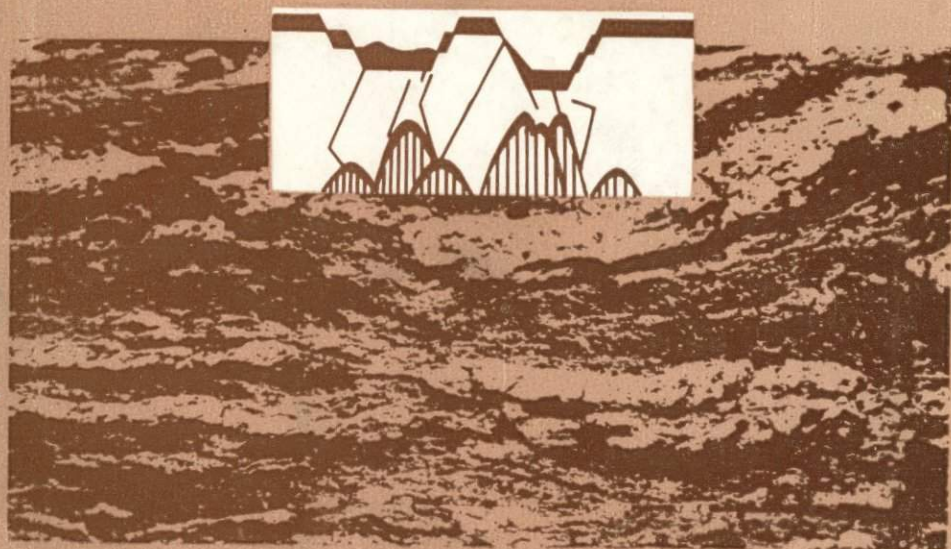


Б. Г. ЯКОВЛЕВ
С. Б. СТЕПЧЕНКО

МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ДОКЕМБРИЙСКИХ МАФИТОВ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

Б.Г.ЯКОВЛЕВ
С.Б.СТЕПЧЕНКО

4731

МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ДОКЕМБРИЙСКИХ МАФИТОВ

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1985



Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов / Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. — Киев: Наук. думка, 1985. — 224 с.

В монографии рассмотрена новая формационная классификация мафитовых и ультрамафитовых пород в основании древних щитов. На большом фактическом материале показано, что эти формации являются метаморфогенными и не имеют аналогов среди магматических и осадочных комплексов. На основе термодинамических расчетов и микрозондовых исследований оценивались PT -условия древнейшего метаморфизма, который отнесен к высокоградиентному типу. Подчеркивается большое значение геохимического режима архейского метаморфизма.

Для геологов, петрографов и минералогов.
Ил. 86. Табл. 20. Библиогр.: 199 назв.

Ответственный редактор *И.С.Усенко*

Рецензенты *Г.Т.Остапенко, В.Г.Моляко, С.П.Кориковский*

**Борис Гаврилович Яковлев
Сергей Борисович Степченко**

**МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ
И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ДОКЕМБРИЙСКИХ МАФИТОВ**

Утверждено к печати ученым советом
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редакция литературы о Земле

Редактор *О.И.КАЛАШНИКОВА*
Оформление художника *Н.И.КОЗАКОВОЙ*
Художественный редактор *И.П.САВИЦКАЯ*
Технический редактор *Т.М.ЗУБРИЦКАЯ*
Операторы *Т.А.МОТЕНКО, Н.Г.КАЛИННИКОВА*
Корректоры *М.Т.КРАВЧУК, Е.И.МАЗНИЧЕНКО*

Информ. бланк № 6220

Подп. в печ. 02.01.85. БФ 00102, Формат 60х84/16. Бум. офс. № 1. Офс. печ. Усл. печ. л. 14,18. Усл. кр.-отт. 14,42. Уч.-изд. л. 16,44. Тираж 500 экз. Заказ 4—696. Цена 2 р.

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Регина 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004, Киев 4, ул. Регина 4.

Я 1904020000-164 281-85
М 221(04)-85

© Издательство "Наукова думка", 1985

Освещение реликтов базальтоидного магматизма, который предшествовал возникновению самых древних плагиогранитов, составляет одну из основных проблем в учении о ранней истории Земли. Многократная активизация глубинных процессов, обусловивших кратонизацию архейской коры, вызвала необходимые перестройки в химическом составе дометаморфических древнейших пород. Оживленные дискуссии о принципах формационной типизации и генезисе высокометаморфизованных мафит-ультрамафитовых комплексов свидетельствуют о том, что имеющиеся подходы не могут однозначно показать роль данных образований в наращивании древнейшей коры. Полученные результаты исследования указывают также на то, что упрощенные методы корреляции между тектоникой, метаморфизмом и внутрикоровым магматизмом создают главным образом иллюзию углубленного познания древнейших процессов. Из данных изучения Русской плиты (1963—1968 гг.) и Украинского щита (1971—1981 гг.) следует, что локальные метасоматические процессы (дифференциальная подвижность важнейших петрогенных элементов) проявлены при региональном метаморфизме значительно шире, чем это считалось раньше. Так, в границах архейского литоплита Украинского щита устанавливается наличие реликтовой мафит-эндербитовой формации, образование которой связано с селективным плавлением древнейших метабазитов, протекавшим на фоне привноса натрия и возрастающего парциального давления воды.

Монография представляет последовательное обобщение полученных результатов, которые детально сопоставлялись с данными, характеризующими региональный метаморфизм мафит-ультрамафитовых пород в гранулитовых комплексах Канадского и австралийского щитов, докембрия Западной и Юго-Западной Гренландии, Шотландии, Индии и других регионов. Условия и время эволюции комплексов мафит-ультрамафитовых пород в названных регионах имеют много общего, что может служить хорошей предпосылкой для типизации глубоко измененных продуктов архейского магматизма.

В процессе петрографических исследований особое внимание уделялось выявлению стадийности в изменении изоморфизма породообразующих минералов. С помощью электронного микроанализатора изучались флюктуации составов в пироксенах, роговых обманках, гранатах, плагиоклазах, шпинелях и некоторых других минералах. Полученные результаты показали, что мафитовые и ультрамафитовые породы в процессе высокотемпературного

регионального метаморфизма претерпевают значительные перестройки в составах, что сказывается на зональности породообразующих минералов.

Предлагаемая работа выполнена в Институте геохимии и физики минералов АН УССР. Авторы глубоко признательны академикам АН УССР Н.П.Шербак и Я.Н.Белевцеву, члену-корреспонденту АН УССР И.С.Усенко, докторам геолого-минералогических наук С.П.Кориковскому, Ю.Н.Колеснику, В.А.Глебовицкому, Г.Т.Остапенко, Р.Я.Белевцеву за обсуждение основных положений книги и критические замечания. Необходимые условия для проведения трудоемких исследований были обеспечены заведующим лабораторией рентгеноспектрального анализа Института геохимии и физики минералов АН УССР кандидатом химических наук О.П.Шаркиным и заведующей химической лабораторией ОП ИГФМ АН УССР А.С.Кушнир, которым авторы приносят благодарность.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

Аб — альбит
Акт — актинолит
Альм — альмандин
Анд — андалузит
Ан — анортит
Ант — антофиллит
Би — биотит
Вол — волластонит
Гед — геденбергит
Гр — гранат
Грос — гроссуляр
Гц — герцинит
Ди — диопсид
Дол — доломит
Жед — жедрит
Ил — ильменит
Ка — карбонат
Кв — кварц
Кор — кордиерит
Кр — корунд
Кум — куммингтонит
Мп — салит
МпFe — геденбергит
Мт — магнетит
Му — мусковит
Ол — оливин

Орт — ортоклаз, микроклин
Парг — паргасит
Пи — пироксен
Пиж — пижонит
Пир — пирит
Пл — плагиоклаз
Пр — пирротин
Рог — роговая обманка
Рп — ортопироксен
РпFe — ферросилит
Сил — sillиманит
Спес — спессартин
Спф — сапфирин
Сф — сфен
Та — тальк
Т.р. — твердый раствор
Тр — тремолит
ТрFe — ферротремолит
Фа — фаялит
Фл — флогопит
Фо — форстерит
Фс — ферросилит
Хр — хромит
Шп — шпинель
Эн — энстатит
Эп — эпидот

В настоящее время трудно представить реальные пути развития основного и ультраосновного магматизма на ранних этапах эволюции архейской коры. Отсутствие согласованных признаков, по которым можно было проводить формационную типизацию древнейших продуктов магматизма, привело к большому разнообразию представлений о возможных механизмах возникновения древнейших комплексов мафит-ультрамафитовых пород. Основные подходы к освещению генезиса мафитов приводятся ниже.

Модель коматиитового вулканизма. Вопрос о своеобразных чертах физико-химической эволюции основного — ультраосновного магматизма в раннем докембрии был, по-видимому, впервые поставлен И.С.Усенко [86, 87], который охарактеризовал метаморфические мафиты и ультрамафиты Украинского щита как продукты недифференцированных базальтоидных магм. Их общие петрохимические тенденции изменения, согласно [87], приближаются к тем, которые впоследствии были установлены при описании ультраосновных вулканитов (коматиитов).

Открытие ультраосновных лав (коматиитов) в зеленокаменном поясе Барбертон (Южная Африка) [186], а затем в зеленокаменных поясах Канады и Австралии оказало большое влияние на подход к геологической интерпретации раннего докембрия. В последние годы модель коматиитового магматизма приобретает все большую популярность при геологическом описании мафит-ультрамафитовых пород из метабазит-чарнокитоидных серий.

Вначале казалось, что коматииты зеленокаменных поясов являются однозначным свидетельством эволюции верхней мантии от примитивного (на рубеже 2,5 млрд. лет) до современного расслоенного состояния [22]. В дальнейшем, однако, присутствие коматиитов в фанерозойских офиолитовых комплексах (например, на островах Кипр и Тродос), в аппалачских краевых бассейнах Ньюфаундленда и других вулканических поясах значительно осложнило вопросы корреляции дометаморфического архейского базальтоидного магматизма. Возникшая дискуссия продолжается до сих пор.

О.А.Богатиков и др. [8] придают большое значение тому факту, что коматииты появляются в различной тектонической обстановке (от архея до кайнозоя). Б.Уиндли и др. считают, что коматиитовый вулканизм в докембрии не играл сколько-нибудь значительной роли, и полагают, что "... архейские породы, их ассоциации и химизм удивительно подобны современным комплексам континентальных окраин и островных дуг ..." [194, с.115].

По другим представлениям, отличающимся от привычных униформистских взглядов, комплексы мафитов и ультрамафитов в зеленокаменных поясах отражают глобальные геологические события, свойственные только раннему докембрию. А.Гликсон [21] различает "первичные" (основные — ультраосновные) и "вторичные" (основные — кислые) вулканические ассоциации, отвечающие резко разделенным во времени этапам эволюции древнейшей коры. Наиболее ранняя серия мафит-ультрамафитовых пород представлена сейчас фрагментами основных гранулитов, кристаллосланцев и амфиболитов в гранитизированном суперкrustальном основании щитов. Эти образования составляли вещественную основу раннеархейской (догранитной) коры, претерпевшей затем региональный метаморфизм гранулитовой фации. "Вторичные" (бимодальные) вулканические комплексы зеленокаменных поясов развивались вдоль линеаментов, вытянутых трогов и родственных им структур, заложенных на кратонизированном основании. По мнению А.Гликсона [21], "первичные" комплексы таких вулканитов в процессе высокотемпературного метаморфизма интродировались натриевыми гранитоидами, которые впоследствии сменялись калиевыми. Указанные черты геохимического режима эволюции древнейшей коры хорошо согласуются с материалами и теорией А.А.Маракушева [58], освещающей петрогенетические проблемы архейского гранитообразования и метаморфизма.

Представления о мафит-ультрамафитовом составе древнейшей догранитной коры (независимо от работ А.Гликсона) развивались Н.Л.Добрецовым и др. [90], В.А.Глебовицким [18], Д.Грином [22] и другими исследователями. В целом предполагается, что нижнеархейские мафиты — ультрамафиты были развиты в основании кратонов, образуя так называемый гранулит-базитовый слой. Считается, что сейчас глубоко эродированные выступы суперкrustального основания представлены породами метабазит-чарнокитоидной серии (рис. 1).

В последние годы эти взгляды подтвердились. Так, глобальное распространение гранулит-базитового слоя влияет на состав включений в следующих гранулитах: гранат-пироксен-плаггиоклазовых — в кимберлитовой трубке Кайрунера в Новом Южном Уэльсе (Австралия) [131]; двупироксен-плаггиоклазовых мафитовых — в современных щелочных базальтах о.Нунивак (Аляска) [135]; двупироксен-роговообманковых мафитовых, шпинель-пироксеновых ультрамафитовых — в эпидотовых амфиболитах массива Ирацу [199]; гранат-пироксен-плаггиоклазовых и двупироксен-роговообманковых — в обломках среди туфов щелочных базальтов района Лаахер-Зее [121] и других регионов.

Столкновение идей в полной мере отражает сложность и неоднородность строения зеленокаменных поясов, а также трудности, возникающие при интерпретации их взаимоотношений с толщами суперкrustального основания [37, 137], и неопределенность геохимических критериев. С этой точки зрения можно считать показательным название работы Дж.Арнольда и М.Рубе-наха "Основные ультраосновные комплексы района Гринвэйл, Северный

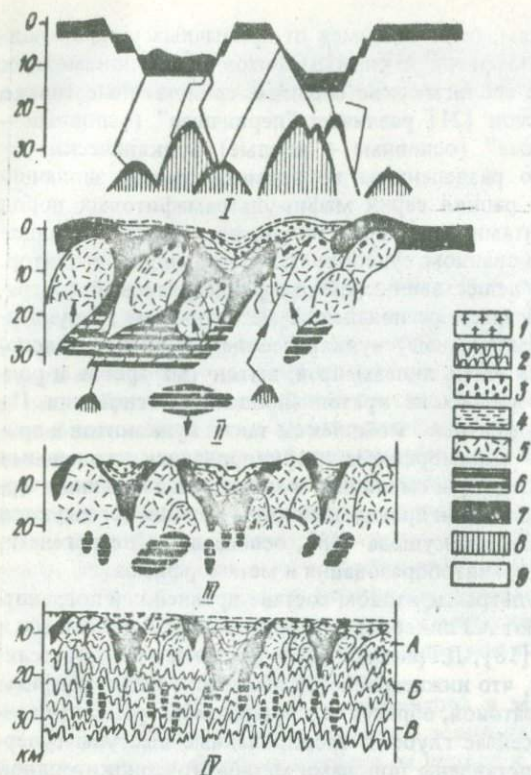


Рис. 1. Схема эволюции архейских зеленокаменных поясов и гранулит-базитового слоя, по А.Гликсону: I — опускание ультраосновной — основной коры над мантийными диапирами; II — образование натриевых гранитов в опускающихся зонах земной коры; III — появление гранитов; IV — фаза метаморфизма — анатексиса (фации: А — зеленосланцевая, Б — амфиболитовая, В — гранулитовая); 1 — калиевые граниты; 2 — гранитизированные мафические гранулиты; 3 — поздние образования зеленокаменных поясов; 4 — натриевые граниты; 5 — основные гранулиты (древнейшие аналоги мафит-эндербитовой формации); 6 — архейские зеленокаменные пояса; 7 — мантийные диапиры; 8 — верхняя мантия; продукты переработки гранулит-базитового слоя.

перидотитов до базальтов и магнезиальных андезитов ($MgO > 20\%$). Химическая диагностика коматиитов (на основе химизма основных — ультраосновных вулканитов надгруппы Онвервахт) первоначально предполагала следующие пределы: $CaO/Al_2O_3 \sim 1$; $MgO > 9\%$; $K_2O > 0,9\%$.

Квисленд (Австралия): девонские интрузии или докембрийские метаморфиты?" [113]. Такой уровень неопределенности сохраняется во многих регионах, где высокотемпературные продукты метаморфизма основных и ультраосновных пород замаскированы новообразованными парагенезисами зеленосланцевой фации [6].

Как видно, идеи о необратимом характере эволюции магматизма в истории Земли служат предметом дискуссии, вызванной описанием коматиитов среди продуктов послекембрийского вулканизма. Между тем сопоставление обширных литературных данных показывает, что многие региональные описания отражают не только пути дифференциации верхней мантии, но и подход к построению классификации вулканических пород. Так, в частности, Н.Ардт и др. [114] относят к коматиитам вулканические и гипабиссальные образования, состав которых колеблется от дунитов и

О.А.Богатиков и др. [39] совершенно справедливо рассматривают коматиит как особую структурную разновидность пикрита. Минералогические и петрохимические характеристики последнего перекрывают характеристики коматиитов. Эти исследователи рекомендуют выделять перидотитовые коматииты в ранг обособленного вида только за счет того важного петрогенетического, формационного и металлогенетического значений, которое придается им в последние годы.

Большой вклад в разрешение проблемы вносят исследования К.Брукса и С.Харта [122], использовавших огромный фактический материал (более 20 тыс. химических анализов), который, по-видимому, наиболее полно освещает распространение ультраосновных вулканитов в период между ранним докембрием и фанерозоем. Оказалось, что типичные перидотитовые коматииты среди фанерозойских вулканических комплексов отсутствуют, а базальтовые коматииты встречаются довольно редко. Вместе с тем масштабы распространения любых ультраосновных вулканитов в нижнедокембрийских толщах несравненно шире, чем в фанерозойских. Согласно представлениям А.К.Симона и В.А.Баскиной [82], фанерозойские пикритовые вулканиты представляют собой эпизодические отщепления, связанные с самостоятельной миграцией ультраосновного расплава, способного отщепляться от базальтоидного на различных глубинах. Если принять во внимание такой механизм эволюции фанерозойских магм, то крупные масштабы развития древнейших вулканических ассоциаций (низкокалийный толент + коматиит или пикрит) должны свидетельствовать о своеобразии тектонической обстановки в архее. Такой вывод следует из работ Р.Ламберта и др. [53], которые сообщили о значительных геохимических различиях между архейскими вулканитами и более поздними эффузивами. На примере дхарварского комплекса в Индии [65] было показано, что геохимические особенности архейских базальтоидов могут свидетельствовать о такой физико-химической обстановке в раннем докембри, которая больше никогда не повторялась.

Химическая классификация магматических пород имеет особое значение при изучении стекловатых и криптокристаллических вулканитов, которые нельзя охарактеризовать количественным минералогическим анализом. Однако даже по отношению к ним упрощенный петрохимический подход сталкивается с существенными трудностями. Подчеркнем, что унифицированные критерии выделения метаморфических аналогов коматиитов (в областях проявления гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма) отсутствуют.

К.Брукс и С.Харт [122] тоже пришли к выводу, что по химическому составу породы нельзя отнести к группе коматиитов. Согласно работам [122, 114], критериями могут служить структурно-текстурные признаки (структуры спинифекс, подушечные лавы, зоны закалки), т.е. обычные признаки вулканитов эффузивной фации. Некоторые исследователи необоснованно сопоставляют таблитчатые порфириобласты и вытянутые зернис-

тые скопления оливина, заключенные в среднезернистую основную ткань ультрамафита гранулитовой фации, со структурами спинифекс [92, 187]. Эти данные в сочетании с упрощенной петрохимической корреляцией послужили основанием для выделения коматитовой формации в составе суперкрустального основания щитов.

Имеющиеся данные о петротектонических механизмах образования текстур метаморфических пород не позволяют ожидать каких-либо черт сложения, унаследованных от исходных эффузивов. Действительно, структуры спинифекс — нежные дендритовидные вкрапленники оливина и (или) клинопироксена, погруженные в стекловатую (девитрифицированную) основную массу, — служат доказательством сверхбыстрого остывания и, что особенно важно, отсутствия в охлаждающейся лаве конвекционных токов и деформаций. Ползучесть оливина намного превышает ползучесть любого из минералов, слагающих базальтоидные породы.

Крупнотаблитчатые выделения оливина нередко встречаются в интрузивных гипербазитах [154]. Б.Эванс и В.Тромсдорф [132] описали в метаморфогенных ультрамафитах крупные идиоморфные порфиروبласты оливина метаморфического происхождения, кристаллизовавшегося вместе с куммингтонитом, антофиллитом и тальком. Грубозернистые порфировидные ультрамафиты изучены К.Коллерсоном и др. [126] в гранулитовом комплексе северо-восточной части Лабрадора. Породы содержат взаимопрорастающие удлинненно-пластинчатые кристаллы оливина и роговой обманки длиной до 1 м. Состав оливина выдержанный ($\text{Fo}_{81}\text{Fa}_{19}$ — $\text{Fo}_{79}\text{Fa}_{21}$). Реликты первичных структур гипербазитов отвечают кумулятивным образованиям. Исследователи [126] показали, что в процессе метаморфизма на границе гранулитовой и амфиболитовой фаций происходили перекристаллизация и рост зерен первичного оливина. Стабильный рост крупных зерен оливина при PT -условиях высокотемпературного регионального метаморфизма успешно воспроизводился в экспериментах [153].

Следует отметить, что применение к метаморфическим комплексам мафит-ультрамафитов суперкрустального основания терминов "коматит" или "метакоматит" трудно считать оправданным. Выделение метакоматитов неизбежно влечет за собой признание того, что мафит-ультрамафитовые породы суперкрустального основания континентов и вмещающие их эндербитовые гнейсы возникли за счет высокотемпературного метаморфизма зеленокаменных поясов. Однако зеленокаменные пояса всегда залегают на кратонизированном основании (зеленокаменные вулканы + гранодиориты), в то время как высокометаморфизованные мафит-ультрамафитовые породы образуют включения в самых древних гранитоидах. Металлогеническая специализация зеленокаменных поясов (ликвационные месторождения "сульфидного никеля") и мафит-ультрамафитов гранулитовых комплексов (широкое рассеивание никеля в силикатах) также не создает благоприятных предпосылок для корреляции.

Модель офиолитовых комплексов. В основе модели содержатся палео-

географические и тектонические критерии. Предполагается, что мафит-ультрамафитовые породы архейских суперкрустальных комплексов представляли собой останцы древнейшей океанической коры и возникли в процессе непосредственной эволюции вещества мантии. Кора сиалического типа, как следует из определения, не оказывала осложняющего воздействия, которое учитывается во всех остальных моделях. В типизации офиолитовых комплексов выделяются два подхода.

Один из них допускает, что фрагменты мафитов и ультрамафитов являются участками фундамента эвгеосинклиналей. По содержанию данное понятие приближается к понятию инициального магматизма, по Г.Штилле. Одним из первых эти взгляды развил И.С.Усенко, рассматривавший метаморфические мафиты и ультрамафиты в суперкрустальном основании Украинского щита как субвулканическую (вулканическую) составляющую в разрезе офиолитовой серии [87]. Позднее к модели офиолитовых ассоциаций обращалась Э.Б.Наливкина [66], выделившая в пределах Украинского и Балтийского щитов и некоторых других районов протоофиолитовую (архейскую) и офиолитовую (протерозойскую) формации. Архейские офиолиты, согласно [66], соответствуют древнейшим участкам "базальтового слоя" земной коры. Однако заключение о кратонизации древнейшей океанической коры находится в очевидном противоречии с выделением офиолитовой формации в протерозое, развитие которой соответствует переработке континентальной коры в океаническую. Сильной стороной модели офиолитовых ассоциаций является логичное объяснение природы гранулит-базитового слоя в основании континентов. К числу трудностей, связанных с поисками признаков формационной типизации, относятся распознавание стратифицированных составных частей и реконструкция офиолитовых разрезов.

К настоящему времени большинство исследователей признают магматическую стратификацию офиолитовых разрезов, в составе которых в общем виде чередуются (снизу вверх): гипербазиты → габброиды (чаще расслоенный габбро-пироксенитовый комплекс) → породы эффузивной и субвулканической фаций (базальтоиды). Данная особенность строения офиолитовых комплексов служит одним из главных критериев их выделения. Толщи архейских офиолитов в дометаморфический период, по оценкам Э.Б.Наливкиной [66], значительно превышали по мощности современную океаническую кору (10 км против 5—6). Основные вулканы по тем же данным составляли более 80 % объема толщ и характеризовались относительно однородным распределением материала. Между тем эта закономерность служит серьезным препятствием на пути приложения модели офиолитовых ассоциаций к формационной типизации мафит-ультрамафитовых пород суперкрустального основания континентов. Дополнительное осложнение вносится наличием спонтанного, рассеянного распределения ультрамафитов среди некогда (в дометаморфический период) мощных толщ базальтоидного состава.

Многие зарубежные, особенно американские, исследователи считают, что офиолитовые ассоциации являются не собственно океанической корой, а ее

останцами. Основная часть офиолитового комплекса в процессе движения литосферных плит была поглощена астеносферой. Эта схема отражает основные допущения второго из названных подходов при типизации офиолитовых комплексов.

В вопросе о возможности развития офиолитовых серий раннего докембрия единого мнения нет. Важно подчеркнуть, что дискуссия затрагивает области, где распространены относительно слабо метаморфизованные основные — ультраосновные комплексы пород. Например, Мак Кол [26] при описании разреза зеленокаменного пояса Западной Австралии (тип Калгурли — Кулгарди), в котором чередуются пикритовые базальты, стратиформные и нерасслоенные габбро, палеотипные вулканиты, сопоставил его с альпийскими офиолитовыми зонами. К.Берк и др. [2] пришли к заключению, что в зеленокаменных поясах не устанавливаются фрагменты древнейшей океанической коры и мантии. Дж. Рокс в работе "Офиолиты докембрия, мифы и действительность" [176] отмечает, что среди ассоциирующих мафит-ультрамафитовых пород возрастом 3,0–1,0 млрд. лет нет достоверных образований офиолитовых серий. Большинство магматических комплексов, описанных под названием офиолитовых ассоциаций, в действительности к ним не относятся. Эта точка зрения поддерживается В.А.Глебовичем [19], который обратил внимание на отсутствие в раннем докембрии метаморфизма высоких давлений и характерных магматических пород офиолитовых и известково-щелочных серий. Механизм тектоники плит начинал проявляться, согласно [19], только после формирования стабильной континентальной коры.

Е.М.Мурс [4] считает, что многие пространственные сочетания анортозитоподобных, мафитовых и ультрамафитовых пород гранулитовой фации (типа районов Фискенессет и Лимпопо) представляют собой метаморфические эквиваленты расслоенных габброидов верхних или средних частей разрезов офиолитовых серий. Между тем при детальном сопоставлении с субплатформенными расслоенными интрузиями основных пород эти совокупности в высокометаморфизованных мафитах оказываются значительно более сложными гетерогенными образованиями.

Модель расслоенных интрузий. К последним некоторые исследователи относят фрагменты полей мафитовых пород, среди которых устанавливают аномально высокие концентрации мелких тел анортозитоподобных и ультрамафитовых образований. Важно подчеркнуть, что такие ассоциации пород встречаются только в гранулитовой фации. К числу наиболее известных примеров приложения модели к геологическому описанию мафических гранулитов и родственных им пород принадлежит так называемый расслоенный комплекс Фискенессет (юго-западная часть Гренландии). Его интерпретация была предложена Б.Уиндли и др. [193]. Они обратили внимание на широкое распространение в амфиболитах района Фискенессет конкордантных и дайкообразных тел грубозернистых пироксеновых (пироксен-амфиболовых) диагноклазитов, а также маломощных обособлений (от де-

сятков сантиметров до десятков метров) ультрамафитов (Ол + Рп + Ро_г, Ол + Рп + Мп, Ол + Ро_г, Би + Рп + Ро_г и т.д.). Общая мощность зон, в которых устанавливаются мелкие пласто- и линзовидные ультрамафитовые тела, чередующиеся с мафитами и плагиоклазитами, достигает 100 м. Площадь, на которой разбросаны указанные сочетания анортзитоподобных, ультрамафитовых и мафитовых пород, сложена образованиями гнейсового комплекса (амфиболиты + пелиты + полупелиты) и названа "расслоенный комплекс Фискенессет".

Пространственные совокупности мафит-ультрамафитовых пород гранулитовой фации в крупных, глубоко эродированных выступах фундамента древних платформ во многих случаях локализируются в виде зон, прослеживающихся на сотни километров. Примерами таких ассоциаций пород, приуроченных к древнейшим линеаментам в суперкрупном основании континентов, могут служить так называемый комплекс Джайлс в щите Масгрейв (Австралия), пояса Томпсон в провинции Пикунитоней и Хант-Ривер на востоке Лабрадора (Канадский щит), мафит-ультрамафиты Брусилов-Одесской, Орехово-Павлоградской и Черниговско-Куксунгурской полосовидных структур в Украинском щите, докембрий Прибайкалья, канская серия архея в пределах Енисейского кряжа. Породы мафит-ультрамафитовой серии в границах перечисленных зон характеризуются значительным сходством. Тем не менее из-за неодинаковой степени изученности и различий в традициях национальных геологических школ ассоциации данных пород трудно сопоставить в рамках общей формационной классификации.

Некоторые пестрые по составу пространственные ассоциации мафит-ультрамафитов интерпретируются как глубоко метаморфизованные останцы расслоенной интрузии. Например, в горах Томпкинсон (щит Масгрейв) известны 15 обособленных массивов, в пределах которых ассоциируют мафические, ультрамафические и анортзитоподобные породы гранулитового комплекса. Массивы мафитов приурочены к линеamentу, прослеженному на 160 км. Отмеченные сочетания пород интерпретированы как фрагменты некогда крупного расслоенного интрузива Джайлс, перемещенные в процессе тектонических подвижек. В массивах Маунт-Девис и Госс-Пайл сторонники представлений о связи неоднородностей в составе мафитов и ультрамафитов с явлениями магматической гравитационной псевдостратификации отмечают тонкую ритмическую "слоистость" и скрытую расслоенность [161].

К. Коллерсон и др. [127] изучали в западной части щита Масгрейв взаимоотношения региональных деформаций, отраженных в ориентировках метаморфических пород, и процессов регионального метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Направления деформаций в период образования парагенезисов, промежуточных по условиям равновесия между гранулитовой и амфиболитовой фациями, совпадают с ориентировкой полосчатости мафитов интрузива Джайлс, а также с зонами милонитов за счет развития серии разломов Вудрофф и Давенпорт. Эти данные при сопоставлении

предполагаемых габброидов типа Джайлс с мафитами вмещающего гранулитового комплекса заставляют обратиться к альтернативным путям изучения их генезиса.

Отмеченные несоответствия между особенностями строения комплексов мафит-ультрамафитовых пород гранулитовой фации и исходными допущениями модели еще раз подчеркивают, что расслоенные интрузии, в которых присутствуют несомненные признаки первично-магматической дифференциации, могут быть связаны только с жесткими внутрикратонными структурами — в фундаменте древних платформ или в условиях субплатформенной стадии развития геосинклиналей. Наличие крупных дифференцированных интрузий на дометаморфическом этапе наращивания континентальной коры представляется маловероятным.

Архейский магматизм и данные сравнительной планетологии. Успехи в развитии космической техники положили начало новой отрасли науки — сравнительной планетологии. Фотоснимки планет и их спутников, полученные с близкого расстояния аппаратурой высокого разрешения, позволили установить следы активного вулканизма, тектонических процессов, метеоритной бомбардировки, явлений эрозии. Большой интерес представляют огромные щитовые вулканы как свидетельства дифференциации вещества планет, приводящей к возникновению коры, мантии и ядра. Вещественный состав Луны к настоящему времени изучен полнее, чем Венеры, Марса и Меркурия. По минеральному составу многие породы Луны существенно напоминают основные и ультраосновные образования древнейших формаций Земли. Изотопное датирование показывает, что важнейшие селенологические процессы приостановились на рубеже 4,0–3,0 млрд. лет. Убедительные доводы в пользу существования лунной стадии в развитии Земли приводились В.Л.Барсуковым в докладе на Всесоюзном симпозиуме по физико-химической петрологии (Черноголовка, ИЭМ АН СССР, 1979).

Эта проблема подробно рассматривалась О.А.Богатиковым и Ю.И.Дмитриевым, показавшими, что ряд особенностей эволюции Луны "... с какой-то долей вероятности, видимо, можно перенести на земные условия ..." [8, с. 156].

Современное состояние знаний о Луне позволило сопоставить морфологию поверхностей обоих небесных тел, результаты исследования различных реакций изотопного обмена, петрохимические параметры изверженных пород, экспериментальные данные о пределах и условиях стабильности твердых растворов земных и лунных минералов, геохимические тренды редких и рассеянных элементов. Многие геологи считают подход к изучению факторов геохимической дифференциации архейской верхней мантии перспективным. Данные сравнительной планетологии уже привлекались для объяснения некоторых закономерностей развития раннедокембрийского магматизма. Его древнейшие проявления (более 2,5 млрд. лет назад), по мнению Д.Грина [22], отражают высокую степень плавления архейской верхней мантии в условиях небольшой глубинности. Архейские зеленокаменные пояса этот ис-

следователь относит к деформированным аналогам лунных морей, а кратонизированные участки коры — к аналогам лунных нагорий. Бор-минг Ян и Л.Никвист считают выводы Д.Грина преждевременными, подчеркивая, что в более продолжительной эволюции Земли принимали участие летучие продукты дегазации мантии [4]. Они являлись активными агентами при метаморфизме, осадочной дифференциации и других процессах, изменивших облик большей части древнейшей коры. А.Гудвин [25] по аналогии с Луной предполагает "гигантскую метеоритную бомбардировку" Земли 4,2 — 3,8 млрд. лет назад, которая обуславливала глубинную конвекцию и возникновение мантийных струй, игравших "... фундаментальную роль во все продолжающемся процессе мантийной дифференциации" [26, с. 105].

К.О.Кратц и Ф.П.Митрофанов [55] выделяют два подхода для объяснения различных моделей аккреции Земли. Один из них постулирует, что к геологическому периоду эволюции Земли в коре преобладал сиалический слой. Формирование его связывается с дифференциацией архейской мантии, образованием в ходе этого процесса базальтоидных магм и дегазации мантии. Выделившиеся компоненты накапливались в наружной части формирующейся коры, обуславливая увеличение содержания сиалической составляющей.

Другой подход содержит допущение о возникновении ядра, мантии и коры при прогрессивном понижении температуры расплавленного вещества, когда появляются тугоплавкие обособления и огромные массы остаточных базальтов. В процессе кристаллизационной дифференциации или зонной плавки могли возникнуть образования аноксидного состава. Г.С.Йодер [33] предполагает андезитовый состав протокры и считает ее продуктом частичного плавления мантии в присутствии воды.

Приведенные примеры подходов к построению предварительных моделей образования протокры характеризуются принципиальными расхождениями. Однако каждый из них вносит значительный положительный вклад в эффективную дискуссию, которая оживляется по мере пополнения наших знаний о составе и строении небесных тел.

Обобщенное геологическое описание мафит-ультрамафитовых пород в высокометаморфизованном основании щитов, как показано выше, сталкивается со сложными проблемами. Одним из источников противоречий между установлением закономерностей распространения минеральных парагенезисов и формационной типизацией служит упрощенная процедура так называемого снятия метаморфизма путем прямых петрохимических сопоставлений. Подход к формационному анализу древнейших метаморфических мафит-ультрамафитовых пород складывается из оценки степени неоднородности их массивов и интерпретации ее природы. Вместе с тем представление об уровне неоднородности в полной мере зависит от масштабов исследования. Например, глобальная корреляция раннедокембрийского магматизма проводится по усредненным данным о химизме десятков (или сотен) массивов мафит-ультрамафитовых пород. В этом случае общие выводы тесно связываются с корректностью и полнотой изучения отдельных массивов, а также с выбором критериев усреднения.

Парагенетический анализ метаморфических толщ представляет собой детальное исследование, отражающее даже незначительные флюктуации состава мафитов. Изменения состава оказывают существенное влияние на равновесные совокупности минералов. В процессе петрографического изучения массивов мафитовых (мафит-ультрамафитовых) пород устанавливаются существенные неоднородности химического и минерального состава. В большинстве случаев они приурочены к следам односторонних механических деформаций, отраженных в полосчатости, параллельной линейности и некоторых других специфических текстурах. Вторичная анизотропия в строении тел мафитовых пород сопровождается возникновением меланократовых ($\text{Pog} \pm \text{Пл}$, $\text{Pog} + \text{Рп}$, $\text{Pog} + \text{Рп} + \text{Мп}$, $\text{Pog} + \text{Мп}$, $\text{Гр} + \text{Рп}$ и т.д.) и лейкократовых сегрегаций ($\text{Пл} + \text{Pog} + \text{Рп}$, $\text{Пл} + \text{Кв}$, $\text{Пл} + \text{Гр} + \text{Мп}$), в которых содержание железисто-магнезиальных минералов лишь изредка достигает 10–15 %. Продукты кристаллобластеза лейкократовых обособлений характеризуются сложными взаимоотношениями с меланократовыми отщеплениями и являются гетерогенными образованиями. Масштабы неоднородностей весьма различны — мощность чередующихся полос (или линз) изменяется от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Появление маломощных тел гипербазитов еще более усложняет строение массива.

По традиции метаморфические процессы подразделяются многими ис-

4731

следователями на изохимические и метасоматические. Исследования А.А. Макарушева [58] показали, что такое противопоставление условно: химические процессы нельзя отделить от явлений регионального стресса и все метаморфические породы испытывают в разной мере влияние метасоматоза. Механические деформации способствуют циркуляции флюида. Концентрации растворенных компонентов породы в нем изменялись, стимулируя возникновение химических градиентов и протекание метаморфических реакций. Особое значение приобретает проникновение существенно водного флюида, насыщенного растворенным кремнеземом. В условиях повышенного давления водного флюида в телах мафитовых пород активизируются процессы селективного плавления. Это подтверждается, например, наличием крупнозернистых бескорневых тел анортитоподобных и иных эндербитов, которые в изобилии насыщают массивы мафитов и не встречаются за их пределами. Совокупность меланократовых образований и эндербитов, распространенных на огромных площадях, представляет собой новый структурно-вещественный комплекс, за которым целесообразно закрепить название "метаморфогенная формация". Следует подчеркнуть, что составляющие формацию породы в большинстве случаев не сопоставляются ни с какими магматическими или осадочными образованиями более поздних эпох.

Мафиты в составе нижнедокембрийских комплексов нередко перемежаются с карбонатными, высокоглиноземистыми, гранитоидными образованиями. Однако по степени устойчивой пространственной повторяемости с мафитами и эндербитами можно сопоставить только ассоциацию мафитовых, ультрамафитовых и железистых пород, представленную в основании всех древних щитов. По масштабам и особенностям распространения ее также можно отнести к метаморфогенной формации. В ней устанавливается значительная пестрота состава пород, обусловленная локальными метасоматическими процессами, которые вызываются изменениями условий флюидного режима метаморфизма.

Важно подчеркнуть, что выделение метаморфогенных формаций устранило необходимость описания сосуществующих пород в соответствии с ограничениями, которые накладываются геологической схемой, например, первично-осадочной толщи, вулканогенно-осадочного комплекса и т.д. Характеристики, точно передающие закономерности изменения состава, петрографические признаки, условия залегания и взаимоотношения пород, создают хорошие предпосылки для накопления фундаментальных данных и дальнейшего петрогенетического анализа. "Модельная" классификация метаморфических пород, как показано выше, приводит к неоправданной схематизации и вносит существенные искажения в интерпретацию геологических наблюдений. Еще Т.Барт предлагал перед освещением петрогенетических вопросов "... рассмотреть и классифицировать различные серии пород" [1, с. 14].

Реликты строго изохимических продуктов метаморфизма среди остальной массы в разной степени измененных пород представляются уникальными образованиями [58]. В общем случае необходимо выявлять всекие показате-



тельства того, что химический состав мафитов или ультрамафитов отражает какие-то черты первичных магм.

Формационная типизация мафитов и ультрамафитов суперкрупнозернистого основания складывается из результатов двух направлений исследования: одно из них освещает влияние метаморфических процессов на разнообразие пород; другое изучает уникальные реликты пород, существовавших до раннеархейского метаморфизма.

Мафит-эндербитовая формация

Пространственное сочетание эндербитов или чарнокитов с метабазами гранулитовой фации, по мнению многих исследователей, характеризует специфический состав древнейшего основания земной коры и проявляется только в архейских комплексах. Аналоги этой формации, если опустить второстепенные региональные различия, известны в пределах Анабарского массива (далдынская серия), Алданского щита (тимптонская серия), в древних щитах Австралии (Йилгарн, Масгрейв, Голер, Аранта), фундаменте восточных районов Русской плиты, в раннедокембрийских образованиях Индии и других регионов.

В работах разных лет подходы к освещению этой формации претерпевали изменения, однако петрологическое и геологическое содержание ее сохранилось до самого последнего времени. Ю.А.Кузнецов [48], например, выделял в основании щитов "формацию мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и связанных с ними чарнокитов". Д.С.Коржинский [44] в гранулитовом комплексе Алданского щита (бассейн р.Тимптон) описал исходный субстрат (чарнокитовые кристаллические сланцы) и возникшие на его основе специфические гранитоиды — чарнокиты. Н.Л.Добрецов и др. [90] относят данный парагенезис пород к чарнокит-базитовой формации. Канадские геологи при типизации ее нередко используют номенклатуру магматических пород (диориты, монцониты и т.д.).

Своеобразные ассоциации пород чарнокитовой (эндербитовой) серии являются одним из немногочисленных свидетельств необратимого характера эволюции земной коры [18, 19, 21, 22, 25, 48, 51]. Образования чарнокит-базитовой или мафит-эндербитовой формаций прослеживаются во всех стратотипах архея на территории СССР.

В последние годы при изучении суперкрупнозернистого комплекса щита развиваются представления о раннеархейском и раннепротерозойском этапах метаморфизма гранулитовой фации [3, 101], которые обусловили возникновение двух разновозрастных мафит-эндербитовых ассоциаций. Эти взгляды отражены в стратиграфической схеме Украинской региональной межведомственной стратиграфической комиссии (УРМСК), предложенной в 1978 г. Согласно схеме нижнеархейские комплексы пород объединяются в днестровско-бугскую, росинско-тикичскую, конкско-верховцевскую и западноприазовскую серии. Если исключить толщи конкско-верховцевской серии,

особенности регионального метаморфизма которой остаются неясными, то можно заключить, что следы мафит-эндербитовой формации прослеживаются во всех нижнеархейских сериях щита.

По данной схеме на архейском суперкрустальном основании залегают толщи нижнепротерозойских пород, которые метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и содержат относительно молодые породы мафит-эндербитовой формации. Эти толщи объединяются в бутскую, тетеревскую, ингуло-ингулецкую и центральноприазовскую серии. Основу такого разделения составляют данные о возрасте циркона из эндербитов и некоторых пироксеновых гнейсов.

Образование эндербитов связано с процессами высокотемпературной мигматизации. По данным К.А.Шуркина и др. [55], каждый из этапов мигматитообразования является периодом аномально высокой подвижности элементов. Такие процессы сопровождаются переходом изотопной системы из закрытого состояния в открытое. В условиях ультраметаморфизма изменяется соотношение радиоактивный элемент — продукты распада, установившиеся в предыдущей геохронометрической системе. Признаком кажущейся изохронной зависимости для изотопной системы уран — торий — свинец служит резкое несовпадение дат, рассчитанное по разным изотопным отношениям. Например, для пород центральноприазовской серии этим методом получены следующие результаты, млн. лет [36]: кварцит (по циркону) 3170 — 2630 — 2140; биотитовый гнейс (по циркону) 2180—2370—2530, 1210—1530—2000, 2280—1880—1700—1970. Если принять во внимание критерии кажущейся изохроны, то следует признать, что решение вопроса о раннепротерозойском метаморфизме гранулитовой фации требует дальнейших детальных исследований.

При освещении возраста мафит-эндербитовой формации мы руководствовались традиционным подходом, согласно которому парагенетическая ассоциация мафитов и эндербитов представляет собой продукт ультраметаморфической переработки гранулит-базитового слоя в архейском основании кратона.

Геологические условия распространения пород мафит-эндербитовой формации

Метабазиты и породы эндербитового ряда — образования более ранние, чем самые древние граниты. Это заключение следует из результатов изучения реликтов мафитов и эндербитов в гранитоидах. В целом парагенетическая серия мафитов и эндербитов залегает в виде своеобразных островков в обширных полях разновозрастных мигматитов и гранитов, составляющих 70—80 % площади Украинского щита.

Формационная типизация мафитов и ультрамафитов в пределах блоков и останцов, сохранившихся среди гранитоидов и мигматитов, соответствует реконструкции догранитного метаморфического комплекса по разобитным фрагментам. Первоначальные взаимоотношения пород архейского ме-

таморфического комплекса в период, предшествующий гранитообразованию, замаскированы более поздними процессами мигматизации и метасоматоза, проявленными в различных масштабах. В настоящее время мафит-эндербитовая формация объединяет, по-видимому, продукты изохимического метаморфизма, гранитизации мафитов и родственных им образований, метаморфической дифференциации и чисто метаморфогенные породы, не имеющие аналогов среди магматических и осадочных серий. Метаморфогенные обособления в составе мафит-эндербитовой формации распространены широко. К ним относятся, например, пироксеновые гнейсы и лейкократовые пироксеновые гранулиты ($Pl + Rn \pm Mp \pm Gr$), бесплагноклазовые пироксеновые амфиболиты (горнблендиты) и феррогиперстениты, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, которые тесно перемежаются с метабазитами, эндербитами и эндербитовыми (пироксеновыми) гнейсами. Поскольку метабазиты, представляющие собой субстрат для возникновения этих пород, во многих случаях претерпевают изменения химического состава, то мафит-эндербитовая формация должна рассматриваться как метаморфогенная. Разнообразие слагающих ее пород в значительной степени определяется процессами высокотемпературного ультраметаморфизма, перекристаллизацией его продуктов и локальным метасоматозом.

Днестровско-Бугский район. Высокометаморфизованные породы днестровско-бугской серии наиболее полно представлены в бассейне Днестра, а также в междуречье Днестра и Южного Буга. Петрология и вещественный состав эндербитов и ассоциирующих с ними пород изучались В.М.Венидиктовым [11]. Мафиты в ассоциации с эндербитами представлены двупироксен-плагноклазовыми, двупироксен-роговообманковыми, биотит-пироксен-роговообманковыми и гранат-пироксен-плагноклазовыми мафитовыми гранулитами, а также амфиболитами. Крупнейшие останцы пород мафит-эндербитовой серии прослеживаются по простиранию на первые сотни метров. В большинстве случаев они встречаются в виде линз, фрагментов пластообразных тел, цепочкозидных скоплений реликтов, микроблоков и глыб в гранитах и мигматитах. Метабазиты и эндербиты претерпели неоднократные и многоплановые по ориентировке в пространстве пластические деформации. Останцы мафитов в сочетании с эндербитами характеризуются неоднородными составом и строением. В бассейне р. Мурафа, например, отмечается чередование двупироксен-роговообманковых и двупироксен-магнетитовых магматических гранулитов с маломощными пачками гиперстен-кордиеритовых, гиперстенных, гранат-биотит-гиперстенных и гранат-биотитовых гнейсов, которые сменяют друг друга через 1–30 см. Неоднородности в мафитах часто представлены пироксеновыми гнейсами. Они образуют мало-мощные обособления в метабазитах, создавая иногда впечатление псевдоритмичности. Характер распространения пироксеновых гнейсов приводил многих исследователей к мысли об их первично-осадочном генезисе. Пироксеновые гнейсы вместе с вмещающими мафитами смяты в сложные складки, имеют одинаковую ориентировку полосчатости и параллельной линейности и рассекаются слабдеформированными эндербитовыми мигматитами.

Взгляды на природу пироксеновых гнейсов имеют большое значение для генетической характеристики мафит-эндербитовой формации. По нашим наблюдениям, плагиогнейсы параллельно-линейной текстуры отчетливо "обтекают" реликты более крупнозернистых обособлений, состоящих, как и пироксеновый гнейс, из кварца, антипертитового плагиоклаза, гиперстена и биотита. В других случаях вместе с эндербитовыми включениями в тонкозернистую массу пироксенового гнейса заключаются деформированные скиалиты гиперстен-роговообманковых мафических гранулитов, амфиболитов и родственных им бесплагиоклазовых пород. Гетерогранобластовые структуры со следами наложенного кристаллобластеза в гиперстенсодержащих плагиогнейсах встречаются значительно чаще, чем принято считать. Реликты относительно крупных выделений кварца и антипертитового плагиоклаза хорошо интерпретируются как порфирокласты, претерпевшие кристаллобластез.

Можно утверждать, что преобладающее большинство этих гнейсов принадлежит к продуктам перекристаллизации некогда крупнозернистых эндербитовых и анортозитовых магматитов ранних стадий, неустойчивых в условиях односторонних динамических напряжений. Отметим, что такие образования наблюдались ранее в Приднестровье В.М.Венидиктовым, который назвал их "рассланцованными чарнокит-мigmatитами". Здесь и далее мы закрепим за деформированными эндербитовыми мигматитами термин "эндербитовый гнейс".

Геологическое строение Среднего Побужья изучалось с конца XIX в. К настоящему времени основные положения геологии и стратиграфии этого района сосредоточены в многочисленных статьях и монографиях В.И.Лучицкого, Н.И.Безбородько, П.И.Лебедева, И.С.Усенко, Л.Г.Ткачука, Н.П.Семененко, А.Я.Древина, Г.Г.Виноградова, Г.К.Кужелова, Н.П.Щербака, И.Б.Щербакова, Н.Т.Вадимова, Ю.Ир.Половинкиной, Э.Б.Наливкиной, О.В.Гинтова, М.Н.Доброхотова, А.Н.Козловской, Э.В.Мельничука, А.Я.Каневского, И.И.Шевчишина, В.А.Дусяцкого и других исследователей.

А.Я.Древин и др. общий структурный план Побужья отражают в виде сильно сжатых (килевидных) складок с веерообразным и субпараллельным расположением осей. Элементарные небольшие складки объединялись затем в более крупные структуры: Хашчевато-Завальевский и Первомайско-Голованевский синклиналии, Синицовский антиклинорий и т.д. Эта схема сохранила значение до настоящего времени. Тем не менее согласованные взгляды на схему геологического строения региона отсутствуют. Так, О.В.Гинтов указывает на связь тектонического режима развития Побужья с палингенным гранитообразованием. По его мнению, строение региона определяется беспорядочно разбросанными эллипсовидными и изометричными антиклиналями, каждая из которых представляет собой купол, возникший за счет всплывания гранитных масс.

П.С.Веремеев придает большое значение связи пликативных структур Побужья с пластическими течениями в процессе ультраметаморфизма,

направлениям распределения односторонних напряжений и оценке масштабов проявления дизъюнктивных нарушений. По его данным, в западной и южной частях региона, где вскрываются поля развития пород мафит-эндербитовой формации, преобладают относительно простые изометричные брахискладки, прослеживающиеся на значительной площади.

И.Б.Щербак [101] развивает представления о блоково-паркетной структуре центральной части Украинского щита, включающей бассейны рек Рось, Южный Буг, Собь, Синюха. Каждый из блоков характеризуется различной глубиной эрозии, а вся система блоков рассматривается как следствие дифференциальных подвижек. Амплитуда дифференциальных движений (восходящих и нисходящих) могла, по мнению этого исследователя, достигать 10–12 км. В наиболее погруженных ранее блоках он усматривает явления внутрикоровой эклогитизации метабазитов в условиях субфации силлиманит-гиперстеновых гнейсов. Однако клинопироксены гранатсодержащих мафических гранулитов Побужья почти не содержат, как и безгранатовые разновидности двупироксен-роговообманковых гранулитов, чермакитового и жадеит-эгиринового миналов, наличие которых — характерная черта изоморфизма омфацитовых пироксенов внутрикоровых эклогитов [90, 58]. Появление граната может быть с равной вероятностью объяснено возрастанием давления при постоянной температуре и остыванием в обстановке неизменной глубинности [23, 148].

О.В.Гинтов считает, что на территории Побужья и Приднестровья преобладают куполовидные складки, купола и валы, возникновение которых связано с объемными изменениями пород, вызванными физико-химическими процессами превращения вещества при метаморфизме. Куполовидные структуры представляют собой овальные, изометричные складки со сложными очертаниями. Наиболее мелкие купола формировались за счет внутрипластового внедрения гранитоидного расплава. В.А.Рябенко [31] отмечает, что гранитоиды принимают широкое участие и в строении крупных положительных структур. В чернокитах и более поздних гранитах в сводовых частях таких структур ориентированные текстуры, по мнению Г.И.Каляева и др. [31], не устанавливаются. Эти исследователи указывают, что купола и родственные им структуры разделяются межкупольными синклиналями, деформированными в процессе дифференциальных движений блоков суперкрупного основания.

Результаты изучения пород мафит-эндербитовой формации показывают, что вещество, по которому развиваются некоторые типы гранитоидов и гнейсов, представляло собой относительно равномерное чередование крупно- и среднезернистых эндербитов и метаморфических пород основного состава. Среди последних широко распространены гиперстен-роговообманковые, двупироксен-роговообманковые (реже гранатсодержащие) мафические гранулиты и кристаллосланцы. Особенности исходных взаимоотношений эндербитов и мафитов сильно маскируются наложенными односторонними напряжениями и связанной с ними кристаллизационной сланцеватостью. Если

оттапливаясь от процессов гранитособразования и восстановить облик пород суперкрупного комплекса, то они предстанут в виде крутопадающих полос метабазитов и эндрбитов, равномерно сменяющих друг друга на большом протяжении. Масштабы чередования изменяются в значительных пределах: от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Контакты между эндрбитами и мафитами также бывают различными. В одних случаях они резкие, в других характеризуются постепенными переходами от пород эндрбитовой группы.

Эндрбиты, слагающие полосы, нередко существенно различаются по структурно-текстурным признакам даже в пределах ограниченных участков (примерами могут служить карьеры близ городов Первомайск и Гайворон, сел Зеленая Левада, Люшневатое и др.). Некоторые полосы сложены породами, имеющими облик гиперстеновых, гиперстен-биотитовых или гранатовых плагиогнейсов. В них устанавливается отчетливая параллельно-линейная текстура, ориентированная согласно сланцеватости вмещающих мафитов. В ряде случаев прослеживаются постепенные переходы от гнейсовидных эндрбитов к образованиям плагиогранитоидного типа ($Kв + Пл + Рп + Би$). Тонкозернистые обособления нередко содержат овальные и линзовидные останцы средне- и крупнозернистых катаклазированных эндрбитов. Участки истирания и дробления претерпели кристаллобластез и характеризуются гетерогранобластовой структурой и новообразованной ориентировкой темноцветных минералов (в особенности биотита). Односторонние напряжения, способствующие появлению параллельно-линейных и полосчато-сланцеватых текстур, распределялись довольно неравномерно. Некоторые микроблоки линзовидной формы сохраняют реликты первоначальных текстур эндрбитовых обособлений. Удалось установить, что это крупно- и среднезернистые бескорневые тела, состав которых может изменяться от анортозитоподобной породы и диоритовых образований до плагиогранитоидных пород ($Kв + Пл + Рп + Гр \pm Би$). Наиболее ранними обособлениями являются анортозитовые мигматиты и "бескорневые" выделения, возникшие *in situ* (рис. 2, а). Они обычно окружаются скоплениями крупных кристаллов феррогиперстена или сплошными его массами. Рассланцевание таких пород приводит к образованию среди метабазитов тонких полос эндрбитовых лейкократовых гранулитов (пироксеновых гнейсов) (рис. 2, б). Эти явления обуславливают грубополосчатые текстуры метабазитов, обогащенные плагиоклазом полосы которых могут сменяться полосами гиперстен-роговообманковых мафитов через первые сантиметры или несколько десятков сантиметров (рис. 2, в). Дальнейшее изменение таких пространственных сочетаний пород связано с интенсивным рассланцеванием и развитием микроплотчатых текстур и микроскладок (рис. 2, г).

Эволюция состава эндрбитов может быть прослежена на примерах блоков, которые не были затронуты деформациями и кристаллобластезом. Один из них изучен близ с. Зеленая Левада (на правом берегу р. Южный Буг), где в карьере вскрываются двупироксен-роговообманковые мафические грану-

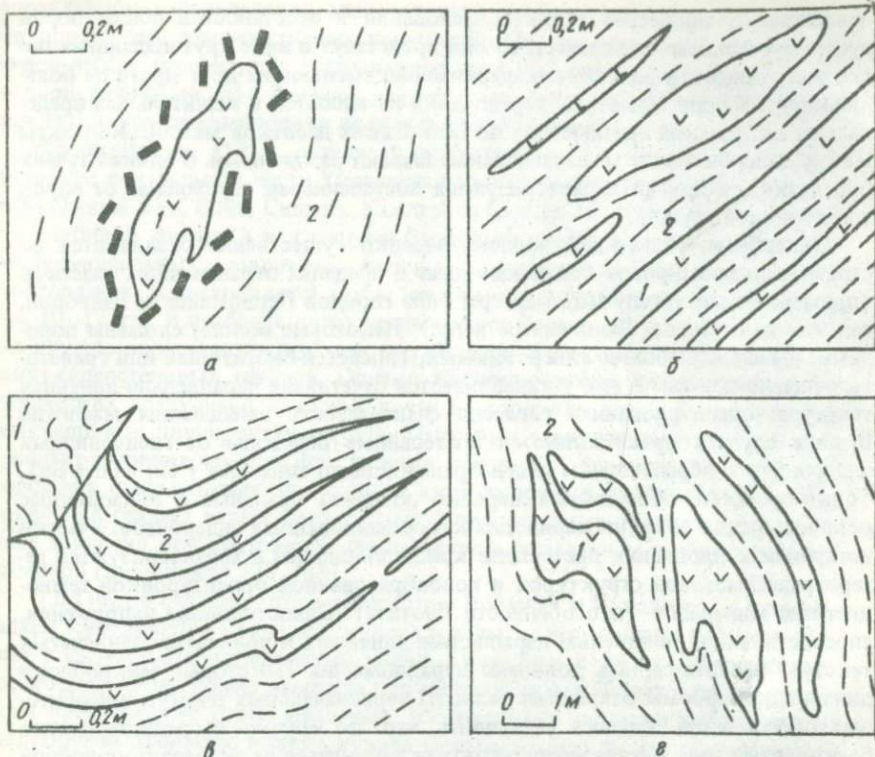


Рис. 2. Пространственные взаимоотношения массивных и разгнейсованных эндибитов (1) с двупироксен-роговообманковыми кристаллосланцами (2):

а — крупнозернистые "бескорневые" анортозитоподобные обособления, окруженные феррогиперстеном; *б* — эндибитовые гнейсы, возникшие за счет крупнозернистых эндибитов; *в* — частично разгнейсованные эндибиты с крупными порфирокластами плагиоклаза; *г* — то же, сложенное в микроскладки.

литы и кристаллосланцы, рассеченные крупно- и среднезернистыми эндибитовыми мигматитами (фото 1). Эти серо-зеленые породы гранитоидного облика образуют ветвящиеся тела, контакты которых пересекают кристаллизационную сланцеватость двупироксен-роговообманковых кристаллосланцев. В гранитоидных эндибитах сохраняются останцы грубозернистых анортозитовых мигматитов, представляющие собой субстрат, на котором развивались эндибиты плагиогранитного состава. Темно-серые анортозитовые мигматиты состоят из плагиоклаза № 55–64 (76–90 %), железистого гиперстена ($X_{Fe} = 0,45 - 0,5$), ильменита, роговой обманки и биотита в подчиненных количествах.

В локальных зонах расслаивания (шириной 0,5–1,4 м) гранитовидные и анортозитовые эндибиты превращаются в гиперстен-биотитовые плагиогнейсы и лейкократовые гиперстеновые гранулиты.

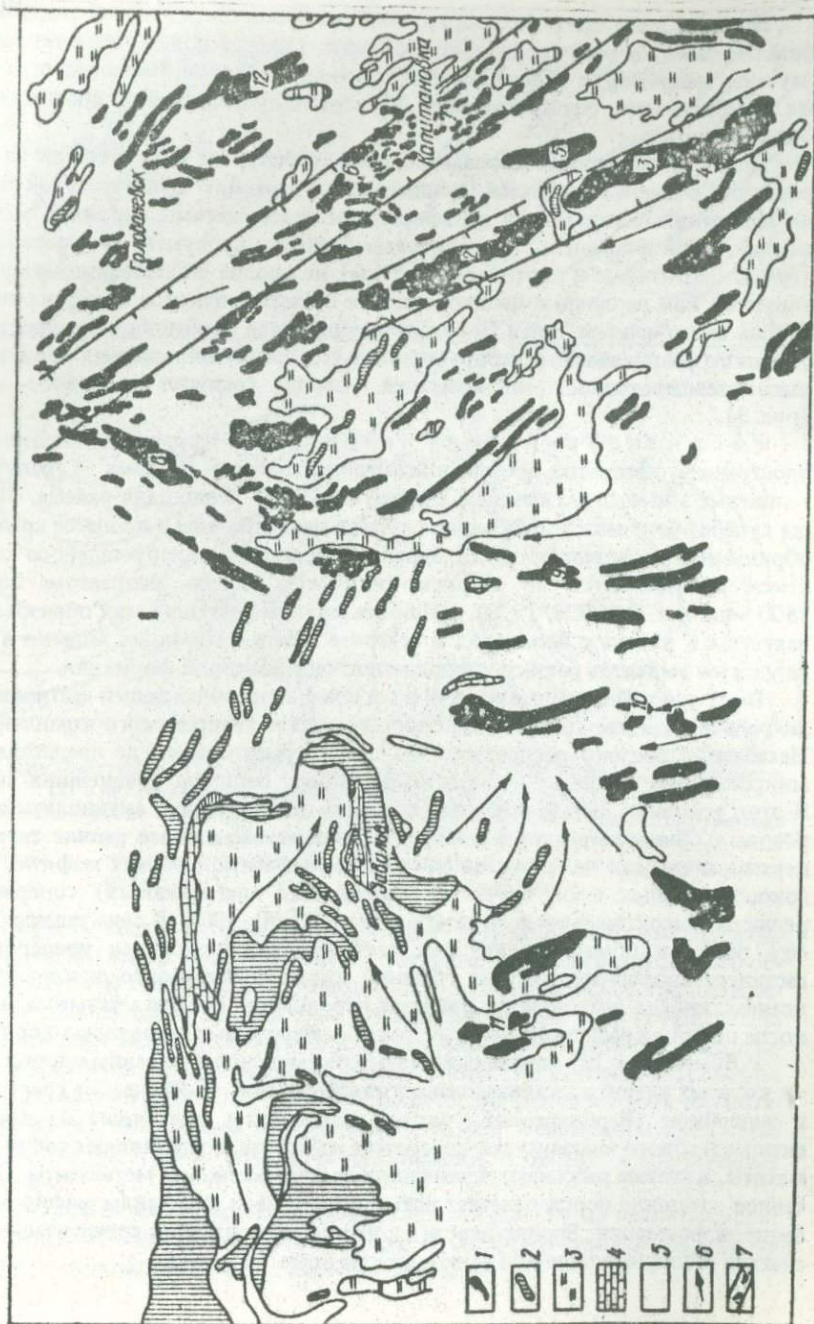
Реликты анортозитовых образований встречаются в кислых эндебитах практически на всей территории Побужья. Гиперстеновые плагиоклазиты изучены, например, в эндебитах близ городов Гайворон, Первомайск, а также в окрестностях сел Красненькое, Кошаро-Александровское, Люшневатое, Завалье и др.

Приведенные данные показывают, что структурное картирование на территории Среднего Побужья и Приднестровья отражает в значительной степени пликвативные нарушения и деформации пород метаморфогенной мафит-эндебитовой формации. Эндебитовые гнейсы и продукты их переработки (гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы) не вполне обоснованно интерпретируются как первичные неоднородности в составе некогда слоистых толщ. Общий тектонический план Побужья определяется особенностями пространственного распределения деформированных и гранитизированных продуктов высокотемпературной мигматизации пород гранулит-базитового слоя (рис. 3).

Росинско-Тикичский район. На этой территории широко распространены продукты протерозойского ультраметаморфизма — граниты и гранитные мигматиты, которые слагают около 95 % площади района. Останцы суперкрустального основания глубоко переработаны в процессе гранитообразования и мигматизации. Древнейшие породы суперкрустального комплекса объединяются в росинско-тикичскую серию возрастом 2600—2800 млн. лет (УРМСК, 1978). Наиболее крупные останцы этих образований известны в районе с. Володарка и севернее г. Белая Церковь. Однако в них не удается выделить реликты пород мафит-эндебитовой формации.

Ингуло-Ингулецкий район. На преобладающей части площади района развиты граниты кировоградского и днепровского комплексов. Метабазиты широко распространены среди гранитоидов, где представляют микроклинизированные и биотитизированные реликты древнейших толщ. В этих условиях метабазиты претерпевают окварцевание, актинолитизацию роговых обманок, деанортитизацию плагиоклазов, а более ранние титаносодержащие оксиды замещаются сфеном. В гранитизированных мафитах (роговообманковых и биотит-роговообманковых плагиогнейсах) содержатся реликты высококальциевого плагиоклаза (№ 60—100). В сине-зеленых (по *Ng*) роговых обманках, которые сменяют при понижении температуры гастингситоподобные роговые обманки, равновесные с орто- и клинопироксеном, иногда сохраняются реликты пироксенов. Все это указывает на некогда широкое распространение высокотемпературных мафитовых пород.

Р. Я. Белевцев [3] описал останец высокометаморфизованных пород, среди которых развиты двупироксен-роговообманковые мафические гранулиты и эндебиты (Верблюжский участок). Эндебиты, состоящие из кварца, антипертитового плагиоклаза, гиперстена и биотита, представляют собой мигматиты, которые рассекают и замещают двупироксеновые метабазиты. Отмеченное сочетание пород отвечает всем характерным признакам мафит-эндебитовой формации. Вполне вероятно, что до региональной гранитизации они слагали обширные площади в этом районе цита.



Приазовский район. Как отмечалось, в схеме УРМСК (1978) отражены представления о двухъярусном строении района: в основании залегают породы архейской западноприазовской серии, которые перекрыты образованиями нижнего протерозоя, объединенными в центральноприазовскую серию. Такое разделение толщ Западного и Центрального Приазовья по данным изотопного датирования относится к дискуссионным проблемам. Одни исследователи [31, 87, 102, 106] относят весь субстрат гнейсо-мигматитовых толщ Приазовья к архею, предлагая выделять в рамках архея более раннюю, лозоватскую, свиту и залегающую на ней корсак-шовкайскую. Взаимоотношения тех или иных ассоциаций пород и степени их метаморфизма замаскированы широко распространенными продуктами низкотемпературной переработки и мигматизации. О.Л.Эйно́р и др. [102] считали, что граница гранулитовой и амфиболитовой фаций очень чувствительна к изменению литостатической нагрузки и располагается близ подошвы корсак-шовкайской свиты. В дальнейшем было показано, что реликты гранулитовой фации встречаются во всех частях разреза Западного Приазовья и нередко устанавливаются среди амфиболитов на всей территории Приазовья [46].

В переработанных и хорошо сохранившихся метабазитах распознаются двупироксен- и гиперстен-роговообманковые, гранат-двупироксеновые, гранат-двупироксен-роговообманковые мафические гранулиты и кристаллосланцы, бесплагноклазовые пироксеновые амфиболиты. Останцы этих пород известны в коренных обнажениях и карьерах вдоль рек Токмак, Молочная, Лозоватка и др. Преобладающая масса метабазитов в их составе представлена клинопироксен-роговообманковыми кристаллосланцами и амфиболитами. Среди них встречаются реликты двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов. Т.Г.Хмарук и И.Б.Щербаков [99] описали близ ст.Верхний Токмак типичное для метабазит-эндербитовой серии сочетание пород — двупироксен-роговообманковый мафический гранулит и биотит-гиперстеновый эндербит. Отметим, что реликты высокотемпературных пород встречаются относительно редко. В метабазитах и эндербитовых мигматитах отмечаются существенные текстурные перестройки, связанные с рассланцеванием и катаклазом. В мафитах такие деформации вызывают отчетливо выраженную кристаллизационную сланцеватость. Заключенные в них полосы относительно хрупких эндербитовых мигматитов катаклазируются, продукты истира-

Рис. 3. Схема геологического распространения пород мафит-эндербитовой и мафит-ультрамафит-железистой формаций в Побужье:

1 — породы мафит-ультрамафит-железистой формации; 2 — породы мафит-эндербитовой формации; 3 — чередование мафитов и эндербитов; 4 — карбонатные породы; 5 — гранитные мигматиты; 6 — направление текстурной ориентировки; 7 — границы региональных аномалий. Цифры на схеме — участки бурения, изучавшиеся авторами (1 — Молдовский, 2 — Демовярский, 3 — Тарноватский, 4 — Секретарский, 5 — Деренюхинский, 6 — Липовеньковский, 7 — Капитановский, 8 — Грушковский, 9 — Слюсаревский, 10 — Полянецкий, 11 — Савранский, 12 — Новоселицкий)

ния испытывают воздействие кристаллобластеза и превращаются в тонко- и мелкозернистые гиперстен-биотитовые или гранат-биотит-гиперстеновые плагiogнейсы. Вмещающие мафиты и продукты перекристаллизации эндербитов оказываются сложенными в микроскладки и гранитизированными.

Небольшие останцы (10–80 см в поперечнике) мафитов среди среднезернистых гранитоидов преобразуются в актинолит-плагноклазовые породы. Этот процесс сопровождается резкой деанортитизацией плагноклаза (№ 22–29). Если в породах мафитового субстрата появляется микроклин, то возникает ассоциация Акт + Эл, а содержание плагноклаза по мере возрастания количества эпидота закономерно убывает. На конечных стадиях гранитизации о мафитовом субстрате напоминают только беспорядочно разбросанные в граните скопления эпидота или массивные обособления эпидозита.

Как отмечалось, останцы метабазитов в мигматитах распространены в различных масштабах. В одних случаях сохраняются мелкие реликты, рассеянные на больших площадях в мигматитах. Такая форма локализации мафитов, включая теневые реликты этих пород, характерна для мигматитовых полей на водоразделе рек Обиточная и Конка, в междуречье Обиточной и Берды. Крупные останцы мафитов образуют прослеженные на десятки километров полосы, в пределах которых нередко наблюдается пестрое чередование пород. Среди последних преобладают продукты переработки метабазитов.

Крупные полосовидные останцы суперкристалльного комплекса пород объединяются в вытянутые поля, одно из которых находится в бассейне Берды и имеет ведущее северо-восточное простираие; другое поле изучено в западной части Мангушского синклиория в осевой его части. Метабазиты и пироксеновые плагiogнейсы — деформированные аналоги эндербитизированных мафических кристаллосланцев и гранулитов — развиты в виде останцов, рассеянных по всей площади мигматитового поля. В нем располагаются ассоциирующие мафиты, ультрамафиты и магнетитовые кварциты — эвлизитовые породы Мангушского железорудного месторождения. В поле распространения пород метабазит-эндербитовой серии развиты образования метабазит-ультрамафит-железистой серии, слагающие дугообразную полосу протяженностью более 50 км, которая обращена выпуклой частью к западу. Примером пород метабазит-эндербитовой серии может служить Каменномогильский массив мафит-эндербитовых пород.

Каменномогильский массив мафитовых пород расположен в бассейне р.Каратыш, левого притока р.Берда. Ранее считалось, что мафиты массива представляют собой метаморфизованные габброиды с реликтами первичномагматических пироксенов [87]. По мнению В.И.Грубы, Л.П.Гоголя и И.А.Львовой, метаморфизованные габброиды залегали в виде крутопадающих интрузий, пересекающих в дометаморфический период слоистые толщи раннего докембрия.

Позднее [106] было доказано, что чередующиеся мафиты и эндербиты в пределах массива залегают относительно полого. Мелкие куполовидные складки (от нескольких десятков сантиметров до первых сотен метров), по-

видимому, являются главным структурным мотивом в строении массива. По наблюдениям в обнажениях по правому берегу р. Каратыш оси округлых, эллипсоидных и изометричных складок и микроскладок совпадают с ведущим северо-восточным направлением простираения пород. Строение западной части массива можно представить в виде серии небольших брахискладок, вытянутых в северо-восточном направлении. Эти пликативные структуры осложняются мелкими складками и микроскладками волочения, возникшими при деформации более крупных складок в период мигматизации. Метабазиты при деформации иногда пронизываются тонкими пегматоидными прожилками, которые в данном случае не оказывают влияния на степень биотитизации или амфиболитизации субстрата основного состава. На крыльях микроскладок развиты плейчатые участки и мельчайшие складочки от нескольких сантиметров до первых дециметров. Они возникают в связи с реоморфной текучестью материала. Все это относится лишь к тем образованиям, которые были затронуты гранитоидной мигматизацией. Более ранние эндрбиты и анортозитоподобные породы, как и связанные с ними зоны феррогиперстенитов, не обнаруживают следов пластического течения и залегают в виде линз с раздувами, субпараллельных жил и небольших (до 40–50 см в поперечнике), сложных по очертаниям обособленных тел. Явления мигматизации сильно маскируют особенности строения массива.

Мафитовые образования сохраняются в центральной и северной частях Каменногильского массива. Сохранившаяся в его центральной части полоса эндрбитов и анортозитоподобных пород по составу не однородна. В пределах зоны эндрбитовых плагиогнейсов и лейкократовых гиперстенитовых гранулитов (рис. 4) прослеживается сложное по морфологии чередование пироксен-роговообманковых, пироксен-плагиоклазовых мафических гранулитов и кристаллосланцев. В упрощенном виде зоны перекристаллизованных эндрбитов и родственных им пород выглядят как линзы мощностью от нескольких до десятков метров (рис. 5). В действительности разрез состоит из полосчатых, не однородных по составу и строению пород. Например, в метабазитах появляются субпараллельные полосы от долей до нескольких сантиметров, представленные лейкократовыми тонкозернистыми гиперстенитовыми гранулитами. Они иногда сменяются более мощными телами таких же состава и строения. В некоторых случаях в лейкократовых бескварцевых гранулитах встречаются реликты относительно крупных зерен плагиоклаза с антипертитовыми вростками нерешетчатого микроклина. Сопоставление этих реликтов с крупно- и среднезернистыми агрегатами антипертитового плагиоклаза в анортозитоподобных породах указывает на то, что лейкократовые эндрбитовые плагиогнейсы и бескварцевые гранулиты возникли путем кристаллобластеза и грануляции жил эндрбит- и анортозит-мигматитов. Там, где мафические породы имеют параллельно-линейную или полосчатосланцеватую текстуру, крупнозернистые гиперстен-плагиоклазовые мигматиты устанавливаются значительно чаще.

Гранат-биотитовые и мезократовые биотитовые гнейсы, перемежающиеся



Рис. 4. Схема геологического строения Каменномогильского массива (Приазовье):
 1 – лейкократовые гиперстен-плагноклазовые анортозитовые гранулиты; 2 – двупироксен- и гиперстен-роговообманковые мафиты; 3 – гнейсы и сланцы биотитовые, гранат-биотитовые; 4 – мигматиты биотитовые; 5 – плагногнейсы апоамфиболитовые; 6 – пегматитовые жилы

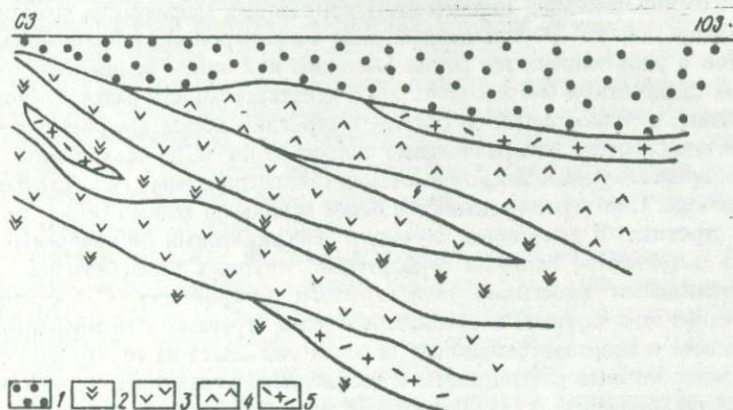


Рис. 5. Схематический разрез мафитов и эндербитов Каменномогильского массива:

1 – рыхлые отложения; 2 – двупироксен- и гиперстен-роговообманковые мафиты; 3 – анортозитоподобные и эндербитовые плагногнейсы; 4 – бес-плагноклазовые пироксеновые амфиболиты; 5 – мигматиты биотитовые

с мафитами и эндербитовыми плагиогнейсами, иногда содержат скопления высокожелезистой роговой обманки и теневые реликты метабазитов. Детальные исследования показывают, что многие обособления названных гнейсов являются продуктами переработки гиперстеновых и гиперстен-биотитовых эндербитовых гнейсов. На правом берегу р. Каратыш в обнажениях вскрываются тонкополосчатые биотитовые мигматиты, в которых биотитовые гнейсовидные полосы через 0,5–1,8 см перемежаются с лейкократовыми клинопироксен-плагиоклазовыми гранулитами и гиперстен-биотитовыми эндербитовыми плагиогнейсами.

Розовский участок расположен севернее Каменномогильского массива и является по существу его естественным продолжением. Скважинами вскрываются преимущественно двупироксен-роговообманковые мафические гранулиты и кристаллосланцы. Эти породы пересекаются многочисленными субпараллельными прожилками (мощностью от 1 до 20 см) эндербит-мигматитов. Мафиты Розовского участка представляют собой часть древнего поля развития основных пород, которое сохранилось в виде обособленного блока, не затронутого односторонними деформациями. Полосчатые гранитоидные мигматиты как бы "обтекали" останец мафитов. Благодаря этому в останце сохранилась общая картина высокотемпературной мигматизации, которая в пределах Каменномогильского массива существенно стерта процессами разгнейсования и кристаллобластеза.

В некоторых случаях двупироксен-плагиоклазовые мафические гранулиты представляют собой субстрат гранитоидных мигматитов, тонко чередующийся с образованиями аплитоидного состава. В отличие от большинства изученных реликтов высокотемпературных мафитов данные двупироксен-плагиоклазовые обособления не содержат роговой обманки. Примером таких взаимоотношений лейкосомы и палеосомы мигматитов могут служить подобные обособления на правом берегу р. Темрюк (близ с. Старченково).

Темрюкский участок представляет собой гранитизированный останец суперкрупного комплекса, расположенный в 10–12 км к юго-западу от Каменномогильского массива. Останец имеет полосовидную форму, вытянут в северо-восточном направлении на 1,8–2 км при ширине 250–400 м. Мафитовые породы образуют здесь несколько пластообразных залежей, хорошо выдержанных по простиранию. Видимая мощность мафитовых тел 20–60 м. В разрезе участка отмечаются крайне незначительные по мощности обособления графит-биотитовых гнейсов, форстеритовых мраморов и апомафитовых роговообманково-биотитовых плагиогнейсов.

Судя по реликтам двупироксен-плагиоклазовых мафических гранулитов (тонкие полосы в мигматитах), можно предположить, что мафиты были распространены значительно шире, чем это наблюдается сейчас. На фоне таких пород выделяются кристаллосланцы, сложенные ортопироксеном и гасдингситоподобной роговой обманкой. Плагиоклаз в этих породах составляет единицы процентов или отсутствует. В краевых частях таких тел появляются порфиробласты темно-красного граната. Полосы почти бесплагиоклазовых амфиболитов сменяются пластообразными обособлениями гиперстен-

роговообманковых мафитовых гранулитов, содержащих лейкократовые субпараллельные полосы мощностью от 1 до 5 см гиперстен-плагноклазовых энтербитовых плагногнейсов. Иногда наблюдается похожее чередование полос из бесплагноклазовых амфиболитов и мезократовых мафических гранулитов.

В южной части останца измененных мафитов залегают гиперстен-роговообманковые мафитовые гранулиты с порфиробластами феррогиперстена. Последние иногда образуют линзовидные скопления (0,7–1,1 м по удлинению и 0,3–0,5 м в ширину), приуроченные к гранитоидным обособлениям в мафитах. Возможно, что когда-то агрегаты феррогиперстена служили оторочкой анокситоподобных или энтербитовых мигматитов.

Метабазиты Темрюкского участка некогда отвечали двупироксен-плагноклазовым мафитам, которые в процессе метаморфизма приобрели значительную пестроту состава. Хорошо прослеживается характерное чередование мафитов и энтербитовых плагногнейсов, отвечающее метабазит-энтербитовой серии пород.

Ассоциация пироксен-роговообманковых мафитов и амфиболитов с глиноземистыми и графит-биотитовыми гнейсами устанавливается в бассейне Берды (Сачкинский и Садовый участки). Глиноземистые образования залегают в виде линз среди биотитовых мигматитов, содержащих теневые реликты метабазитов, графит-биотитовых гнейсов, амфиболитов и кальцифилов. Первичная природа корундсодержащих глиноземистых гнейсов из-за маскирующих процессов мигматизации изучена слабо. Биотитовые и гранат-биотитовые мигматиты часто содержат овальные и полосовидные мезо- и меланократовые участки, насыщенные биотитом. Не исключено, что эта неоднородность связана с переработкой мафитового субстрата. Будинированные и развальцованные останцы мигматизированных амфиболитов, переходящие в обогащенные биотитом участки, наблюдаются в карьере близ с. Садовое.

Данные бурения показывают, что мафитовые породы развиты значительно шире, чем это наблюдается в обнажениях. Пронизанные сетью лейкократовых (плагноклазовых) импрегнаций мафиты чередуются с мезократовыми мигматитами. Отчетливо видно, что метабазиты представляют собой субстрат, по которому развиваются некоторые гнейсовидные образования и мигматиты. О природе наиболее раннего субстрата можно судить по реликтам в обнажениях, окружающих карьер близ с. Садовое, где отмечаются двупироксен-плагноклазовые мафические гранулиты с полосами (от 0,3 до 70 см) бесплагноклазового пироксенового амфиболита.

Полоса мафитовых пород прослеживается далее на юго-запад к с. Сачки, где в скальных обнажениях вскрываются двупироксен- и гиперстен-роговообманковые мафические гранулиты, кристаллосланцы, бесплагноклазовые пироксеновые амфиболиты, ассоциирующие с эвлизитами, магнетит-пироксеновыми кварцитами, а также пироксенитами.

Двупироксен-плагноклазовые мафические гранулиты являются наиболее

ранними образованиями. По ним развиты двупироксен-роговообманковые кристаллосланцы и бесплагноклазовые пироксеновые амфиболиты. Взаимоотношения пород в разрезах скважин довольно разнообразны. Например, двупироксен-плагноклазовые мафические гранулиты иногда монотонно чередуются с бесплагноклазовыми пироксеновыми амфиболитами. Среди двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов встречаются зоны эндербитовых мигматитов. Последние в одних случаях представлены крупно- и среднезернистыми гранитовидными эндербитами, в других — мелкозернистыми продуктами кристаллобластеза (лейкократовыми гиперстен-плагноклазовыми гранулитами) более ранних эндербитов.

Среди пироксен-роговообманковых мафических гранулитов встречаются обособления магнезиальных пироксенитов, слагающих небольшие участки (мощностью от 1 до 6 м по керну). Пироксениты связаны с вмещающими мафитами постепенными переходами, прослеживающимися через бесплагноклазовые пироксеновые амфиболиты на расстоянии 1,2—3,56 м. Распределение пироксенитов в пределах Сачкинского участка очень неравномерно: иногда в разрезе скважин (глубина 50—70 м) может встретиться серия пироксенитовых линз, в то время как значительная часть прилегающих к ним основных пород не содержит ультраосновных включений.

Интересные взаимоотношения устанавливаются в эвлизитовых породах и магнетитовых кварцитах, которые залегают в неравномерно мигматизированном поле развития мафитовых гранулитов и амфиболитов (рис. 6) и образуют прерывистые полосы северо-северо-восточного простирания шириной от нескольких десятков сантиметров до 7—8 м. Эвлизитовые породы представлены феррогиперстенидами и гранат-феррогиперстеновыми обособлениями. Структура пород крупно- и среднезернистая. Иногда в них сохраняются сложные по форме останцы высокожелезистого гранат-гиперстен-плагноклазового мафического гранулита (см. рис. 6). Нами установлено зональное изменение высокожелезистого мафита: он имеет гранат-гиперстеновую оболочку, внешняя часть которой сложена крупнозернистым феррогиперстенидом. Иногда среди эвлизитов встречаются биминеральные гранатовые кварциты и кварцитовидные гранатовые плагногнейсы (мощностью 0,5—3 м).

Магнетитовые кварциты, или магнетит-пироксеновые породы, появляются внутри эвлизитовых обособлений в виде сложных по очертаниям прожилков и гнезд. В некоторых случаях, когда крупно- и среднезернистые эвлизитовые породы претерпевают расщепление, магнетит-пироксеновые образования, заключенные в них, приобретают облик тонкополосчатой породы. По внешнему виду данные новообразования не отличаются от так называемых метаморфических эквивалентов первично-осадочных железисто-кремнистых (магнетитовых) руд.

Описанные сочетания пород встречаются значительно чаще, чем считалось ранее. Например, в среднем течении р. Берда в поле сильно мигматизированных мафитов распространены очень сложные по морфологии грубозернистые

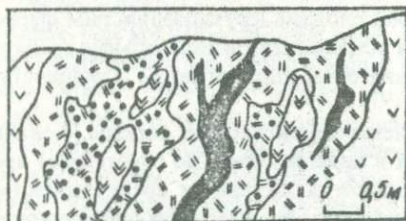
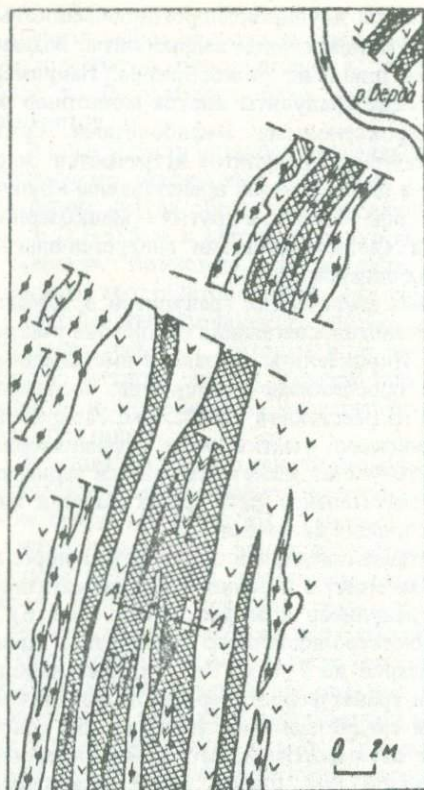


Рис. 6. Геологические взаимоотношения мафитов, высокожелезистых кварцитов, магнетит-пироксеновых кварцитов и эвлизитовых пород.

1 — двупироксен-роговообманковые кристаллосланцы; 2 — высокожелезистые гранат-двупироксеновые metabазиты; 3 — феррогиперстениты, гранатовые эвлизитовые породы; 4 — магнетит-пироксеновые породы; 5 — мигматиты; 6 — феррогиперстенитовые породы; 7 — гранат-феррогиперстенитовые эвлизитовые породы

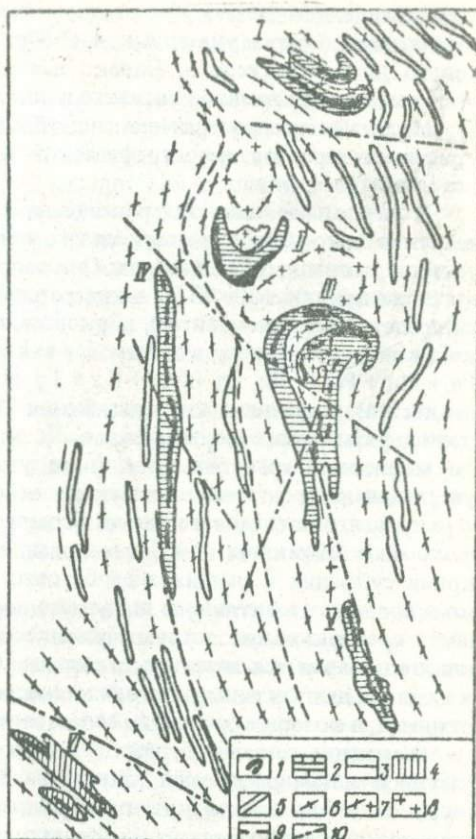
феррогиперстениты, чередующиеся с полосовидными выделениями кварца, магнетита и гиперстена. Структуры и текстуры оруденелых участков изменяются от крупнозернистых с субпараллельным расположением пластинчатых пироксенов до тонко-мелкополосчатых гиперстен-магнетитовых кварцитов. В феррогиперстенитах и гранат-феррогиперстенитовых эвлизитовых породах можно встретить реликты высокожелезистых двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов (левый берег р.Берда близ совхоза им.Кирова). Высокожелезистые ферропироксениты — метаморфогенные образования, характерные для древнейших массивов мафитовых пород.

Субстрат мигматитовых полей, включающих Мангушское месторождение магнетит-пироксеновых кварцитов, изучался К.Е.Есипчуком и Е.Б.Глеваским [28]. Эти исследователи

привели веские доказательства того, что в период, предшествующий образованию гранитных мигматитов, продукты эндробитизации мафитовых пород пользовались широким площадным распространением. В настоящее время они сохраняются в форме резко вытянутых линз, сложных червеобразных обособлений и пунктирных изогнутых псевдопрослоек в биотитовых и

Рис. 7. Схема геологического строения Мангушской группы железорудных месторождений, по Е.Б. Глевасскому [31]:

1 — магнетитовые кварциты, эвлизиты; 2 — кальцифилы; 3 — мафиты с включениями гипербазитов, эвлизитов, графитовых гнейсов; 4 — эвлизиты, феррогиперстенииты; 5 — останцы пород мафит-эндербитовой формации в окружающих мигматитах; 6 — мигматиты; 7 — граниты и мигматиты; 8 — граниты; 9 — предполагаемые границы подсвет; 10 — разломы. У ч а с т к и: I — Северный, II — Демьяновский, III — Первомайский, IV — Дзержинский, V — Ялтинский, VI — Юрьевский



амфибол-биотитовых мигматитах (рис. 7). Общая картина гранитоидной мигматизации свидетельствует о сильных деформациях на стадии пластического течения масс гранитоидного состава. Ориентировка вытянутых и изогнутых останцов отражает направление выжимания, пластического течения и распределения механических напряжений.

Другие ассоциации мафитовых пород отчетливо проявляются в пределах зон развития магнетитовых кварцитов и эвлизитов.

Петрографическая характеристика минеральных парагенезисов

Мафитовые породы гранулитовой фации, как показано выше, сложно переслаиваются с эндербитовыми гнейсами и эндербитовыми мигматитами. Появление этих лейко- и мезократовых образований связывается с селектив-

ным плавлением метаморфизованных базитов в до- и последеформационный период. Состав указанных новообразований изменяется от анортзитового до ультракислого. Однако наиболее существенную их часть представляют породы гранодиоритового и плагиогранитного облика.

Масштабы распространения эндербитов оказывают сильное влияние на степень и характер петрографической неоднородности вмещающих (или исходных) мафитов.

В начальные этапы эндербитизации возникают небольшие (от первых десятков сантиметров до нескольких метров в поперечнике) бескорневые тела анортзитоподобных пород. Они состоят из крупных кристаллов основного плагиоклаза (80–90 %) и гиперстена (5–15 %). Второстепенные примеси представлены ильменитом, цирконом, титаномagnetитом, роговой обманкой, клинопироксеном, кварцем. Во вмещающих мафитах с парагенезисами $Rp + Mp + Roq + Pl$, $Rp + Roq + Pl \pm Gr$, $Mp + Roq$ (для магнезиальных разновидностей) устанавливаются изменения химического состава, влияющие на изоморфизм некоторых минералов. По мере развития химических перестроек мафитовые гранулиты все более утрачивают петрохимические черты, унаследованные от раннеархейского основного магматизма. Следует подчеркнуть, что последовательность изоморфных замещений в натрий-кальциевых алюмосиликатах при формировании пород двупироксен-роговообманковой субфации и ранних эндербитовых отщеплений одна и та же. Однако в процессе селективного плавления пород метабазитовой серии интенсивность преобразований роговых обманок и сосуществующих с ними плагиоклазов проявляется значительно сильнее. Сходство направленных изменений в химизме данных минералов свидетельствует об однотипных геохимических режимах, в которых протекали сопоставленные выше процессы.

Изменение состава роговых обманок и плагиоклазов при высокотемпературной метаморфической гидратации парагенезиса $Rp + Mp + Pl$ изучалась с помощью электронного микроанализатора. Результаты проведенного исследования приводятся далее. Кратко рассмотрим общие тенденции, которые вытекают из полученных данных. В роговых обманках из двупироксена и гиперстен-роговообманковых мафитовых гранулитов встречаются участки разного химического состава. Сложные по форме включения в однородной матрице кальциевого амфибола рассматривались как реликтовые. Они характеризуются умеренным содержанием Al_2O_3 (9,2 – 11,0 %) и резко пониженной концентрацией натрия (Na_2O 0,8 – 1,2 %), а также титана (TiO_2 0,4 – 1,0 %).

Более поздние роговые обманки, образующие матрицу, существенно обогащаются такими оксидами, %: Na_2O 2,0 – 2,7; TiO_2 2 – 3,5. Сравнение обеих групп роговых обманок отчетливо показывает, что по мере развития парагенезисов двупироксен-роговообманковой субфации метабазитов в роговых обманках все больше усиливается изоморфизм $Na + Al \rightarrow (Mg, Fe^{2+}) + Si$. В той же последовательности образуется зональность в равновесных с ними плагиоклазах: возрастает натриевость в амфи-

болах, их переход в группу гастингситовых роговых обманок сопровождается разрастанием внешних кайм, все более обогащенных альбитовым компонентом.

При эндербитообразовании в высокотемпературных мафитах самые ранние роговые обманки уже не встречаются. Высокоглиноземистые гастингситовые роговые обманки (Na_2O 2,3–2,9 %) проявляются в качестве единственной гидроксилсодержащей фазы, равновесной с плагиоклазом и пироксенами. Каймы так называемой сине-зеленой роговой обманки, в которой довольно резко увеличивается содержание тремолит-ферротремолитового компонента, характеризуют регрессивные изменения в *PT*-условиях и геохимической обстановке низких ступеней амфиболитовой фации. Кристаллизация актинолитовой роговой обманки (Al_2O_3 6–8 %) сопровождается возникновением сфена, который образует в ней включения или окаймляет зерна магнетита.

Завершение многоступенчатой эндербитизации, когда комплекс исходных метабазитов превращается в полосчатое новообразование мафит+эндербит, обуславливает сильное возрастание фемичности вновь возникших метаморфогенных мафитов или резкие ее колебания. Этот процесс оказывает существенное влияние на характер распределения минеральных парагенезисов в породах мафитовой группы, усложняя исследование хронологического порядка их образования.

Парагенезисы двупироксен-плагиоклазовых и родственных им мафитовых гранулитов. На уровне современного эрозионного среза щитов древнейшие двупироксен-плагиоклазовые мафитовые гранулиты сохраняются только в виде реликтовых образований (микроблоков, пластообразных и линзовидных будин) среди двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов и кристаллосланцев амфиболитов и меланократовых плагиомигматитов. Древние породы с парагенезисом $\text{Rp} + \text{Mp} + \text{Pl}$ описаны в суперкрупных образованиях Аданского щита, Западной Гренландии, Западной и Центральной Австралии, Индии и в других регионах. В пределах Восточно-Европейской платформы такие породы сохранились в фундаменте Русской плиты (Южная Татария) и Украинском щите (Среднее и Верхнее Побужье, Западное и Центральное Приазовье, Приднестровье).

С ранними двупироксен-плагиоклазовыми мафитами ($\text{Rp} + \text{Mp} + \text{Pl}$) хорошо сопоставляются некоторые другие типы мафитовых гранулитов, содержащие парагенезисы $\text{Rp} + \text{Pl}$ и $\text{Mp} + \text{Pl}$. В отличие от роговообманковых мафитовых гранулитов, измененных в ходе многоступенчатого метаморфизма, плагиоклазы реликтовых пород не имеют зональности, а продукты распада пироксенов не окружены более поздними каймами гомогенных фаз. Это создает предпосылку для объединения древнейших мафитовых гранулитов в группу раннеархейских метабазитов. Предполагается, что они более полно, чем другие породы суперкрупного основания, сохранили петрохимические особенности архейского базальтоидного магматизма.

Возрастное и геологическое значение парагенезиса $\text{Rp} + \text{Mp} + \text{Pl}$ в до-

кембрийских комплексах оценивается геологами неодинаково. Одни исследователи склоняются к мысли, что парагенезисы $Rp + Mp + Pl$ характеризуют условия наиболее древнего и высокотемпературного метаморфизма, который затем никогда не повторялся [18, 46, 57]. По мнению других [3, 37], метаморфизм гранулитовой фации неоднократно накладывался на докембрийские толщи.

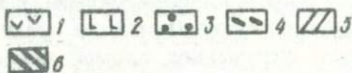
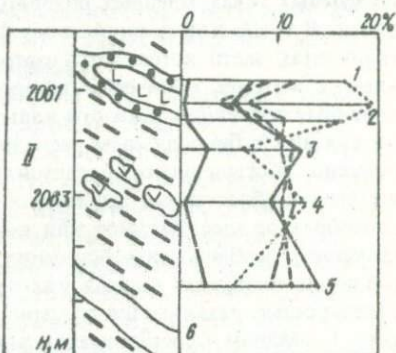
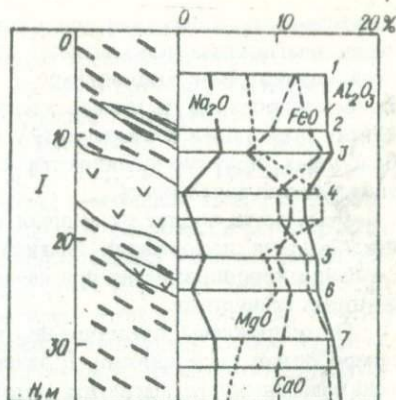
К настоящему времени появились доказательства в пользу того, что парагенезис $Rp + Mp + Pl$ стабилизировался не только на ранних ступенях архейского метаморфизма, но и в специфических условиях образования гранитных чарнокитоидов. Примерами могут служить массивы (Новоукраинский, Верблюжский и Боковянский) интрузивно-реоморфических чарнокитоидов в центральной части Украинского щита и образования чарнокит-эндербитового комплекса в фундаменте Русской плиты (Нурлатский район, Татария). Среди массивных чарнокитоидов диоритового ряда встречаются сравнительно лейкократовые породы габброидного типа, возникшие на ранних стадиях формирования названных комплексов. Эти своеобразные габброиды характеризуются (по данным о породах Нурлатского района) повышенным содержанием SiO_2 (50,6–52,0 %), необычно низкой для габбро-норитов фемичностью (FeO 5,6–7,2 %; MgO 7,6–6,1; Al_2O_3 16,9–19,8 %) и наличием равновесной ассоциации $Rp + Mp + Pl \pm Kв$. Образование данных парагенезисов, по-видимому, связано с процессами дегидратации, которые вызывались поглощением водного флюида при генерации внутрикоровых расплавов. Этот вывод подтверждается широким развитием реликтов высокотемпературных роговообманковых мафитов.

Реликты древнейших пород группы метабазитов ($Rp + Pl$, $Rp + Mp + Pl$, $Mp + Pl$) встречаются редко. Предвидеть по каким-либо признакам локализацию их включений не представляется возможным. В большинстве случаев данные породы слагают небольшие останцы (от нескольких сантиметров до первых метров) в продуктах высокотемпературной метаморфической гидратации. Несомненно, что двупироксен-плаггиоклазовые мафитовые гранулиты некогда представляли собой субстрат для формирования пироксен-роговообманковых мафитов гранулитовой фации (рис. 8). Из приведенных данных вытекают два важных следствия. Во-первых, древнейшие парагенезисы $Rp + Mp + Pl$ принадлежат породам с повышенной фемичностью (FeO 8,7–29,5 %; MgO 17,7–3,4; Al_2O_3 9,1–11,4 %), что позволяет отличить их от более молодых образований с тождественными минеральными ассоциациями. Во-вторых, прямое петрохимическое сопоставление показывает, что образование двупироксен-роговообманковых гранулитов сопровождается вполне заметным изменением химического состава исходных пород. Необходимо подчеркнуть, что интенсивность этого процесса со временем несколько нарастает, но проявляется он сравнительно неравномерно. В изученных мафитовых породах установлено, что данный процесс приостанавливался на различных стадиях.

Двупироксен-плаггиоклазовые мафитовые гранулиты, отнесенные к ран-

Рис. 8. Соотношение минеральных парагенезисов и химического состава двупироксен-плаггиоклазовых и двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов:

1 — двупироксен-плаггиоклазовые мафитовые гранулиты; 2 — оливиновые пироксениты; 3 — оливиновые ультрамафитовые амфиболиты; 4 — двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты; 5 — эндербитовые гранулиты диорит-анортозитового состава; 6 — тонкополосчатые (пироксеновые ультрамафитовые амфиболиты + эндербитовые гранулиты анортозитового состава) мафитовые породы; I — разрез мафитовых пород близ с. Сачки, скв. 86 (Приазовье, Украинский щит); II — то же, Нурлатская площадь, скв. 107 (Татария, фундамент Русской плиты)



1-Рп_{46,1} (17,5)+Мп_{32,0} (9,8)+Рог_{41,2} (39,0)+Пл (33,7)

2-Рп (9,7)+Рог (27,6)+Пл (63,7)

3-Рп (11,9)+Мп (19,0)+Рог (18,6)+Пл (50,5)

4-Рп_{34,2} (18,9)+Мп_{28,4} (28,4)+Пл (47,3)

5-Рп_{44,6} (9,6)+Мп_{29,5} (0-4,7)+Рог₃₈ (4,7)+Пл (39,0)

6-Рп+Мп+Пл

7-Рп (16,7)+Мп (0-2,3)+Рог (52,1)+Пл (31,2)

1-Рп_{28,3}+Рог_{22,3}±Ол

2-Рп_{22,5}+Мп_{19,5}+Щп±Ол_{24,0}

3-Рп₃₈ (14,0)+Рог₃₁ (47,6)+Пл (38,1)

4-Рп_{31,2} (22,9)+Мп_{23,2} (38,2)+Пл (37,9)

5-Рп (24,0)+Рог (36,5)+Пл (39,5)

6-Рп (6,4-8,1)+Пл (92,7)+Ил+Ап

ним ступеням архейского метаморфизма, содержат плаггиоклаз (43–57 %), ортопироксен (24–29 %), клинопироксен (19–26 %) и второстепенные примеси — ильменит, рутил, апатит (фото 2). О структурах этих пород судить довольно трудно. Создается впечатление, что наиболее распространенная гранобластовая структура в них возникла позднее, чем равновесная ассоциация Рп + Мп + Пл или Рп + Пл. В породах встречаются более ранние участки, сложенные полигональными зернами с ровными ограниченными или диаблассическими срастаниями пироксенов и плаггиоклаза. В этих случаях наблюдается тенденция к одинаковой оптической ориентировке минералов.

Плаггиоклаз в составе полигональных или диаблассических агрегатов зерен почти не sdвойникован и представлен битовнитом (№ 74–87). Мы склонны объяснить данное явление высокотемпературной кристаллизацией, в процессе которой односторонние напряжения оказывались очень слабо или

отсутствовали. Сопоставление оптически однородных и sdвойникованных зерен плагиоклаза показывает, что они не имеют различий в положении осей индикатрисы относительно $1\ 010$ и $1\ 001$. В пределах погрешности коноскопирования на универсальном столике СТФ-1 величины углов оптических осей также совпадают ($2V = -64 \div 66^\circ$). При формировании гранобластовых структур появляются альбитовые и периклиновые двойники, а также слабая зональность.

Намечается вполне отчетливая эмпирическая закономерность: с повышением уровня деформации плагиоклаз все более деанортитизируется. Это особенно хорошо заметно при изучении гетерогранобластовых структур мафитовых гранулитов.

Ортопироксены представлены таблитчатыми, полигональными или ксеноморфными выделениями. В зависимости от содержания FeO или наличия тонкораспыленного магнетита ортопироксены плеохроируют в ярких красно-зеленых тонах, бледных розовато-зеленоватых или почти не изменяют окраски. В слабо деформированных дуоипироксен-плагиоклазовых мафитовых гранулитах часто встречаются ортопироксены с тонкопластинчатым строением: в матрице химически однородного гиперстена присутствуют ориентированные пластинки богатого кальцием клинопироксена ($C2/c$). Появление их связано с бинодальным распадом более высокотемпературного ортопироксена, обогащенного воластонитовым компонентом. По мере развития нематогранобластовых структур породы в ортопироксенах устанавливается своеобразное щепковидное или веретенообразное строение, точно соответствующее особенностям погасания. После возникновения таких структур различить продукты распада уже не удастся. По плоскости (100) вместе с отдельностью развиваются кумминтонит и тонкочешуйчатые агрегаты биотита. С началом кристаллизации роговой обманки появляются новые гомогенные орто- и клинопироксены. В некоторых случаях процесс перекристаллизации протекает неполно: в пределах зерна сохраняется ядро с ламеллиями распада, окруженное каймой новообразованного, химически однородного пироксена с той же пространственной группой, которая была у минерала-хозяина. Пироксен в оторочке находится в равновесии с роговой обманкой.

Клинопироксены характеризуются примерно теми же формами кристаллов, что и описанный гиперстен. Однако ограничения зерен клинопироксенов оказываются всегда несколько более сглаженными. Ламеллии распада в клинопироксенах встречаются чаще, чем в гиперстене. Это обусловлено тем, что в несколько более пластичных клинопироксенах ($C2/c$) не образуется такой совершенной отдельности, как в пироксенах со структурой $pbca$. Продукты бинодального распада при деформации клинопироксенов приобретают форму линзочек, прерывистых полосок или субпараллельных цепочек из мельчайших округлых выделений. Разрастание более поздних кайм из химически однородного клинопироксена протекает в направлении центра двухфазного зерна. Если же кристалл деформируется, то перекристаллизация проявляется и в ослабленных участках. Реликты раннего двухфазного клинопироксена образуют тогда несколько обособленных микрозон (фото 3).

Парагенезисы группы двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов и кристаллосланцев. К ней относятся ассоциации пород с парагенезисами $Rp + Mп + Pоg + Пл$, $Rp + Pоg + Пл$, $Mп + Pоg$ (для магнезиальных составов). Условия стабильности этих парагенезисов принято рассматривать на примере реакции $Pоg + n Kв = Rp + Mп + Pоg + H_2O$, которую некоторые исследователи считают моновариантной [42, 101, 171]. Направленность изоморфных замещений в роговых обманках, отмеченная выше, свидетельствует о том, что в природных условиях данное равновесие регулируется при постоянных *PT*-параметрах рядом дополнительных факторов. Например, на стабильность парагенезиса $Rp + Mп + Pоg + Пл$ в породах раннего докембрия влияют привнос натрия и перераспределение кремнезема, изменения в составе флюида и парциального давления кислорода. Таким образом, при изучении эндрбитизированных мафитов трудно рассчитывать на сколь угодно значительную сохранность первичных петрохимических черт исходных базитов. В подобной сложной петрогенетической обстановке любая открывшаяся возможность оценки первичных взаимоотношений магматических пород заслуживает пристального внимания.

Забегая вперед, отметим, что молярная доля Fe^{2+} в процессе химической перестройки каждой из изученных роговых обманок ($X_{Fe}^{Pог}$) не претерпевает заметных изменений. Между тем известно, что железистость роговых обманок и железистость содержащих их пород почти всегда связаны довольно простой зависимостью. Значения $X_{Fe}^{Pог}$ во многих случаях являются чувствительным индикатором колебаний железистости мафита.

В изофациальных сериях мафитов данной формации встречаются породы с парагенезисом $Rp + Mп + Pоg + Пл$, отражающим строение разрезов в период, предшествующий эндрбитообразованию. Сопряженная железистость минералов парагенезиса, как и железистость содержащих его пород, нередко изменяется в очень широких пределах. Согласно приведенной предпосылке такие соотношения составов мафитовых пород могут отвечать первоначальным особенностям строения базитовых толщ. Одним из примеров, показательным для ряда районов развития мафит-эндрбитовой формации, может служить участок разреза мафитовых пород в Приазовье.

В кернах скважин (на глубине около 50 м) вскрываются двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты, железистость которых (F) колеблется от 48,0 до 87,7 %. В таких же широких пределах изменяется молярная доля Fe^{2+} в равновесных минералах парагенезиса $Rp + Mп + Pоg + Пл$ (рис.9). Эндрбитизация до глубины 30 м почти не затрагивает мафитовые гранулиты. Индекс фемичности в них сохраняется на постоянном уровне (64–69 %). Мафитовые гранулиты состоят из орто- и клинопироксенов, роговой обманки (от оливково- до черно-зеленой или черно-коричневой по Ng), отчетливо зонального плагиоклаза. Структуры этих пород изменяются от полигональной, гранобластовой до нематогранобластовой, когда они приобретают облик сланца. В высокожелезистых мафитовых гранулитах отмечается наиболее основной плагиоклаз, как правило, почти лишенный зональности. В конце

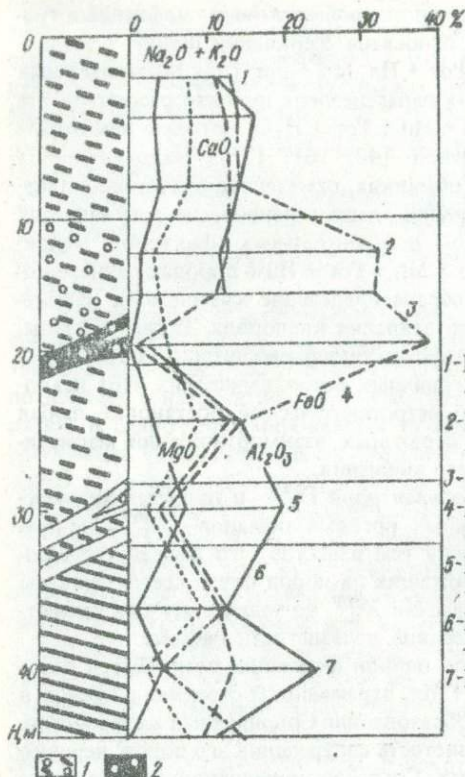


Рис. 9. Соотношение минеральных парагенезисов и химического состава пироксен-роговообманковых мафитогранулитов:

1 — гранат-двопироксен-роговообманковые ферромафитовые гранулиты; 2 — гранитовые эвлизиты. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 8

- 1-Рп₅₀ (10,4)+Мп₃₅ (23,4)+Рог₄₈ (30,2)+
+Пл₅₉ (35,9); F = 51,6
2-Гр₈₉ (8,7)+Рп₇₄ (22,1)+Мп₆₈ (6,2)+
+Рог₇₂ (0,9)+Пл₆₅₋₈₀ (1,0); F = 87,7
3-Гр₈₉ (8,4)+Рп₇₈ (78,2)+Кв (12,0)
4-Рп₅₀ (11,6)+Мп₃₂ (4,5)+Рог₄₄ (48,2)+
+Пл₄₈₋₆₂ (34,1)±Мг±Би; F = 48,0
5-Рп₇₀ (1-13,3)+Пл₂₀₋₃₄ (58,8-76,0)+
+Кв±Би
6-Рп₄₄ (23,7)+Мп₂₃ (18,0)+Рог₃₆ (38,9)+
+Пл₅₂₋₆₇ (19,4); F = 40,7
7-Рп₆₂ (14,0-24,5)+Пл₅₀ (86,0-75,5) ±
±Рог±Би±Мг; F = 66,4

интервала развития ферромафитов встречаются прожилковидные обособления и гнезда высокожелезистых эвлизитовых пород, состоящих из крупных зерен эвлита ($X_{Fe}^{Pog} = 0,78-0,82$) и сложных по форме скоплений кальциевого альмандина. Границы эвлизитовых обособлений нередко пересекают направления кристаллизационной сланцеватости и параллельной линейности вмещающих мафитов. Кристаллы феррогиперстена содержат реликты — скопления зерен плагиоклаза, роговой обманки и пироксенов, которые по составу и микроскопическому облику точно соответствуют минералам вмещающего ферромафита.

Мафитовые гранулиты однородного сложения сменяются грубополосчатыми гиперстен-роговообманковыми кристаллосланцами (глубина 35,5—45,0 м). В этих породах различаются субпараллельные полосы, сложенные меланократовыми гиперстен-роговообманковыми мафитами (Рп 8—27 %, Рог 70—58, Мп 0—3, Пл 20—12 %) и лейкократовыми гиперстен-плагиоклазовыми гранулитами диоритового или анортозитового состава (Рп 8—18 %,

Рог 0–6, Пл 84–71 %). Структура этих пород гранобластовая. В лейкократовых гранулитах иногда встречаются гетерогранобластовые участки, в которых сравнительно крупные (до 0,8–1,2 см) зерна основного плагиоклаза (№ 50–64) испытывают грануляцию и кристаллобластические преобразования. Лейкократовые полосы сменяют друг друга через 1–5 или 20–50 см. По петрографическим признакам их следует относить к энтербитовым плагиогнейсам или гранулитам. Полосчатые гетерогенные породы рассекаются ветвящимися жилами крупнозернистых энтербитов плагиогранитного состава (см. рис.9).

"Переслаивание" двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов с резко различающейся железистостью свидетельствует, вероятно, о первичной неоднородности нижнедокембрийских базитов. Это означает также, что равновесие $\text{Рог} + \text{лКв} = \text{Рп} + \text{Мп} + \text{Пл} + \text{H}_2\text{O}$ не может рассматриваться как моновариантное, ибо все парагенезисы $\text{Рп} + \text{Мп} + \text{Рог} + \text{Пл}$ в разрезе возникли при постоянных температуре и давлении.

Энтербитовые мигматиты, рассекающие мафиты и чередующиеся мафиты и энтербитовые гранулиты, представлены средне- и крупнозернистыми плагиогранитоидными образованиями. Плагиоклаз в них нередко содержит антиперитовые вроски оптически гомогенного промежуточного микроклина. Иногда в энтербитовых гранулитах и плагиогнейсах сохраняются биотитизированные и окварцованные реликты мафитовых гранулитов. Распознаются они по измененным сросткам гиперстена и роговой обманки, роговой обманки и основного плагиоклаза.

При обработке данных о колебаниях количественного минерального состава пироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов и кристаллосланцев устанавливается, что содержания роговой обманки, орто-, клинопироксенов и плагиоклаза взаимосвязаны (рис. 10). Тожественные результаты получены при изучении условий метаморфизма двупироксен-роговообманковых мафитов комплекса Исортук в центре Западной Гренландии [141].

Возрастание количества гастингситоподобной роговой обманки в процессе высокотемпературной метаморфической гидратации сопровождается все более интенсивной деанортитизацией плагиоклаза (рис. 11). Установленные закономерности развития природной метаморфической гидратации двупироксен-плагиоклазовых мафитовых гранулитов свидетельствуют об общей тенденции к достижению химического равновесия в реакциях $\text{Рог} + \text{лКв} = \text{Рп} + \text{Мп} + \text{Пл} + \text{H}_2\text{O}$ или $\text{Рог} + \text{Кв} = \text{Рп} + \text{Пл} + \text{H}_2\text{O}$. Однако протекание таких процессов в условиях изохимического метаморфизма, по приведенным данным, следует признать совершенно невероятным. Реальные сочетания парагенезисов $\text{Рп} + \text{Мп} + \text{Рог} + \text{Пл}$ с участием минералов переменного состава могут приближаться к равновесию в обстановке вполне подвижного поведения кремнезема и натрия.

Парагенезисы пироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов и родственных им пород в зонах интенсивной энтербитизации. Пространствен-

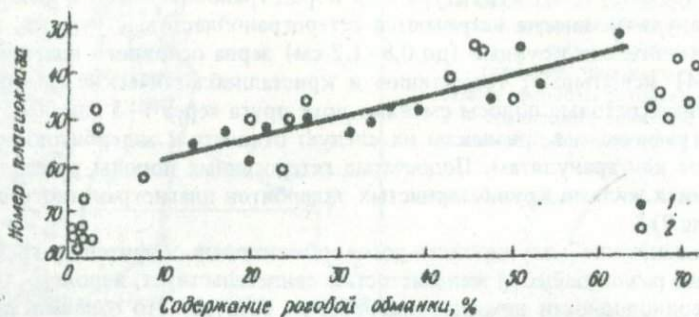


Рис. 10. Зависимость состава плагиоклазов от содержания роговой обманки.

Мафитовые гранулиты: 1 – район Агто [141], 2 – Украинский щит и восточные районы Русской плиты

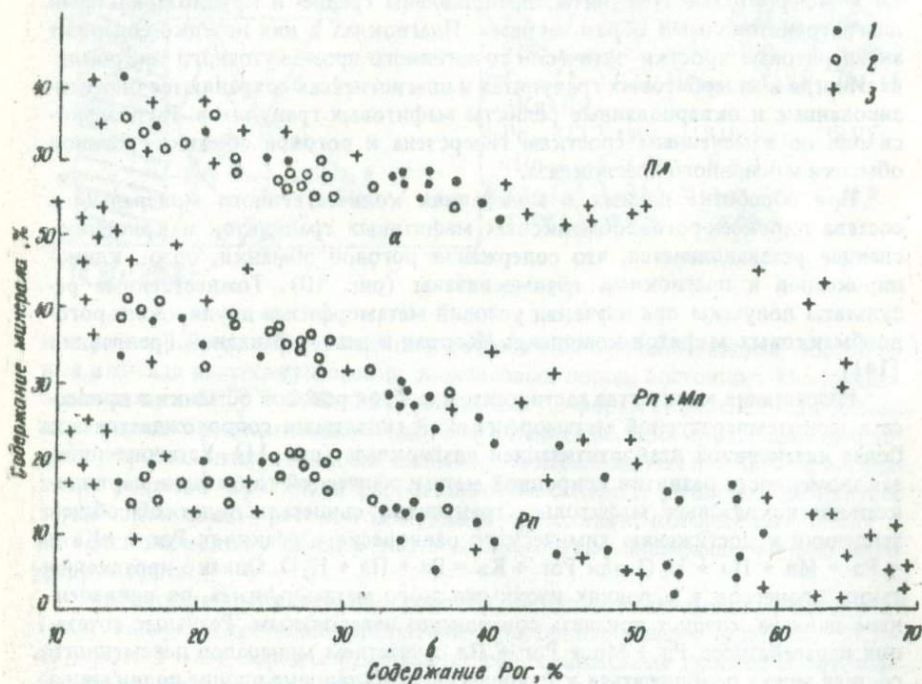


Рис. 11. Изменения минерального состава двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов при смещении равновесия $\text{Рог} = \text{Рп} + \text{Пл}$.

Мафитовые породы района Агто (Западная Гренландия) [141]: а – поле плагиоклазов, б – поля пироксенов; 1 – парагенезис $\text{Гр} + \text{Рп} + \text{Мп} + \text{Рог} + \text{Пл}$; 2 – парагенезис $\text{Рп} + \text{Мп} + \text{Рог} + \text{Пл}$; 3 – мафитовые гранулиты Украинского щита и восточных районов Русской плиты (парагенезис $\text{Рп} + \text{Мп} + \text{Рог} + \text{Пл}$)

ные ассоциации мафитовых гранулитов, эндербитовых плаггиогнейсов и гранулитов и массивных эндербитов выдерживаются на обширных территориях удаленных друг от друга древних щитов, представляя различные ступени изменения и развития пород мафит-эндербитовой формации. Эндербитовые плаггиогнейсы и гранулиты образуют тонко- и мелкозернистые обособления с гранобластовой структурой, первичная природа которых истолковывается на основе ряда априорных моделей. Причина многих разногласий заключается в низком уровне информативности продуктов расщепления и кристаллобластеза эндербитовых мигматитов додеформационного периода [55, 77]. Следует подчеркнуть, что эндербитовые мигматиты формировались в несколько стадий, разделенных значительными промежутками времени. В последеформационную стадию становления гетерогенного комплекса мафит-эндербитовых пород высокотемпературные мафиты импрегнировались анортозитоподобными мигматитами, образующими сложную сеть жил и субпараллельных полос (фото 4). Эти породы с грубо- и крупнозернистой структурой состоят из основного плаггиоклаза ($N^{\circ}52-62$) и гиперстена ($X_{Fe}^{Pn} = 0,54-0,70$). Второстепенные примеси представлены ильменитом, титаномagnetитом, цирконом и апатитом. Измененные аналоги данных пород встречаются во многих останцах мафит-эндербитовой формации Украинского щита (Приазовье, Побужье, Орехово-Павлоградская зона), Русской плиты (Татария, Куйбышевское Поволжье), в пределах Земли Эндерби (Антарктида) (изучено по коллекции образцов Е.Н.Каменева) и в других регионах [9, 55, 106].

Хорошими примерами таких образований служат участки распространения пород мафит-эндербитовой формации в среднем течении р.Южный Буг (между селами Лышневатое и Зеленая Левада) и в окрестностях заповедника Каменные Могилы (Приазовье). В первом из названных примеров (см. фото 4) темно-серые крупнозернистые анортозитоподобные породы служили субстратом, на котором развивались среднезернистые эндербиты плаггиогранитного состава. Возникновение анортозитоподобных эндербитов сопровождалось развитием зон феррогиперстенитов. В указанной обстановке нередко появлялись участки порфиробластеза — в мафитах наблюдаются скопления крупных (до 1 м) порфиробластов феррогиперстена, который постепенно замещает пироксен-роговообманковый гранулит.

Генезис анортозитовых обособлений связан с процессами селективного плавления высокотемпературных мафитовых пород. Это следует из того, что анортозитоподобные тела не встречаются вне мафитовых массивов и во многих случаях образуют крупно- и грубозернистые бескорневые обособления, отороченные агрегатами феррогиперстена. Размеры овальных и линзовидных новообразований анортозитовых пород варьируют (по удлинению) от первых десятков сантиметров до 15 м. Бескорневые обособления, вероятно, кристаллизовались из неперемещенного расплава, возникшего *in situ*. Эндербитовые мигматиты анортозитового состава, судя по их контактам, рассекающим кристаллизационную сланцеватость или параллельную линей-

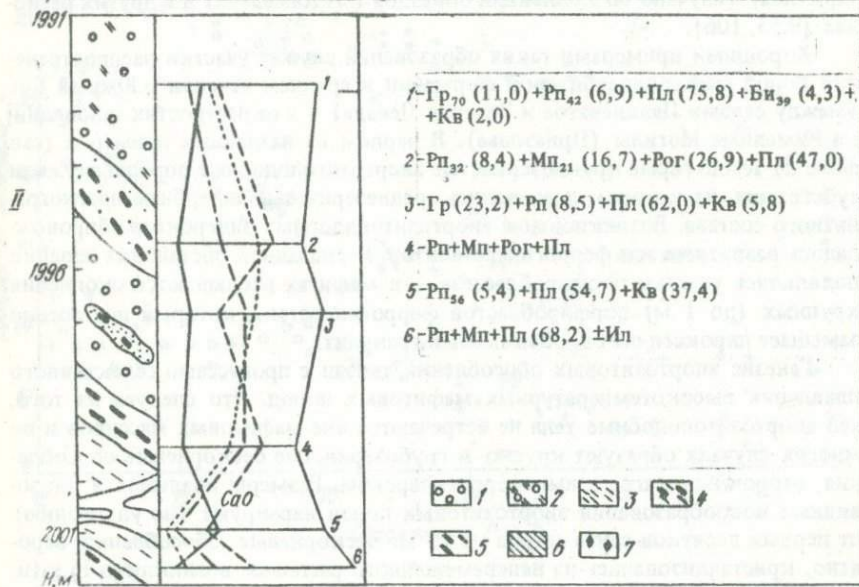
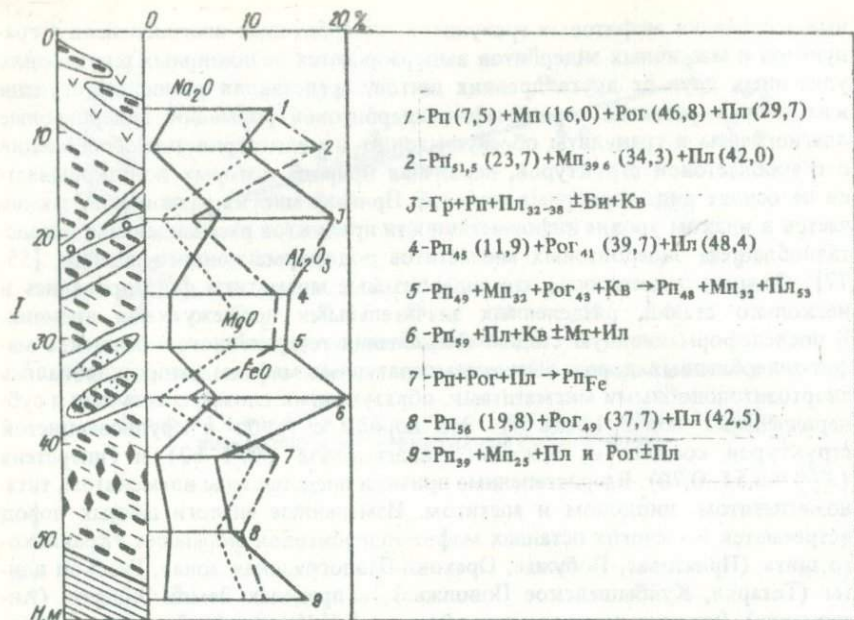


Рис. 12. Соотношение минеральных парагенезисов и химического состава мафитовых гранулитов в процессе интенсивной эндербитизации:

1 — гранатовые эндербиты; 2 — гранат-биотитовые эндербиты; 3 — биотит-гиперстеновые эндербитовые гранулиты диоритового состава; 4 — гиперстен-роговообманковые мафитовые гранулиты и кристаллосланцы; 5 — двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты с двупироксен-плагноклазовыми симплектиками вокруг роговых обманок; 6 — тонкополосчатые мафитовые гранулиты из чередующихся полосок эндербитовых гранулитов (Рп + Пл) и ультрамафитовых пироксеновых амфиболитов (Рп + Рог ± Мп); 7 — зоны феррогиперстенового порфиробластеза; I — разрез мафитовых пород в Приазовье, Каменные Могилы, скв. 57 (Украинский щит); II — разрез зоны эндербитизации гиперстен-роговообманковых мафитовых гранулитов в Татарии, Нурлатская площадь, скв. 79 (фундамент Русской плиты). Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 8

ность мафитов, выдавливались из зон генерации расплава по трещинам. Феррогиперстеновые, реже гиперстен-салитовые образования во всех случаях сопровождают эндербитообразование и представляют собой своеобразные реститы, которые отчетливо накладываются на сохранившиеся мафитовые гранулиты. Разложение мафитового гранулита при селективном плавлении протекает по следующей схеме: 1) выплавление лейкосомы, вызывающее эндербитизацию; 2) локальное метасоматическое перераспределение меланосомы; 3) образование ферропироксеновых пород. В них могут встречаться гранат или роговая обманка, кварц, а также кальциевый плагиоклаз.

В зонах интенсивного образования эндербитовых обособлений значительную роль играют метасоматические процессы. Многостадийный генезис эндербитов направлен в сторону возникновения все более кислых разновидностей. Петрохимические расчеты показывают, что формирование анортозитоподобных мигматитов протекло с сохранением вещественного баланса в мафитовых массивах. Появление более кислых пород эндербитовой серии уже нельзя объяснить перераспределением компонентов в мафитах. Поскольку на анортозитовые мигматиты накладывались эндербиты плагногранитного состава, которые в свою очередь рассекались ультракислыми (даже кварцитовидными) образованиями, можно заключить, что по мере увеличения масштабов эндербитизации во всевозрастающих количествах привносились кремнезем и щелочи.

Изменяющаяся геохимическая обстановка оказывает существенное воздействие на смещение минеральных равновесий в пироксен-роговообманковых мафитовых гранулитах. Показательным примером служат зоны эндербитизации в мафитовых породах Приазовья (Украинский щит) и Южной Татарии (фундамент Русской плиты) (рис. 12). В разрезах, сложенных двупироксен- и гиперстен-роговообманковыми мафитовыми гранулитами, прослеживаются рассекающие их зоны развития эндербитов плагногранитного состава. Среди двупироксен-роговообманковых и близких к ним мафитовых гранулитов встречаются реликты двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцев и продукты кристаллобластеза додеформационных анортозитовых мигматитов (эндербитовые гранулиты). Двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты представлены породами с переменным индексом

фемичности (46—69 %). Структура их гранобластовая, гранонемагобластовая или диабластовая. Орто- и клинопироксены в мафитах с высоким индексом фемичности иногда содержат реликты более ранних пироксенов с хорошо выраженными ламеллями распада. Роговые обманки окрашены в буровато-коричневый, темно-оливково-зеленый и буровато-темно-зеленый (по N_g) цвет.

В зонах эндербитизации мафитовые гранулиты ($Rp + Mp + Rog + Pl$ и $Rp + Rog + Pl$) и заключенные в них эндербитовые гранулиты рассекаются жилами и прожилками эндербитов плагиогранитного — гранодиоритового состава.

Субстрат пироксен-роговообманковых мафитов в этих зонах претерпевает значительные минералогические преобразования, которые имеют несколько стадий. На наиболее ранней из них зерна буровато-коричневой или темно-оливково-зеленой роговой обманки окружены ситовидными каймами: периферические части амфибола переполнены мельчайшими зернами орто- и клинопироксенов, плагиоклаза и изредка алюмомагнетита (фото 5). По мере разложения роговой обманки, которое сопровождается прогрессирующей деанортизацией плагиоклаза и появлением кварца, возникают каймы из диабластических сростаний более крупных зерен орто- и клинопироксена и плагиоклаза. Роговая обманка сохраняется в центре таких агрегатов.

Следует отметить еще одну особенность развития двупироксен-плагиоклазовых симплектитов. Они нередко развиваются в матрице роговой обманки по сложной сети пересекающихся трещинок, что указывает на важную роль мобильных агентов, которые присутствуют в составе флюида. Если бы это были щелочи, то они, несомненно, стабилизировали бы амфибол и предотвратили его разложение. Следовательно, эффективными факторами смещения реакции $Rog + n H_2O = Rp + Mp + Pl + H_2O$ могут быть уменьшение мольной доли воды в составе флюида за счет поглощения ее расплавом и высокая (валовая) активность кремнезема в поровом флюиде. Преимущественное влияние второго из названных факторов более вероятно, так как эндербитизация протекает на фоне возрастающей кремнекислотности системы.

Высокая чувствительность к изменению кремнекислотности среды устанавливается для роговых обманок с низкой и средней железистостью. Высокожелезистые роговые обманки в равновесии с орто- и клинопироксенами в процессе эндербитизации не имеют следов разложения.

Следы диссоциации высокотемпературных роговых обманок при развитии эндербитов кислого состава распознаются по гиперстен-плагиоклазовым симплектитам в их структуре (фото 6). Описанные процессы устанавливались практически во всех проявлениях мафит-эндербитовой формации древних щитов. Однако на приуроченность этих процессов к пространствам, в которых протекало эндербитообразование, ранее внимание не обращалось. К числу распространенных объяснений этого факта относится вторичная

дегидратация роговых обманок в процессе прогрессивного докембрийского метаморфизма [101, 197]. По данным термодинамических экспериментальных исследований [181, 182], эта гипотеза не находит подтверждения: во-первых, высокожелезистые роговые обманки, которые по экспериментам должны диссоциировать при самых низких температурах, остаются стабильными; во-вторых, орто- и клинопироксены из вторичных кайм по составу (X_{Fe}) отвечают той же изотерме распределения, что и пироксены, равновесные с роговой обманкой в исходном мафитовом гранулите.

Мафит-ультрамафит-железистая формация

Пироксен-магнетитовые кварциты, эвлизиты и родственные им породы в гранулитовом комплексе Украинского щита по утвердившейся традиции сопоставляются с продуктивными толщами Криворожского бассейна. Это сыграло важную роль в освещении генезиса магнетитовых пород Днестровско-Бугского, Приазовского и Ингуло-Ингулецкого районов щита, которые многими исследователями относятся к высокометаморфизованным аналогам осадочных и вулканогенно-осадочных железорудных толщ. Такой подход к корреляции докембрийских железорудных формаций служит предметом оживленного обсуждения. Одни геологи [25] считают, что породы "осадочной ленточной железорудной формации" пользовались глобальным распространением только в раннем протерозое и не имеют аналогов в архейских образованиях. Другие [31] указывают на то, что среди древних железорудных формаций различаются типично архейские (тип альгома) и раннепротерозойские (тип сьопериор) образования. Вместе с тем подчеркивается, что в пределах архея и раннего протерозоя эти типы железорудных формаций могут быть разновозрастными.

Результаты изучения месторождений магнетит-пироксеновых кварцитов Украинского щита свидетельствуют о том, что железистые образования находятся в тесной пространственной и парагенетической связи с высокотемпературными мафическими гранулитами и ультрамафитами. Ранее эта особенность состава железорудных комплексов не принималась во внимание. Закономерное пространственное сочетание мафит-ультрамафит-железистых пород было впервые установлено Б.Г.Яковлевым и Г.Л.Кравченко [109] на примере месторождений магнетит-пироксеновых кварцитов в гранулитовой фации Украинского щита. Детальные исследования показали, что магнетитовые руды возникли за счет глубокой метаморфической переработки высокожелезистых мафических гранулитов, останцы которых встречаются практически во всех железорудных комплексах гранулитовой фации щита.

Поскольку пространственная ассоциация мафит-ультрамафит-железистых пород характеризуется особыми условиями залегания и генезиса, а также хорошо коррелируется с сочетаниями пород в разрезах высокотемпературных магнетитовых месторождений многих древних щитов, то ее с полным основанием можно выделить как метаморфогенную формацию. Примерами

таких парагенетических ассоциаций пород могут служить щиты Иилгарн, Масгрейв и Аранта (Австралия), провинция Пикунитоней (пояс Томпсон), пояс Хант-Ривер (северо-восток Лабрадора), группы железорудных месторождений Ганьон и Пайн-Бей в провинции Гренвилл, Канадский щит, комплекс Иматака Гвианского щита, досвазилендские пояса Родезийского щита и др.

Пироксен-магнетитовые кварциты, как и породы мафит-эндербитовой формации, относятся к архейским и нижнепротерозойским сериям Украинского щита (УРМСК, 1978). Однотипные магнетитовые кварциты и эвлизиты, залегающие среди метабазитов, наблюдаются в составе днестровско-бугской и тетеревской, западноприазовской и центральноприазовской серий. Указанное возрастное расчленение железистых пород поддерживается не всеми геологами. Если М.Н.Доброхотов [31] придавал большое значение градации железистых пачек пород по вертикали, то Я.Н.Белевцев и А.К.Прус [2] обратили внимание на специфическое пространственное положение зон локализации участков развития магнетит-пироксеновых кварцитов. Я.Н.Белевцев и А.К.Прус выделили региональную полосу (Белоцерковско-Одесскую), которая по металлогенетической специализации, ассоциациям заключенных в ней пород и геофизическим данным резко отличается от вмещающих гранитизированных пород мафит-эндербитовой формации. Ранее А.Я.Древин и Г.Г.Виноградов при построении геологоструктурной карты Днестровско-Бугского района исключили из стратиграфической схемы магнетитовые кварциты, полагая, что по взаимоотношениям с вмещающими метабазитами их следует отнести к скарновым образованиям. Приведенные примеры показывают, что согласованные взгляды на стратиграфическое положение и особенности геологического развития железорудных толщ Украинского щита отсутствуют. Более подробно этот вопрос рассматривается при характеристике основных районов щита.

Геологические условия распространения пород мафит-ультрамафит-железистой формации

Д н е с т р о в с к о - Б у г с к и й р а й о н. Изучение региональных структур северо-западной и центральной частей Украинского щита по данным магнито- и гравиметрических съемок в масштабе 1:200 000 проводилось геологами объединения Севукргеология Министерства геологии УССР В.А.Дусяцким, А.Ф.Рябоконь и др. Исследование неоднородности гравитационных полей сопровождалось корреляцией аномальных участков изменения скоростей волн по профилям ГСЗ с главными структурными элементами Украинского щита. На гравитационных картах устанавливаются зоны больших градиентов силы тяжести, протягивающиеся на 100 км и более при ширине 5—25 км. Эти зоны имеют неоднородное строение: в них отмечают линейные сгущения изоаномал и некоторую их разреженность, связанную с развитием более поздних гранитоидов и мигматитов. Построенные карты распределения аномалий физических полей северо-западной части Украинского щита под-

черкивают известные закономерности распространения мафитовых и ультрамафитовых пород. В пределах Первомайско-Голованевской полосовидной структуры располагается зона гравитационных максимумов северо-западного простирания; севернее Грушковского участка развития мафит-ультрамафит-железистых пород она "обрезается" полем гранитов. В.А.Дусяцкий и др. показали, что региональные максимумы силы тяжести ограничиваются зонами больших горизонтальных градиентов, которые сопоставляются с крупными линейными структурами, или линеamentами, природа которых пока неясна.

Полоса гравитационных максимумов Первомайско-Голованевской структуры точно совпадает с контуром, которым очерчиваются площади распространения цепочкообразных массивов мафит-ультрамафит-железистых пород (см. рис.3). Такое расположение гравитационных аномалий обусловливается только телами основного-ультраосновного состава, простирающимися на большие глубины и имеющими прямое намагничение. Вполне очевидно, что данные гравиметрии находятся в противоречии с концепцией "скорлуповидных синклиналей". Скорее всего, Первомайско-Голованевская структура на ранних этапах развития заключала протяженные дайкообразные скопления больших масс пород базит-гипербазитового ряда, которые почти вертикально уходили в область астеносферы. Современные особенности распространения мафитов и ультрамафитов можно объяснить воздействием скалывающих напряжений и пластического течения в периоды мигматизации, когда первоначальные тела разобшались и частично гранитизировались. В настоящее время массивы мафит-ультрамафитовых пород составляют лишь некоторую часть своего первоначального объема. На более крупные обособления мафитов указывает форма распределения в пространстве их останцов: они образуют цепочко- и четковидные скопления северо-западного и меридионального простирания, которые по совокупности петрографических признаков проще интерпретировать на основе схемы тектонически разобшанных дайкообразных массивов.

Региональная зона приращения силы тяжести в пределах Первомайско-Голованевской структуры разделяется на несколько обособленных полос. Одна из них проходит вдоль пространственно связанной цепочки из Голованевского, Новоселицкого, Липовеньковского, Капитановского, Липняговского и других (более мелких) массивов мафит-ультрамафит-железистых пород, простирающихся к юго-востоку. Другая полоса гравитационных максимумов соответствует Молдовско-Демовярскому (они в действительности не разделяются) и Тарноватскому массивам, сложенных такими же породами. Это является косвенным свидетельством того, что на общий гравитационный эффект оказывают влияние и некоторые массы мафит-ультрамафитовых пород, расположенные на больших глубинах или рассеянные в мигматитах.

Предложенная геологическая интерпретация строения Первомайско-Голованевской полосовидной структуры хорошо объясняет ее аномальное

(рассекающее) положение относительно изометрических пликтивных структур сопредельных районов. Своеобразное строение полосовидной структуры подчеркивается развитием специфической ассоциации мафит-ультрамафит-железистых пород. Отметим, что ранее на тесную пространственную и, видимо, парагенетическую связь этих образований не обращали внимания. Геологи предпочитали выделять необычайно мелкие пликтивные структуры, в которых мафит-железистые породы изолированы от мафит-ультрамафитовых. Если следовать представлениям о некогда крупных дайкообразных телах мафитов, то наличие небольших обособлений гипербазитов в разрезе месторождений магнетитовых кварцитов может служить формационным признаком. Закономерный характер пространственной связи магнетитовых кварцитов и эвлизитов с породами основного — ультраосновного состава можно проследить на большом количестве примеров.

Молдавское месторождение магнетитовых кварцитов и магнетитовых кальцифиров рассматривается как продукт регионального метаморфизма осадочно-вулканогенных образований, сложенных в складку. В разрезе месторождения чередуются метабазиты, пироксен-магнетитовые кварциты, эвлизитовые породы, гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы и карбонатные породы. Однако геологическое описание месторождений не содержит данных о серпентинизированных перидотитах и пироксенитах, вскрытых буровыми скважинами на севере железорудного участка. Тем не менее нами описаны серпентинизированные перидотиты в ассоциации с пироксен-роговообманковыми кристаллосланцами (скв. 16615, 16624, 18052), биотит-силлиманитовыми сланцами и амфиболитами (скв. 16641).

Секретарское проявление магнетит-пироксеновых кварцитов и родственных им пород (см. рис.3) примыкает с запада к Тарноватскому массиву мафит-ультрамафитовых пород и является, по нашему мнению, его естественной составной частью. Серпентиниты известны в северо-восточной части рудопоявления, где они залегают среди биотитовых мигматитов. Полученные нами данные показывают, что мигматиты представляют собой продукты глубокой метасоматической переработки амфиболитов и пироксен-роговообманковых мафических гранулитов, которые хорошо сопоставляются с мигматизированными останцами метаморфических основных пород в центральной зоне. Если отвлечься от наложенных явлений мигматизации и гранитизации, то метаморфический субстрат представится в виде метабазитов, заключающих небольшие обособления гипербазитов, эвлизитовых пород и магнетитовых кварцитов.

Участок Новоселицкой магнитной аномалии, вызванной двупироксеновыми магнетитовыми кварцитами (рис. 13), характеризуется широким развитием гранат-биотитовых и биотитовых мигматитов, в которых сохраняются останцы амфиболитов, эвлизитовых пород и магнетитовых кварцитов. Амфиболиты, видимо, были некогда рудовмещающими образованиями. На южном продолжении участка установлено закономерное чередование серпентинизированных пироксенитов, двупироксен-роговообманковых кристаллосланцев, эвлизитовых пород и магнетитовых кварцитов.

Грушковское месторождение магнетитовых кварцитов представляет собой фрагмент асимметричной пачки пород: двупироксен и гиперстен-роговообманковых кристаллосланцев, амфиболитов, эвлизитов, магнетитовых кварцитов, оливин-шпинелевых и клиногумитовых кальцифиров, сохранившихся в поле мигматитов. С северо-запада к месторождению примыкает обширное поле мигматизированных мафитовых пород. В юго-восточной части Грушковского участка среди мафитов встречаются небольшие линзы серпентинизированных дунитов и перидотитов. Последние связаны с вмещающими гиперстен-роговообманковыми кристаллосланцами переходными реакционно-метаморфическими зонами.

Савранское проявление магнетитовых кварцитов состоит из гранат-гиперстен- и двупироксен-магнетитовых кварцитов, феррогиперстеновых эвлизитовых пород, окаймляющих тело мафитов (амфиболитов, гранат-двупироксеновых, двупироксен-плаггиоклазовых мафических гранулитов), с видимой мощностью около 300 м. Внутри зоны магнетитовых кварцит-эвлизитовых пород встречаются многочисленные останцы метаморфических пород основного состава и мало-мощные обособления кальцифиров. В непосредственной близости от железорудного участка установлено небольшое тело оливинового пироксенита, залегающего среди метабазитов. Последние хорошо сопоставляются с породами центральной зоны участка.

Савранский участок располагается в пределах останца домигматитовой суперкрупстальной толщи, вытянутого в поле мигматитов в меридиональном направлении на 20–25 км. В этом же блоке установлены амфиболизированные пироксениты, ассоциирующие близ с.Струтинка



Рис. 13. Схема геологического строения Новоселицкого участка (составил В.Л.Яровой):

1 — мигматиты; 2 — феррогиперстениты, эвлизитовые породы, магнетитовые кварциты; 3 — гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты; 4 — мафитовые породы

с пироксен-роговообманковыми кристаллосланцами и магнетитсодержащими ферропироксеновыми эвлизитовыми породами.

Чемиропольское проявление магнетитовых кварцитов находится в южной части указанного блока. Гранат-пироксеновые и феррогиперстеновые эвлизиты, магнетит-пироксен-роговообманковые породы тесно перемежаются с гранат-биотит-силлиманитовыми кварцитовидными гнейсами и клинопироксен-роговообманковыми кристаллосланцами. Породы продуктивной пачки значительно катаклазированы и рассланцованы. Близ юго-восточной оконечности участка среди глиноземистых гнейсов и кальцифиров вскрыты серпентинизированные перидотиты, примыкающие к телу пироксен-магнетитовых кварцитов.

Полянецкий участок развития эвлизитовых пород и магнетит-пироксеновых кварцитов располагается на южном продолжении полосы догранитных суперкрупных пород, заключающей Савранский и Чемиропольский участки. Эвлизитовые породы и магнетит-пироксеновые кварциты залегают среди метабазитов (гранат-пироксен-роговообманковых, гиперстен-роговообманковых мафических гранулитов и амфиболитов), образуя маломощные зоны (от 0,5 до 10 м). Ультраосновные породы представлены линзами (мощность от 10 до 40 м), которые, как и вся пачка вмещающих пород, характеризуются вертикальным падением. Ультрамафитовые тела имеют отчетливо зональное строение; установлены реликтовое ядро исходного серпентинизированного перидотита и симметричная оторочка пород, переходных от гипербазита к метабазитам. Последние в пределах участка рассекаются крупно- и среднезернистыми эндербитами (зоны мощностью от 3 до 30 м). В пироксен-роговообманковых кристаллосланцах отмечаются продукты кристаллобластеза эндербитовых мигматитов — лейкократовых эндербитовых плагигнейсов ($Rp + Bi \pm Gr + Pl + Kv$).

Становится очевидным, что мафит-ультрамафит-железистые породы представляют собой некогда крупные, тектонически разобщенные массивы мафит-ультрамафитовых образований, а также небольшие тела ультраосновного состава среди останцов догранитных суперкрупных толщ. Примерами таких сочетаний реликтовых пород могут служить тела серпентинитов близ с.Лашевка (Первомайский район, Николаевская обл.), которые ассоциируют с гиперстен-роговообманковыми мафическими гранулитами и гранат-пироксеновыми эвлизитовыми породами. Пироксениты, разбуренные у с.Бурьлов (Кривоозерский район, Одесская область), залегают в сочетании с метабазитами, магнетитовыми кварцитами и графитизированными эндербитовыми плагигнейсами. При сопоставлении пространственных ассоциаций метабазит-эндербит-эндербитовый плагигнейс и мафит-ультрамафит-железистая порода выяснилось, что в Днестровско-Бутском районе они сложены по существу одинаковыми породами. Различие заключается в пропорциях сосуществующих образований.

Рассмотрим примеры, которые, с одной стороны, подкрепляют выдвинутое положение, а с другой — указывают на сложные петрогенетические взаимоотношения составных частей рассматриваемых ассоциаций.

В районе г.Завалье известно широкое поле перемежающихся метабазитов, эндербитов (мigmatитов) и эндербитовых плагногнейсов (см.рис.3). В его пределах Л.Г.Ткачук [84] описал две небольшие по мощности (0,5 и 1,4 м) линзы перидотитов, которые на одном из контактов граничат с пироксен-роговообманковыми мафическими гранулитами, а на другом — с гиперстен-биотитовыми эндербитами. Появление перидотитов сопровождается прожилками хромита.

На правом берегу Южного Буга (1,5 км выше г.Завалье) в карьере обнажаются кварцитовидные и плагногранитоидные эндербиты, гранат-пироксен-роговообманковые мафические гранулиты и грубозернистые обособления феррогиперстеновых и эвлизитовых пород, окружающих тела эндербитов. Перечисленные породы сложно чередуются, однако метабазиты выделяются в виде более раннего субстрата, так как их полосчатость пересекается крупнозернистыми эндербитами. В стенках карьера среди кварцитовидных эндербитов встречаются останцы амфиболизированных пироксенитов, залегающих в виде чечевицеобразных тел (4—7 м по удлинению).

Высокоглиноземистые флогопитсодержащие пироксениты входят в состав метабазит-эндербитовой серии пород, вскрытой в карьере на окраине г.Гайворон. Обособления пироксенитов представляют собой линзообразные тела со сложной формой контакта. Они окаймляются бесплагноклазовыми гиперстеновыми амфиболитами, которые переходят в обычные мафические гранулиты.

Приведенные примеры показывают, что метабазит-эндербитовую и метабазит-ультрамафит-железистую серию пород, несмотря на их резкие различия в вещественном составе и условиях распространения, объединяет общность мафит-ультрамафитового субстрата, который сейчас можно охарактеризовать как некогда крупные массы базальтоидного состава с рассеянными в них мелкими обособлениями гипербазитов. Признаки первичных различий в метабазитах обеих серий не установлены. Накопленные данные о колебаниях состава метабазитов некоторые исследователи коррелируют с различными типами интрузивных и излившихся основных пород, однако никто не приводит доказательств того, что изменения химизма метаморфических мафитов обуславливаются первичной природой древнейших магм. Как показано выше, многие перестройки химического и минерального состава метабазитов вполне удовлетворительно объясняются процессами полимigmatизации и связанного с ними метасоматоза.

Мы считаем, что существующие морфологические и петрографические черты выделенных серий пород вызваны сложной эволюцией физических условий древнейшего регионального метаморфизма [108]. Большие масштабы распространения и геологические различия условий локализации метабазит-эндербитовой и метабазит-ультрамафит-железистой серии пород создают предпосылки для выделения их в качестве метаморфогенных формаций.

Р о с и н с к о - Т и к и ч с к и й р а й о н. На этой территории развиты главным образом продукты ультраметаморфизма — граниты и мигматиты, которые занимают около 95 % площади района. Останцы собственно мета-

морфического суперкрустального основания сильно замаскированы наложенными явлениями мигматизации и натриево-калиевого метасоматоза. Древнейшие породы основания объединяются в росинско-тикичскую серию возрастом 2600–2800 млн. лет (УРМСК, 1978). Наиболее крупные останцы суперкрустального комплекса известны в районе пос. Володарка и севернее г. Белая Церковь. Фрагменты метаморфических толщ в гранитах устанавливались по магнитным аномалиям, вызванным Володарским, Завадовским, Рудосельским и другими участками проявления магнетитовых кварцитов.

Породы древнейшего догранитного основания настолько сильно переработаны в процессе мигматизации и гранитизации, что среди гранитоидных образований сохранились только высококонтрастные по составу железистые породы (амфибол-пироксен-магнетитовые, пироксен-магнетитовые кварциты, гранат-пироксеновые эвлизитовые породы) и незначительные реликты амфиболитов. На примере Володарского участка (рис. 14) отчетливо видно, что исходные данные для формационной классификации железистых и мафитовых пород этого района отсутствуют. Сохранившиеся останцы могут в равной степени принадлежать метабазит-эндербитовой и метабазит-ультрамафит-железистой сериям. Между тем продукты метаморфизма ультраосновных пород описаны непосредственно в окрестностях железорудных участков. Так, в частности, у с. Каленна (Сквирский район, Киевская область) в кировоградско-житомирских гранитах и мигматитах установлено обособленное тело серпентинитов размером 1х0,4 км. Выветрелые тремолит-талк-хлоритовые образования известны в районах сел Чепыжинцы, Тележинцы, Рубченки и др. (Киевская область). В некоторых случаях сохраняются и незначительные по величине останцы вмещающих амфиболитов.

В окрестностях г. Белая Церковь в процессе поисковых работ вскрыты амфиболиты и амфиболитовые плагиогнейсы, содержащие небольшие тела глубоко измененных ультраосновных пород.

Если принять во внимание низкую интенсивность магнитных аномалий ($+20 \div +2000$ гамм) в участках локализации измененных гипербазитов и отсутствие значительных гравитационных аномалий, то можно предположить, что ассоциирующие в районе железистые и мафитовые породы некогда представляли метабазит-эндербитовую серию.

И н г у л о - И н г у л е ц к и й р а й о н. Преобладающая часть района сложена гранитами кировоградского и днепровского комплексов. Породы суперкрустального основания, которые были развиты здесь до процессов мигматизации и гранитообразования, встречаются в виде крупных, но обособленных останцов. Поскольку древнейшие гранитоиды района (2800 млн. лет) включают блоки суперкрустальной толщи, последняя скорее всего коррелируется с образованиями днепровско-бугской серии.

Метабазиты широко распространены среди гранитоидов в виде микроклинизированных и биотитизированных реликтов. В большинстве случаев мафические породы распознаются в субстрате полимигматитов. В метабазитах отмечаются процессы окварцевания, актинолитизации обыкновенных

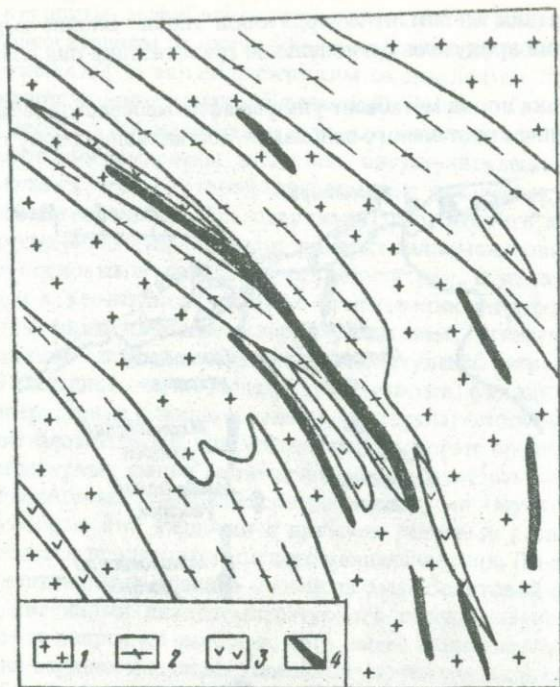


Рис. 14. Схема геологического строения Володарского участка (составил Я.М.Грицков):

1 — граниты и мигматиты; 2 — плагиомигматиты; 3 — мафиты; 4 — пироксен-магнетитовые кварциты, эвлизитовые породы

роговых обманок, деанортизации плагиоклаза, превращение более ранних титаносодержащих минералов в сфен. В гранитизированных мафитах (безбиотитовых и биотит-роговообманковых плагиогнейсах) отмечаются реликты кальциевого плагиоклаза (№ 80—100). В сине-зеленых (по Ng) роговых обманках, которые сменяются при понижении температуры на гастингситоподобные (коричневые, буровато-зеленые, оливковые) роговые обманки, равновесные с орто- и клинопироксенами, иногда сохраняются реликты пироксенов. Все это указывает на некогда широкое распространение высокотемпературных мафитов. Р.Я.Белевцев описывает довольно крупный остаток высокометаморфизованных пород — двупироксен-роговообманковых кристаллосланцев и гиперстеновых эндербитов (Верблюжский участок). Эндербиты, состоящие из кварца, антипертитизированного андезина, гиперстена и биотита, рассекают и замещают двупироксеновые мафитовые породы. Последние сохраняются как реликты, не претерпевшие существенных изменений. Отмеченное сочетание пород отвечает всем характерным призна-

кам образований метабазит-эндербитовой серии. Вполне вероятно, что до возникновения продуктов региональной гранитизации они слагали обширные площади.

Ассоциация пород метабазит-ультрамафит-железистой серии представлена в останцах суперкрупного основания, составляющих зону так называемых

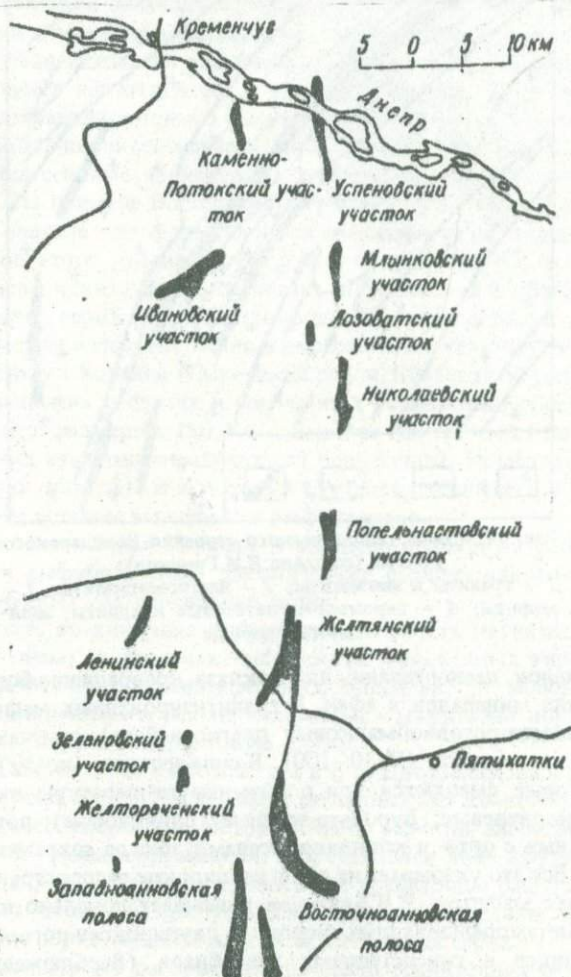


Рис. 15. Схема расположения железорудных участков в полосе Правобережных магнитных аномалий

Правобережных магнитных аномалий. Железорудные месторождения приурочены к сравнительно узкой полосе, вытянутой на 100 км в меридиональном направлении (рис. 15). В строении месторождений принимают участие магне-

титовые кварциты, амфиболиты, глиноземистые гнейсы, мигматиты и граниты. По существующим представлениям железные руды и сопутствующие им породы относятся к метаморфическим эквивалентам первично-осадочных или вулканогенно-осадочных образований. Однако в геологической интерпретации имеющихся материалов остается много неясного. Все перечисленные образования выделены в составе ингуло-ингулецкой серии (УРМСК, 1978), верхняя часть которой представлена чечелевской свитой. Последняя сложена типичными образованиями гранулитового комплекса: гранат-биотит-кордиеритовыми, гранат-кордиерит-силлиманитовыми плагиогнейсами и пироксеновыми мафическими гранулитами. В то же время на Поцельнастовском и Желтянском участках (в основании ингуло-ингулецкой серии) выделяются филлитовидные кварц-серицитовые, углистые, аспидные слюдястые сланцы — породы очень невысоких ступеней регионального метаморфизма. В западной части Желтянского участка филлитовидные и другие низкотемпературные сланцы ассоциируют с гранат-биотит-силлиманитовыми, силлиманит-биотитовыми плагиогнейсами, которые представляют более высокотемпературные фации метаморфизма. Следует отметить сочетание силлиманит-биотитовых плагиогнейсов со слюдяными (мусковитовыми) кварцитами, которые (по аналогии с другими районами развития докембрия) могут оказаться продуктами кислого выщелачивания. По-видимому, чередование филлитовидных сланцев и гнейсов амфиболитовой фации можно связывать с явлениями низкотемпературного рассланцевания. К настоящему времени этот вопрос не выяснен, хотя имеет принципиальное значение для корреляции верхних и нижних этажей ингуло-ингулецкой серии.

Ультрамафиты в зоне Правобережных магнитных аномалий обычно представлены продуктами низкотемпературной метаморфической гидратации — серпентинитами, серпентин-хлорит-тремолитовыми, серпентин-тремолитовыми и родственными им образованиями. Значительно реже встречаются ультрамафиты, в которых по реликтам первичных минералов распознаются оливиновые пироксениты и перидотиты.

Ультрамафитовые породы тесно перемежаются с амфиболитами, магнетитовыми кварцитами и некоторыми разновидностями гнейсов, образуя маломощные тела протяженностью до 2 км. Мощность таких прерывистых обособлений изменяется от 5 до 130 м. Если она достигает нескольких десятков метров, то тело ультрамафита чаще всего утрачивает однородность строения: в разрезе чередуются серпентиниты, тремолититы, амфиболиты, тремолит-хлоритовые породы. Некоторые характерные сочетания пород установлены М.Б.Славутским в 1964 г. в основании зеленореченской свиты. Бронзит-оливиновые амфиболиты прослеживаются на расстоянии 1,3 км, образуя пласты незначительной мощности (35—40 м). Со стороны кровли они примыкают к гиперстен-магнетитовым кварцитам, а со стороны подошвы — к амфиболитам (с.Зеленое). Вмещающие породы представлены амфиболитами и продуктами их мигматизации — амфиболовыми плагиогнейсами. Протяженное тело серпентин-тремолитовых пород, содержащее останцы оливиновых пироксенитов, вытягивается по простиранию почти на 2 км (с.Райполье).

Ультраосновные тела в окрестностях железорудных участков полосы Правобережных магнитных аномалий считаются обособленными интрузиями. Вопрос о парагенетической связи ультрамафитов с амфиболитами и магнетитовыми кварцитами пока не изучен. Тем не менее пространственная ассоциация этих пород представляется настолько отчетливой, что в первом приближении их можно сопоставить с образованиями мафит-ультрамафит-железистой серии Побужья. Важной предпосылкой для корреляции служит резко линейная форма полосы локализации, напоминающая строение Первомайско-Голованевского линеамента.

Приазовский район. По корреляционной стратиграфической схеме метаморфические породы района составляют архейский (западно-приазовская серия) и нижнепротерозойский (центральноприазовская серия) структурные этажи (УРМСК, 1978), выделенные по результатам изотопного датирования и некоторым петрографическим различиям в составе пород, слагающих останцы суперкрустальной толщи. Останцы рассеяны в обширных полимитовых полях Западного и Центрального Приазовья. Крупные блоки древнейших комплексов пород сохранились на территории района крайне редко. На фоне эндербитов и гранитов контрастный состав пород Корсакской зоны признается всеми геологами. Г.В.Жуков, И.Л.Андрюшенко, В.П.Кривonos [31] сопоставляют ассоциации пород Корсакской структуры и Мангушской группы месторождений, относя их к нижнепротерозойским образованиям центральноприазовской серии. Важно подчеркнуть, что конкурирующие гипотезы основаны на совершенно достоверных геологических наблюдениях. Действительно, геологическое строение останцов суперкрустального основания западнее Корсакской полосы (район г.Токмак) мало чем отличается от такового в бассейнах Берды, Каратыша и Каратюка. Заключение о сходстве Корсакской группы железорудных месторождений с Мангушской следует признать вполне обоснованным. Между тем обе группы месторождений магнетитовых кварцитов отчетливо коррелируют с железорудными участками Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий. Если отвлечься от представлений, объясняющих резко линейную форму зон локализации месторождений магнетитовых кварцитов сильным боковым сжатием более изометричных пликтивных структур, то геологическое строение Приазовья может получить иное толкование. Зоны развития пород основного — ультраосновного и железистого состава выглядят как субпараллельные дизъюнктивные структуры (рис. 16), рассекавшие древнейший субстрат в период, предшествующий архейскому региональному метаморфизму. В настоящее время этот субстрат сохранился в незначительных по масштабам распространения останках пород метабазит-эндербитовой серии, претерпевшей многостадийную наложенную мигматизацию (районы г.Токмак, сел Назаровка, Карла Маркса, Республика, Сачки, Садовое и др.).

Предполагаемые древнейшие линеAMENTы субмеридионального простиранения располагаются, как отмечалось, субпараллельно, сменяя друг друга. От Центрального Приазовья к Западному они следуют в таком порядке:

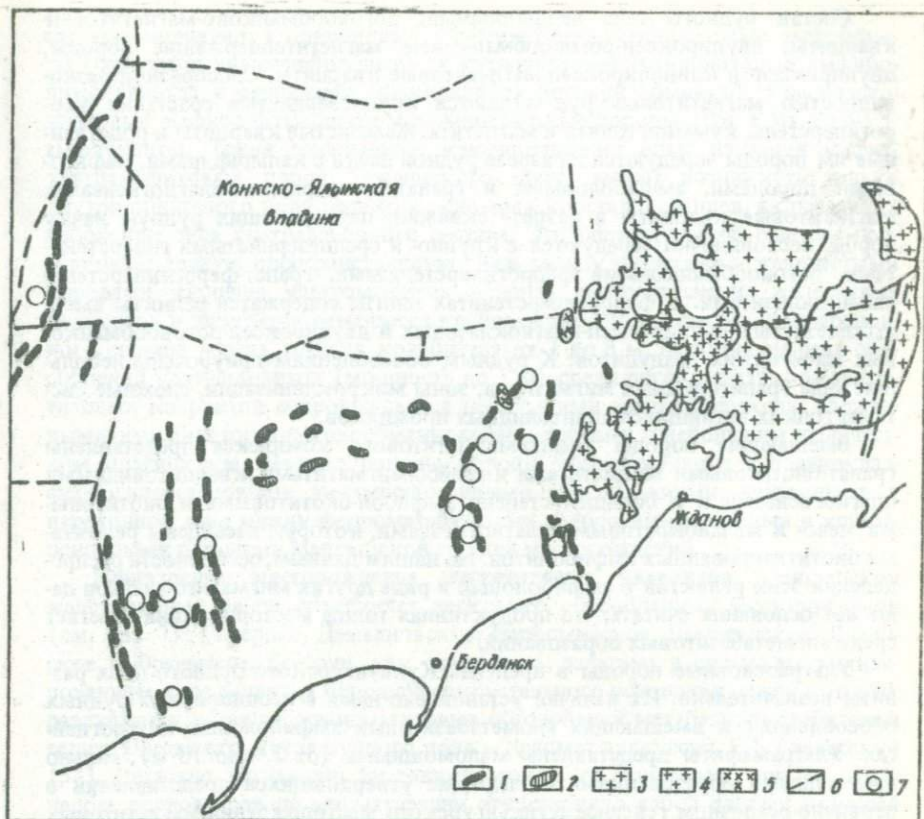


Рис. 16. Схема распространения пород мафит-эндербитовой и мафит-ультрамафит-железистой формаций в Приазовье:

1 — мафит-ультрамафит-железистая формация; 2 — мафит-эндербитовая формация; комплексы: 3 — нормальных гранитов, 4 — субщелочных гранитов, 5 — щелочных пород; 6 — разломы; 7 — участки, изучавшиеся авторами

деформированная Мангушская, Андреевская, Куксунгурско-Черниговская и наиболее крупная Орехово-Павлоградская полосовидные структуры (линеаменты).

Куксунгурское месторождение магнетитовых кварцитов. Железистые породы месторождения — феррогиперстениты, клинопироксен-магнетитовые, амфибол-пироксеновые, магнетит-куммингтонитовые кварциты — залегают в неоднородной мигматизированной толще метабазитов и образуют серию прерывистых, выклинивающихся полос, вытянутых в околоширотном направлении. Рудное тело представляет собой крутопадающую залежь мощностью 120–160 м и прослеживается до глубины 680 м без следов выклинивания.

Состав рудного тела неоднородный: роговообманково-магнетитовые кварциты, двупироксен-роговообманковые магнетитсодержащие породы, двупироксен- и клинопироксен-магнетитовые кварциты. Своеобразной разновидностью магнетитовых руд являются крупнозернистые срастания феррогиперстена, куммингтонита и магнетита. Железистые кварциты и родственные им породы чередуются в разрезе рудной пачки с кальцифирами, мафитовыми породами, амфиболовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Магнетитовые кварциты в разрезе скважин, пересекающих рудную пачку пород, беспорядочно чередуются с крупно- и среднезернистыми гиперстенидами, роговообманковыми феррогиперстенидами, гранат-феррогиперстеновыми эвлизитами. В феррогиперстенидах иногда содержатся реликты высокожелезистых двупироксен-плагиоклазовых и двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов. К рудным обособлениям приурочены небольшие тела гранитовидных мигматитов, зоны микроклинизации, сложные системы гонких ветвящихся аплитовидных прожилков.

Вмещающие породы гнейсо-мигматитового комплекса представлены гранат-биотитовыми мигматитами и гнейсо-мигматитами, кварцитовидными плагиогнейсами и в большей степени амфибол-биотитовыми и биотитовыми мезо- и меланократовыми плагиогнейсами, которые насыщены реликтами биотитизированных амфиболитов. По нашим данным, особенности распределения этих реликтов в амфиболовых и ряде других мигматито-гнейсов дают все основания считать, что продуктивная толща месторождения залегает среди апометабазитовых образований.

Ультраосновные породы в пределах Куксунгурского рудного поля развиты незначительно. Их наличие установлено нами в неоднородных рудных обособлениях и вмещающих апометабазитовых амфиболовых плагиогнейсах. Ультрамафиты представлены маломощными (от 1,9 до 18 м), сильно измененными образованиями. Вследствие утвердившихся представлений о первично-осадочном генезисе Куксунгурского месторождения магнетитовых кварцитов наличие ультрамафитов не отмечается при описании рудных пачек и вмещающих их пород.

Остановимся на характеристике ультраосновных обособлений подробнее, так как они свидетельствуют о принадлежности мафитов и железистых пород Куксунгурского месторождения к образованиям мафит-ультрамафит-железистой серии.

Ультраосновные тела в рудном поле месторождения представлены магнезиальными пироксенитами и серпентинитами, серпентин-тремолитовыми, серпентин-тремолит-хлоритовыми и серпентин-роговообманковыми породами, некоторые из которых несут следы оталькования. За пределами рудных тел центральной зоны месторождения (севернее области выклинивания железных руд в осевой части) в роговообманковых серпентинитах наблюдаются реликты оливина и коричневой шпинели, почти полностью замещенной магнетитом и гематитом (?). Тела ультрамафитов имеют зональное строение. Между вмещающими мигматизированными амфиболитами и ультрамафита-

ми устанавливаются оливиновые куммингтонит-актинолитовые амфиболиты (серпентин-дваумфиболовые) → куммингтонит-актинолитовые амфиболиты (иногда с реликтами обыкновенной роговой обманки) → бесплагиоклазовые амфиболиты, почти мономинеральные породы (Рог + Мт + Сф) → амфиболиты. Такая зональность, как показывает опыт изучения мафит-ультрамафитовых пород Украинского щита, может возникнуть только внутри обширного поля развития основных кристаллосланцев, включающих небольшие тела ультраосновного состава. Это обстоятельство еще раз подчеркивает тесную пространственную связь между мафитами и железистыми породами. Наличие ультрамафитов в зонах распространения железистых кварцитов и эвлизитов отмечается крайне редко. Мощность тел ультраосновного состава в этих случаях колеблется от 1 до 8 м. Развитие мелких обособлений ультрамафитов (мощность до 1 м) среди роговообманково-магнетитовых кварцитов сопровождается небольшими зонами перехода, сложены куммингтонит-роговообманковыми породами с небольшим количеством плагиоклаза. Данные породы хорошо сопоставляются с плагиоклазо-феррогиперстеновыми метаморфогенными обособлениями, изученными в переходной зоне между феррометабазитами, феррогиперстенидами и ультраосновными породами Мангушской группы месторождений.

Мангушское месторождение магнетитовых кварцитов. Мангушский железорудный район объединяет несколько обособленных месторождений (см. рис. 7): Северное, Демьяновское, Первомайское, Дзержинское, Ялтинское и Юрьевское. Все они, как отмечалось, залегают в сильно мигматизированном поле развития пород суперкrustальной основы, среди которых различаются останцы домигматитовых образований метабазит-эндербитовой серии. Общая структура рудного поля — предмет дискуссий. Е.Б.Глевасский [31], детально изучавший тектонику этой части Приазовья, считает, что в целом рудное поле до мигматизации представляло собой единый крупный синклиниорий, разобщенный впоследствии на фрагменты. В качестве опорной, с которой коррелируют схемы строения остальных участков, Е.Б.Глевасский принимает схему строения Демьяновского месторождения в центре рудного поля. Г.И.Каляев, М.Д.Бойчук и Е.Б.Глевасский [31] отобразили его в виде правильной брахискладки, подстилающейся гранитами и мигматитами с останцами метабазитов. Однако если за маркирующий горизонт принять обособления магнетитовых кварцитов и эвлизитовых пород, то окружающие фрагменты суперкrustальной толщи имеют почти вертикальное падение, что существенно затрудняет структурную увязку участков.

При сопоставлении колонок скважин легко убедиться в тесной пространственной взаимосвязи мафитовых, ультрамафитовых и железистых пород на всех участках Мангушского рудного поля (рис. 17). Действительно, во всех случаях наблюдается вполне закономерное чередование железистых пород и мафитов. Монотонность такого чередования нарушается появлением небольших обособлений графитовых гнейсов (чаще всего они приурочены к кальцифирам), кальцифиров, гранитизированных глиноземистых гнейсов, при-

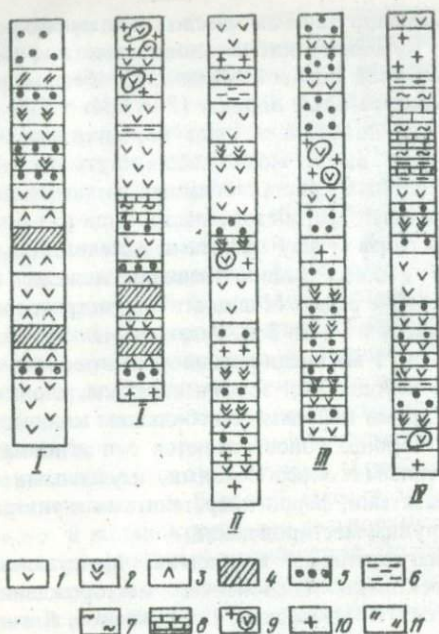


Рис. 17. Разрезы типовых скважин Демьяновского (I), Северного (II), Первомайского (III), Ялтинского (IV) месторождений Мангунской группы:
 1 — двупироксен-роговообманковые мафические гранулиты; 2 — высокожелезистые мафические гранулиты и амфиболиты; 3 — бесплагноклазовые пироксеновые амфиболиты; 4 — ультрамафиты; 5 — пироксен-магнетитовые кварциты, эвлизиты; 6 — гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые; 7 — гнейсы графитовые; 8 — калцифиры; 9 — граниты и мигматиты с останцами мафитовых пород; 10 — граниты; 11 — анортозитоподобные магматиты

рода которых остается неясной, а также гранитоидов. Сложные взаимоотношения перечисленных пород с железистыми и мафическими образованиями не позволяют согласиться с общепринятыми представлениями об их первично-осадочном генезисе.

В освещении генезиса месторождений Мангунской группы решающую роль играют данные о пространственном сочетании мафитовых, ультрамафитовых и ферромафитовых пород, по которым развиваются эвлизиты и эвлизитовые породы. Во всех изученных скважинах устанавливаются следы наличия высокожелезистых мафических гранулитов и кристаллосланцев, которые являются исходным материалом при образовании магнетит-пироксеновых кварцитов и родственных им продуктивных пород.

Орловское проявление магнетитовых кварцитов и эвлизитовых пород. К настоящему времени участок изучен довольно слабо, но представляет значительный интерес в связи с отчетливо проявленными пространственными сочетаниями различных магнетитовых кварцитов и ультраосновных пород. Своеобразие строения участка заключается в том, что ультраосновные породы залегают непосредственно внутри залежей магнетитовых кварцитов и родственных им пород, в то время как среди вмещающих пород ультрамафиты встречаются реже. В пределах рудопроявления устанавливаются шесть обособленных залежей магнетитовых, двупироксен- и куммингтонит-магнетитовых кварцитов, гранат-ферропироксеновых пород. Вмещающие породы отве-

чают амфибол-биотитовым гнейсам и мигматитам. В соответствии с результатами наших исследований они относятся к мигматизированным пироксен-роговообманковым, гранат-пироксен-роговообманковым мафическим гранулитам и амфиболитам. В разрезах скважин наблюдаются все стадии перехода от клинопироксен-роговообманкового основного кристаллосланца к гранатовым амфиболитам и, наконец, гранат-амфиболовым (реже гранат-амфибол-биотитовым) гнейсо-мигматитам.

Ультраосновные породы, как отмечалось, приурочены к телам железистых кварцитов и вместе с ними имеют крутое падение. По керну скважин мощность ультрамафитов колеблется от первых метров до 20 м. Эти обособления представлены главным образом оливинowymi и иными пироксенитами, значительно реже устанавливаются апоперидотитовые серпентиниты. Среди пироксенитов выделяются глиноземистые флогопитсодержащие и оливиновые разновидности, перемежающиеся с амфиболитами и магнетитовыми кварцитами. Однако особое значение для понимания генезиса этого и других рудопроявлений имеет наличие высокожелезистых гранат-двупироксеновых мафических гранулитов.

Г.В.Жуков, И.Л.Андрющенко и В.П.Кривonos [31] отмечают, что ассоциирующие ультраосновные и основные породы развиты в полосе шириной 2—3 км. Она протягивается на значительное расстояние, проходит через Орловский участок и к югу прослеживается геофизическими методами в пределах Азовского моря. Такая форма локализации пород метабазит-ультрамафит-железистой серии хорошо согласуется с данными авторов и подкрепляет их представления о приуроченности отмеченной ассоциации пород и ее метаморфических производных к древнейшим линейаментам.

Орехово-Павлоградская полоса магнитных аномалий. Основные метаморфические породы в ее пределах содержат эндербитовые обособления, которые отмечались многими исследователями среди продуктов гранитизации. По этому признаку сочетание метабазитов и эндербитовых мигматитов относится к метабазит-эндербитовой серии, которая, по-видимому, имела широкое площадное распространение.

Породы основного — ультраосновного и железистого состава выделены в так называемую новопавловскую свиту (УРМСК, 1978), хотя в действительности пространственные сочетания указанных пород образуют узкие линейные участки локализации, прослеживающиеся с севера на юг. Крутое моноклиналиное залегание этих огромных линз вряд ли может вызывать сомнения. Метабазиты в составе метабазит-ультрамафит-железистой серии представлены амфиболитами, двупироксен- и гиперстен-роговообманковыми кристаллосланцами и мафическими гранулитами. Среди ультрамафитовых пород преобладают пироксениты. Оливиновые пироксениты и перидотиты встречаются, по данным авторов, значительно реже. Железистая составляющая пород этой серии входит в состав массивных и полосчатых гранатовых и ферропироксеновых элизитов, магнетитовых кварцитов. Действительные масштабы исходного распространения метабазитов восстановить невозмож-

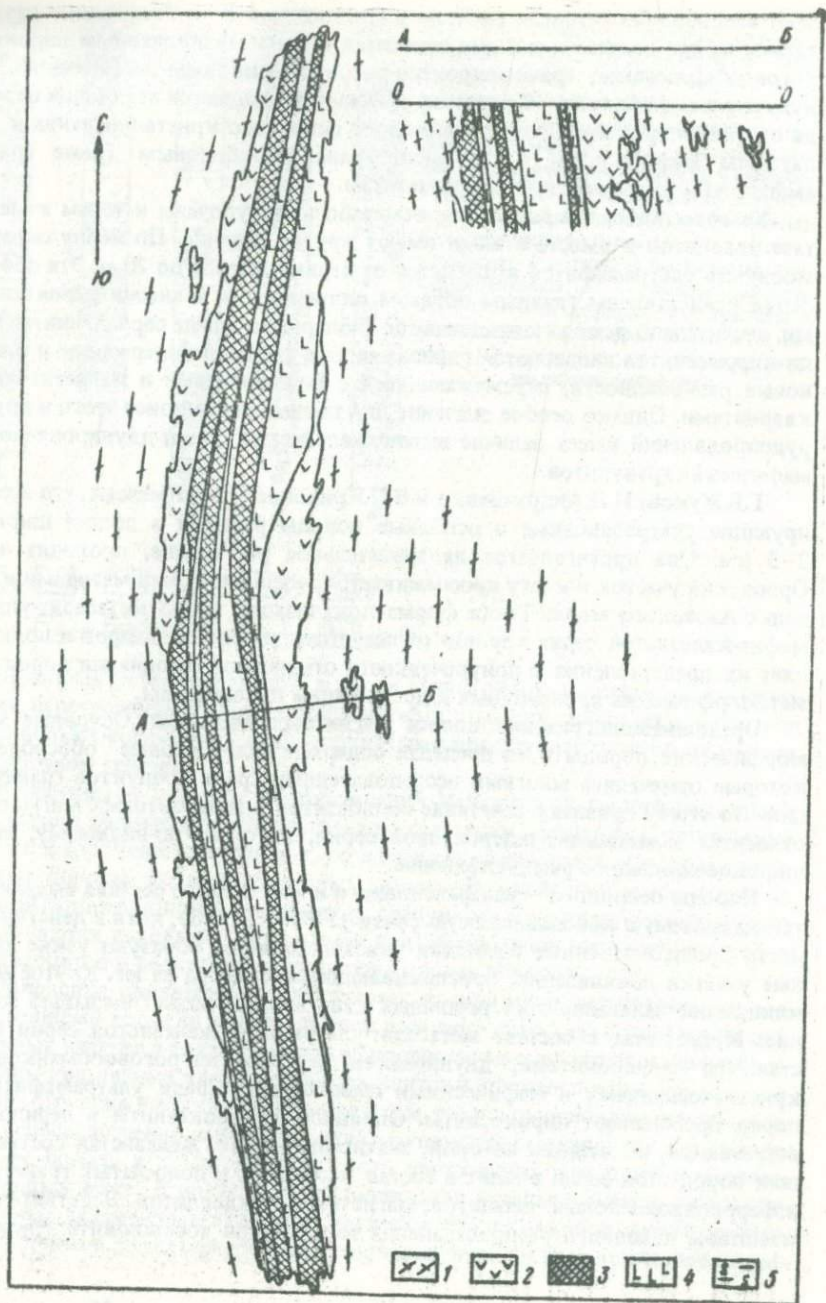


Рис. 18. Схема геологического строения Восточно-Даниловского участка (по Г.В.Жукову и А.А.Настенко):

1 — мигматиты с останцами мафитов; 2 — мафиты; 3 — пироксен-магнетитовые кварциты, эвлизитовые породы; 4 — ультрамафиты; 5 — глиноземистые гнейсы

но, однако, судя по реликтам метаморфических мафитов и широкому развитию аломафитовых пород, древнейшие продукты основного магматизма составляли главную массу упомянутых линейных участков локализации пород метабазит-ультрамафит-железистой серии. Г.В.Жуков, В.Ф.Киктенко, Е.Н.Качанов и И.И.Могилицев [31] сообщили, что по данным магнитометрических съемок вдоль восточной границы Орехово-Павлоградского линейного элемента прослеживается разлом, который не выражается в морфологии современного рельефа. Это свидетельствует скорее всего о том, что магнитоактивные массы простираются на глубину, определяя восточное падение сместителя линейного элемента, вдоль которого развивались (ныне глубоко метаморфизованные) внедрявшиеся основные—ультраосновные вулканы.

Типичным примером сильно гранитизированного останца, в котором устанавливается пространственная совокупность мафитов, ультрамафитов, сложных сочетаний магнетитовых кварцитов и эвлизитовых пород, является Восточно-Даниловский участок, изученный Г.В.Жуковым и А.А.Настенко [31]. Материалы о взаимоотношениях пород в окрестностях участков здесь и далее приводятся по результатам работ О.Д.Тимошенко и В.Ф.Киктенко [31].

Фрагмент, содержащий мафиты, ультрамафиты и железистые породы, заключен в поле мигматитов и имеет линзовидную форму (рис. 18). Окружающие мигматиты содержат многочисленные останцы и совсем мелкие теневые реликты мафитовых пород, что свидетельствует о значительных масштабах распространения метабазитов до гранитизации. Ультраосновные породы представлены серпентинитами, среди которых условно выделяются оливиновые пироксениты и перидотиты, пироксениты (менее измененные). Магнетитовые кварциты и эвлизитовые породы окаймляют ультрамафитовые обособления. Полосчатость магнетитовых кварцитов (в кернах) создает впечатление наложенной текстуры, возникшей в процессе рассланцевания гранат-ферропироксеновых и ферропироксеновых эвлизитовых пород.

В пределах Новоандреевского участка работами Л.Р.Казакова в 1975 г. были вскрыты более полно сохранившиеся останцы пород метабазит-ультрамафит-железистой серии. Тела ультрамафитов, как видно, характеризуются крутыми падениями и залегают преимущественно в амфиболитах и продуктах их изменения. Железистые породы (магнетитовые кварциты и эвлизиты) образуют обособленные линзовидные тела мощностью от 6,5 до 12 м. В южной части рудопоявления видимая мощность эвлизитовых пород сокращается до 0,8 м. Все железистые породы заключены в метабазиты и, по-видимому, контролируются их составом.

Основные метаморфогенные породы в Орехово-Павлоградской полосе

видной структуре по профилям глубинного картирования и геологической съемки принимают участие в двух пространственных совокупностях. Одни мафиты ассоциируют с пироксен- и амфибол-магнетитовыми кварцитами, эвлизитами и ультрамафитами. Данные сочетания пород характеризуются своеобразной формой локализации — резко вытянутыми полосами, прослеживающимися на большом расстоянии. На современных геологических картах отображается цепочкообразное расположение участков современного развития названных пород. Между тем, учитывая материалы геологических съемок крупного масштаба, можно утверждать, что полоса локализации мафит-ультрамафит-железистых пород была (до образования мигматитов) почти непрерывной. Ее реликты прослеживаются почти повсеместно. Характерна большая протяженность тел ультраосновного состава (0,8–2,5 км) при мощности несколько десятков метров. Однако даже в этих случаях ультрамафитовые тела имеют неоднородное строение. Наблюдаются породы промежуточного между мафитом и ультрамафитом состава (тремолитовые и роговообманковые оливинсодержащие амфиболиты), "прослойки" тремолитов, бесплагноклазовых амфиболитов и т.д. Ультрамафиты строго приурочены к проявлениям эвлизитов и магнетитовых кварцитов. Вместе с железорудными обособлениями они заключены в глубоко измененной массе пород основного состава.

В южной части Орехово-Павлоградской полосы метаморфические мафиты встречаются в ассоциации с лейкократовыми гиперстен-плагноклазовыми гранулитами, которые по петрографическим характеристикам и составу близки к энтербитовым гнейсам Побужья. Среди метабазитов данной серии различаются двупироксен-роговообманковые мафические гранулиты и кристаллосланцы, клинопироксен-роговообманковые и гранат-двупироксеновые амфиболиты.

Основные парагенезисы в породах формации

Породы формации характеризуются разнообразными минеральными парагенезисами, что до сих пор не имеет согласованного объяснения и интерпретируется, как показано, по-разному. Приведенные результаты исследований, как нам представляется, могут помочь сгладить некоторые разногласия.

Среди пространственных ассоциаций этих пород выбраны фрагменты, которые наиболее полно представляют структурно-вещественную эволюцию формации или имеют принципиальное петрогенетическое значение. Данные наших исследований приводятся в виде колонок по скважинам или разрезам обнажений (карьеров). Они построены без предварительной корреляции с какой-либо геологической моделью, однако упрощены, что связано с ограничениями масштаба. Даже несмотря на это, участки чередования многих минеральных парагенезисов могут представиться на первый взгляд беспорядочными, что обусловлено необычайно широкими вариациями состава исходных пород. Забегая вперед, отметим, что изученные минеральные парагенезисы подчиняются вполне отчетливым закономерностям. Одни из них проявлены

в изофациальных условиях между породами контрастного состава (например, переходные парагенезисы в рядах мафит — ультрамафит, мафит — кальцифир, ультрамафит — кальцифир, ультрамафит — анортозитовый эндербит и т.д.), другие отражают последовательное изменение физико-химических условий минералообразования (например, в серии пород ферромафитовый гранулит → эвлизит + эндербит → пироксен-магнетитовый кварцит).

Парагенезисы мафит-ультрамафитовых пород. Ультрамафиты в суперкрупных комплексах раннего докембрия всегда образуют скопления очень небольших тел, заключенных в огромной массе переработанных базитов. Обособления ультраосновного состава представляют собой, вероятно, первичные неоднородности, которые впоследствии обуславливают возникновение широких парагенетических серий промежуточного состава. Представления о генезисе пород, распространенных в зонах перехода от мафитов к ультрамафитам, во многих случаях используются для формационной классификации продуктов магматизма в суперкрупном основании древних щитов. Популярная гипотеза о наличии в высокометаморфизованном раннем докембрии аналогов коматитов и родственных им пород, как известно, появилась в процессе прямого петрохимического сопоставления на уровне "ультраосновной вулканит — метаморфическая порода" [49, 77, 92, 169, 187].

Породы вмещающего комплекса мафитовых гранулитов в основании древних щитов, если отвлечься от их "модельной" петрогенетической характеристики, представлены гиперстен- и двупироксен-роговообманковыми амфиболитами. Текстура их массивная, скрытополосчатая или отчетливо сланцеватая. В них встречаются мономинеральные роговообманковые полосы, а также тончайшие, маломощные и значительные обособления эндербитовых гранулитов анортозитового и диоритового состава. В последних иногда распространены реликты некогда крупных кристаллов плагиоклаза и останцы призальбандовых феррогиперстеновых кайм. Плагичарноктоидные обособления развиты незначительно. Все основные закономерности изменения минерального состава пироксен-роговообманковых гранулитов точно соответствуют доэндербитовому периоду развития метабазитов мафит-эндербитовой формации.

Между ассоциирующими мафитами и ультрамафитами развиты переходные зоны, в пределах которых наблюдаются постепенные изменения химического и минерального состава, направленные в сторону гипербазита. Масштабы этого процесса обычно зависят от мощности и состава ультрамафитового обособления. Возрастание химических различий между ним и вмещающим мафитом способствует образованию все более широких зон реакционного перехода.

Наиболее полно зональность проявляется в ультрамафитах дунитового состава (рис. 19). Вмещающие породы представлены двупироксен- и гиперстен-роговообманковыми мафитовыми гранулитами и кристаллосланца-

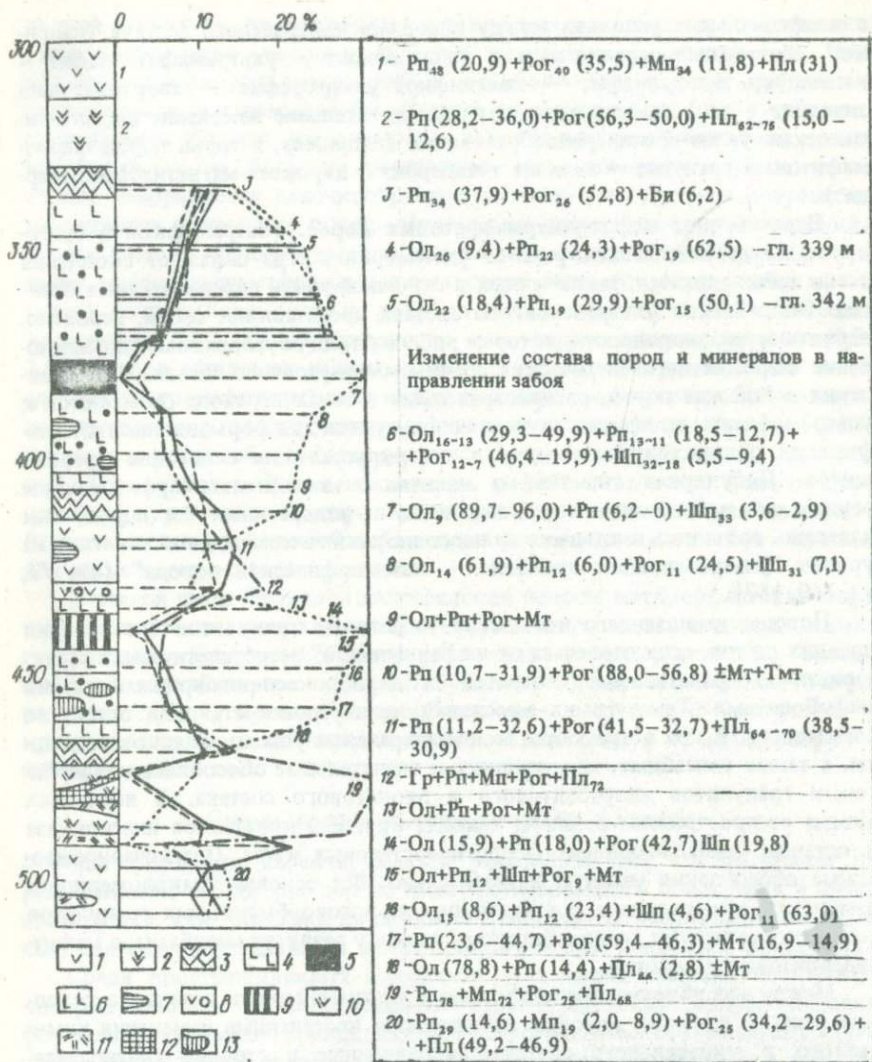


Рис. 19. Соотношение минеральных парагенезисов и химического состава мафитовых, ультрамафитовых и промежуточных пород суперкrustального основания:

1 — двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты; 2 — то же, с низким содержанием плагиоклаза; 3 — бесплагиоклазовые пироксеновые амфиболиты; 4 — шпинель-оливиновые амфиболиты; 5 — дуниты; 6 — оливиновые амфиболиты; 7 — включения пироксенитов; 8 — гранат-двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты; 9 — высокоглиноземистые апопиритидитовые ультрамафитовые амфиболиты; 10 — двупироксен-роговообманковые ферромафитовые гранулиты; 11 — анортзитоподобные мигматиты; 12 — эвлизиты; 13 — магнетитсодержащие амфиболиты; 14 — магнетитсодержащие амфиболиты с оливином

ми. Они характеризуются стабильным индексом фемичности (61–69 %), хотя соотношения темновесных минералов могут изменяться в значительных пределах. Структуры мафитовых гранулитов довольно однообразны: гранобластовая, гетерогранобластовая, нематогранобластовая, текстура параллельно-линейная до массивной.

Орто- и (или) клинопироксены в ультрамафитах наблюдаются в виде овальных, изометричных и червеобразных выделений. В редких случаях устанавливаются незначительные реликты более раннего орто- или клинопироксена, содержащего продукты распада (пластинки салита или гиперстена соответственно). Гиперстен в мафитах нередко замещается куммингтонитом. Клинопироксены не имеют следов вторичных изменений.

Плагиоклазы этих пород характеризуются переменным составом и зональным строением. В ядрах зональных зерен плагиоклазы отвечают №68–75, во внешних частях оторочек содержание анортитового компонента понижается до № 52–64. Наиболее деанортитизированные участки плагиоклаза приурочены к зонам вторичных альбитовых двойников скольжения. Амфиболы представлены гастингситоподобными роговыми обманками, плеохрозирующими (по *Ng*) от коричневого до буровато-зеленого цвета.

По мере приближения к ультраосновным породам содержание плагиоклаза в мафитовых гранулитах постепенно убывает (рис. 20). Роговые обманки приобретают полигональные очертания, сланцеватая текстура в таких породах встречается довольно редко. Возрастание количества роговой обманки сопровождается последовательным снижением концентрации анортитового компонента в плагиоклазе. Рост фемичности породы осуществляется за счет кристаллизации роговой обманки (содержание ее увеличивается интенсивнее, чем других минералов), орто- и клинопироксена, магнетита или титаномagnetита. В целом для каждой из изученных зон перехода от парагенезиса $Rp \pm Mp + Roq + Pl$ к парагенезису $Rp \pm Mp + Roq$ устанавливается сопряженное возрастание концентраций роговой обманки и пироксенов (см. рис. 26), что свидетельствует об эффективном проявлении механизма мозаичных равновесий [44], а также о стабильном росте амфибола и ассоциирующих с ним пироксенов (см. рис. 25). Данный процесс завершается с возникновением бесплаггиоклазового пироксенового амфиболита (иногда его называют горнблендитом [84, 86]). По данным двупироксеновой геотермометрии (освещенных далее) оказывается, что переход $Rp \pm Mp + Roq + Pl \rightarrow Rp \pm Mp + Roq$ осуществляется в изотермно-изобарических условиях. Образование парагенезиса $Rp + Roq \pm Mt$, по-видимому, также протекало при постоянных температуре и давлении.

Постепенное исчезновение плаггиоклаза в мафитовых гранулитах может наблюдаться в различных масштабах (протяженностью от нескольких десятков сантиметров до десятков метров), которые не оказывают влияния на основные закономерности изменения химического и минерального состава взаимодействующих пород.

Бесплаггиоклазовые мафиты сменяются оливин-ортопироксеновыми

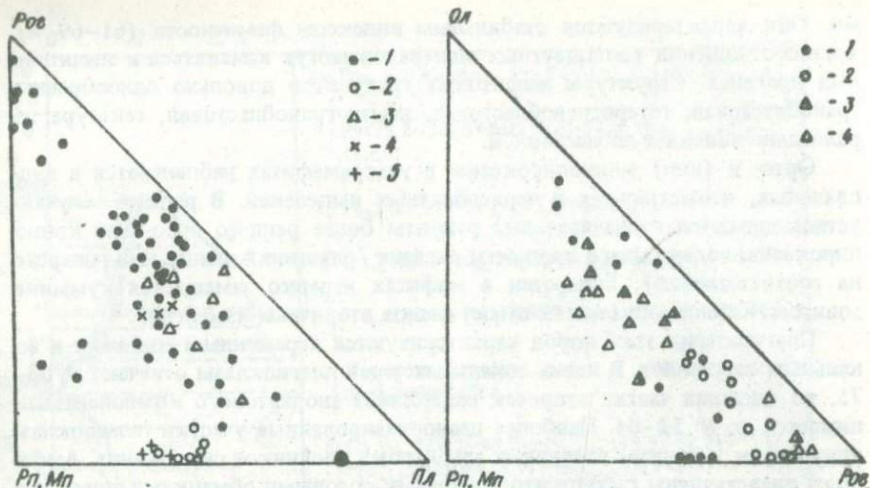


Рис. 20. Изменение минерального состава мафитовых гранулитов в зонах перехода к гипербазитам:

1 — ряд мафитовый гранулит — дунит; 2 — неизменные пироксен-плаггиоклазовые мафитовые гранулиты; 3 — ряд мафитовый гранулит — оливиновый пироксенит; 4 — нормативный состав толеитовых базальтов, пересчитанный на парагенезис $Rp + Mp + + Prg + Pl$; 5 — нормативный состав двупироксен-плаггиоклазовых мафитовых гранулитов

Рис. 21. Изменение минерального состава ультрамафитовых оливинсодержащих амфиболитов:

1 — ряд бесплаггиоклазовый пироксеновый амфиболит — дунит, Побужье; 2 — ряд мафитовый гранулит — оливиновый пироксенит, Приазовье; 3 — ряд мафитовый гранулит — перидотит, Побужье; 4 — то же, Приазовье

амфиболитами (см. рис. 25). Они сложены игольчатыми и (или) шестоватыми агрегатами светлоокрашенной чермакитовой роговой обманки, в интерстициях которой развиты мелкие зерна сильно серпентинизированного оливина. Роговые обманки плеохроируют (по Ng) в оливково-зеленых тонах. Иногда замещаются почти бесцветным тремолитом, который содержит тончайшие выделения зеленой железисто-магнезиальной шпинели. По данным исследований на электронном микроанализаторе железистость роговых обманок и сосуществующих с ними гиперстена и оливина уменьшается (рис. 21). В том же направлении постепенно возрастает магнезиальность оливиновых или ультрамафитовых амфиболитов. Также закономерно снижаются концентрации CaO , Al_2O_3 и FeO . Содержание роговой обманки с ростом ее магнезиальности все более сокращается (рис. 22). Довольно значительно увеличивается количество оливина, в то время как концентрация бронзита нередко остается на постоянном уровне или понижается. Все перечисленные превращения химического и минерального состава протекают на фоне снижающейся кремнекислотности пород (см. рис. 22).

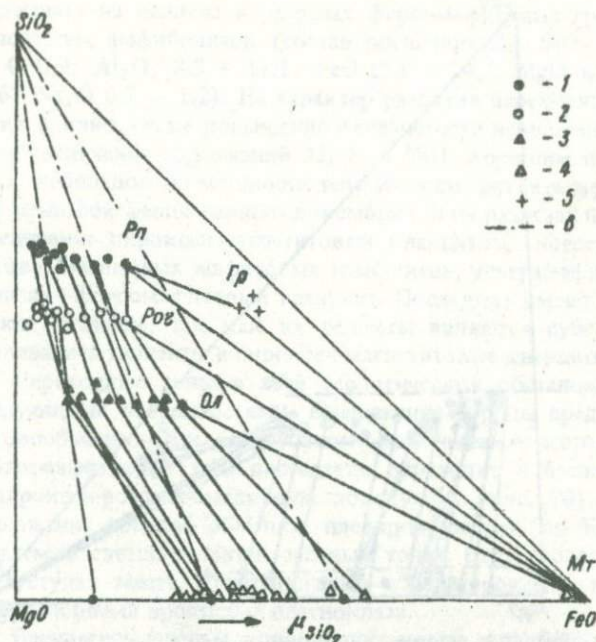


Рис. 22. Состав минералов оливиновых амфиболитов в системе $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ (по результатам микрозондового и химического анализов):

1 — ортопироксен; 2 — роговая обманка; 3 — оливин; 4 — железисто-магнезиальная шпинель; 5 — гранат пироп-альмандиновый; 6 — эквипотенциальные линии SiO_2

Оливин-ортопироксеновые амфиболиты по направлению к дунитовому телу уступают место шпинель-оливин-ортопироксеновым амфиболитам (см. рис. 19). В зоне шпинель-оливин-ортопироксеновых амфиболитов закономерно изменяется состав минералов. По мере приближения к дунитам уменьшается железистость сосуществующих оливина, ортопироксена и роговой обманки (см. рис. 28). Последовательное изменение окраски шпинелей сопровождается понижением их железистости и постепенным повышением содержания хрома (Cr_2O_3 0,7 — 6,8 %).

В разрезе, представленном на рис. 23, развито небольшое тело серпентинизированного перидотита, состав которого меньше отклоняется от состава вмещающих мафитов, чем состав дунитов. Протяженность переходной зоны сокращается, однако все основные закономерности в изменении состава пород и минералов сохраняются (см. рис. 20, 21, 23). Отмечается нарушение симметрии в зональности со стороны висячего бока тела гипербазитов, что вызвано наличием в сопредельной части разреза гранат-двопироксен-рогово-

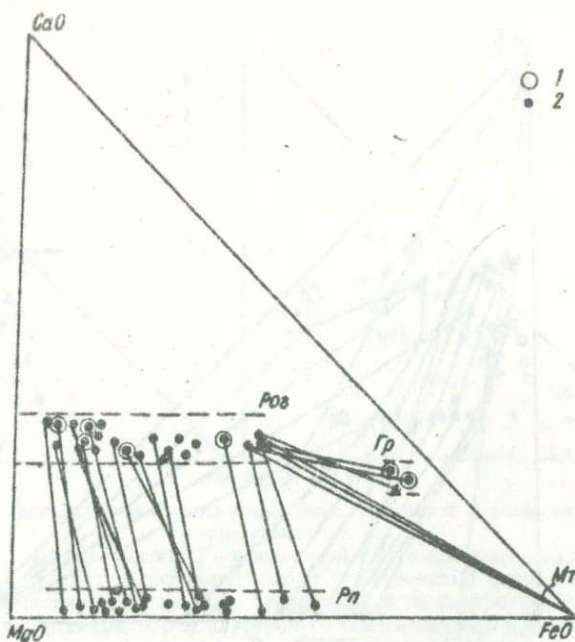


Рис. 23. Состав минералов гиперстен-роговообманковых мафитовых и ультрамафитовых амфиболитов в системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$:

- 1 — роговые обманки по результатам химического анализа;
 2 — роговые обманки, пироксены, гранаты по определениям на электронном микроанализаторе; Pos — поле составов кальциевых роговых обманок; Pn — тоже, для ортопироксенов;
 Gr — то же, для граната пироп-альмандинового ряда

обманковых мафитовых гранулитов повышенной железистости. Если сопоставить фрагменты разрезов, в которых чередуются ультрамафиты перидотитового состава и пироксен-роговообманковые ферромафитовые гранулиты, то легко заметить, что зональность в переходной зоне проявлена значительно слабее. Зона развития парагенезиса Шп + Ол + Рп + Рог, как правило, вырождается или отсутствует. Это объясняется изменением коэффициентов кремнекислотности высокожелезистых и магниальных пироксенов, роговых обманок и гранатов [59]. Величины K_{Si} железистых членов изоморфных рядов перечисленных минералов значительно ниже таковых магниальных членов. Поскольку высокожелезистые парагенезисы (например, $\text{Рп}_{\text{Fe}} + \text{Мп}_{\text{Fe}} + \text{Рог}_{\text{Fe}} + \text{Пл}$) характеризуются высокой стабильностью в условиях вполне подвижного поведения кремнезема, содержащие их породы значительно ослабляют эффект перераспределения и служат своеобразным барьером на пути диффузии, выравнивающей концентрации SiO_2 .

Исчезновение парагенезисов Шп + Ол + Рп + Рог в переходных зонах

указывает на наличие в разрезах ферромафитовых гранулитов и высокожелезистых амфиболитов (состав последних, %: SiO_2 44,5 — 46,2; TiO_2 0,4 — 0,9; Al_2O_3 8,3 — 11,1; FeO 19,9 — 24,7; MgO 6,5 — 3,9; CaO 10,4 — 12,6; Na_2O 0,7 — 1,2). На характер развития переходных парагенетических серий влияют также повышение железистости перидотитов и сопряженное с этим увеличение содержаний Al_2O_3 и CaO . Хорошим примером могут служить небольшие по мощности тела ультрамафитов в железорудных толщах гранулитовой фации раннего докембрия. В их разрезах наблюдается сложное чередование пироксен-магнетитовых кварцитов, гиперстен- и дупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов, ультрамафитов и пород группы эвлизит-ферромафитовый гранулит. Последние имеют особое петрогенетическое значение, так как их реликты являются субстратом, на котором развивались эвлизиты и пироксен-магнетитовые кварциты (фото 7).

Переходные зоны в этой геологической обстановке характеризуются следующими особенностями. Вмещающие породы представлены гиперстен-роговообманковыми мафитовыми гранулитами, которые в направлении ультрамафитового тела постепенно переходят в бесплагноклазовую клинопироксен-роговообманковую породу (см. рис. 20). Вначале возрастает содержание роговой обманки, плеохроирующей (по Ng) в темно-зеленых, а затем в светло-оливково-зеленых тонах. Этот процесс приостанавливается, уступая место кристаллизации клинопироксена, насыщенного ихтиоглиптовидными вросками плагноклаза.

Бесплагноклазовые клинопироксеновые амфиболиты сменяются (вниз по разрезу) оливин-ортопироксеновыми. Содержание роговой обманки в них заметно убывает (см. рис. 20). С уменьшением ее оптических констант (например, Ng уменьшается от 1,684 до 1,669) понижается железистость $X_{\text{Fe}}^{\text{Por}}$ (от 0,45 до 0,24). Роговая обманка образует полигональные зерна, почти бесцветные, слегка буроватые или оливково-зеленые (по Ng), ортопироксен — изометричные или короткотаблитчатые выделения, между которыми отмечаются мелкие округлые кристаллики серпентинизированного оливина. Иногда встречаются мельчайшие червеобразные выделения железо-магнезиальной шпинели. Установлено, что участки зерен ортопироксена, обогащенные Al_2O_3 (3,8—4,9 %), не содержат микровключений шпинели, в то время как малоглиноземистые части кристаллов этого пироксена насыщены ее выделениями. Видимо, наблюдаемое явление отражает распад твердых растворов алюмобронзита (или алюмоэнстатита). Точно такие же новообразования возникают при тремолитизации чермакитоподобных роговых обманок. Самостоятельного распространения в равновесии с алюмобронзитом и роговой обманкой шпинель не имеет.

Серпентинизированные перидотиты характеризуются значительными вариациями состава (Ol_{9-16} 39—68 %; Rp_{10-19} 19—48; Mn 0—23; Pl 0—6; Шп 0—10 %). Они образуют маломощные ядра, отороченные переходными зонами. Разрастание последних в направлении гипербазитов может протекать с различной полнотой замещения исходной породы. Выделяется несколько

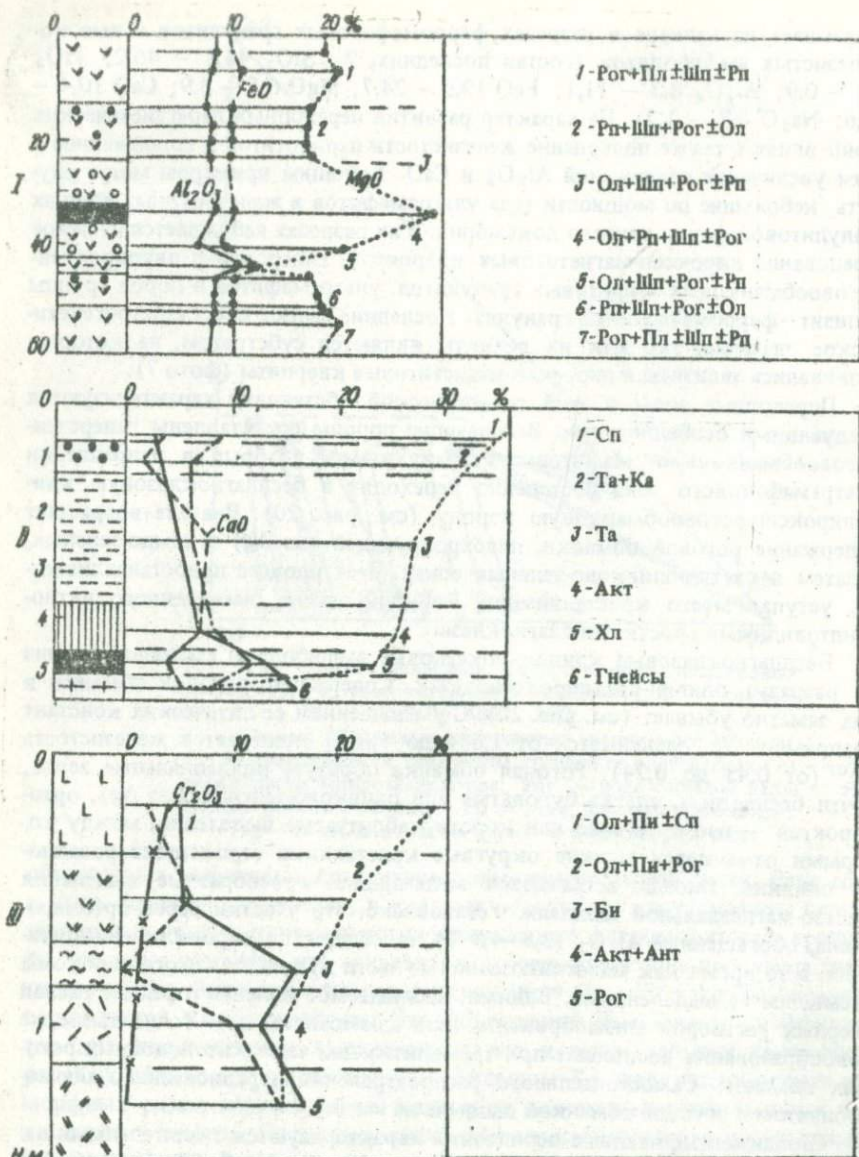


Рис. 24. Зональные ореолы продуктов метаморфизма вокруг нижнедокембрийских габбро-диоритов:

I — зональное расположение ультрамафитовых амфиболитов вокруг реликтового шпинеливого перидотита в поясе Томпсон, Канадский щит (построено по данным работы [169]); II — реликтовая зональность продуктов высокотемпературного мета-

стадий замещения, образующих непрерывный ряд: 1) гипербазит полностью поглощается в ходе развития шпинель-оливин-ортопироксен-роговообманковой зоны; парагенезис $\text{Шп} + \text{Ол} + \text{Рп} + \text{Рог}$ представляет собой ядро зонального образования, далее следуют парагенезисы $\text{Ол} + \text{Рп} + \text{Рог} \rightarrow \text{Рп} + \text{Рог} \rightarrow \text{Рп} + \text{Рог} + \text{Пл}$; 2) парагенезис $\text{Шп} + \text{Ол} + \text{Рп} + \text{Рог}$ сменяется парагенезисом $\text{Ол} + \text{Рп} + \text{Рог}$ или $\text{Ол} + \text{Рп} + \text{Фл} + \text{Рог} \rightarrow \text{Рп} + \text{Рог} \rightarrow \text{Рп} + \text{Рог} + \text{Пл}$; 3) парагенезис $\text{Ол} + \text{Рп} + \text{Рог}$ исчезает в процессе развития бесплагиоклазовых пироксеновых амфиболитов, которые переходят в мафитовые гранулиты; 4) конечными продуктами последовательной переработки гипербазитов дунит-перидотитовой серии оказываются маложелезистые амфиболиты ($\text{Рог}, \text{Рп} + \text{Рог}, \text{Эн} + \text{Ди} + \text{Рог}$ и т.д.).

Описанные особенности строения нижнедокембрийских ультрамафитов, метаморфизованных в условиях гранулитовой и более низких фаций, широко распространены в природе. Считалось, что охарактеризованные вариации состава ультрамафитов отражают химические черты древнейшего магматизма. В последние годы все чаще стали появляться сообщения о результатах детальных исследований, указывающих на зональное строение ультрамафитовых тел в суперкрупных основаниях Гренландии, Канады, Австралии, а также платформ на территории СССР — Сибирской (Прибайкалье, Алданский щит), Восточно-Европейской (Русская плита) и др. В пределах Канадского щита ультрамафиты и мафиты никеленосного пояса Томпсон изучены значительно полнее других комплексов метаультраосновных пород [103, 158, 169, 177]. В.Передери [169] приводит исчерпывающие данные об особенностях изменения химизма высокометаморфизованных мафитов и ультрамафитов пояса Томпсон (провинция Пикунтоной). Несмотря на противоречия между опубликованными данными и выводами [169], можно утверждать, что исходные материалы однозначно свидетельствуют о зональном строении ультрамафитов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации [177]. В некоторых типовых разрезах, где автор работы [169] пытался выявить резко асимметричное строение тел ультраосновных пород как доказательство наличия контаминированных метакоматиитов, наблюдается отчетливая симметричная зональность (рис. 24, I). Она прослеживается по изменению химического состава пород и последовательной смене минеральных парагенезисов.

Сложный тип зональности в строении ультрамафитов описал М.Шарп [177a] для района Ферингехавн в Южной Гренландии (рис. 24, II). Линзы ультрамафитов, заключенные в мигматитах (типа так называемых гнейсов Нук), имеют зональное строение. Оно выражается развитием (в сторону серпентинизированных перидотитов) хлоритовой, актинолитовой, тальковой и серпентиновой зон, стабильных в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

морфизма перидотитов, замаскированная процессами низкотемпературной гидратации, район Ферингехавн (Южная Гренландия) (по данным работы [177a]; III — зона реакционно-метаморфического перехода от перидотитов к мафитам и гнейсам, район Фредериксхоб (Западная Гренландия) (по данным работы [159])

В пределах глубоко переработанного тела ультраосновных пород широко распространены талько-карбонатные метасоматические образования, которые сильно маскируют следы более ранних метаморфических процессов. В хлоритовой зоне в значительных количествах встречаются реликты ильменита, рутила, сфена и роговой обманки. В направлении серпентиновой зоны частота встречаемости титансодержащих минералов уменьшается. Однако увеличивается количество останцов роговой обманки (отличной от амфиболов в зоне актинолита) в пространственной ассоциации с серпентином. В серпентинитах устанавливаются зерна хромита. Содержание TiO_2 закономерно увеличивается по мере приближения к гнейсам, а концентрация никеля соответственно убывает. Все это позволяет предположить, что процессы сравнительно низкотемпературной метаморфической гидратации накладывались на зональность, обусловленную распределением минералов в амфиболитах (бесплагиоклазовых оливиновых и др.).

Зональное строение ультрамафитовых тел в Западной и Юго-Западной Гренландии отмечалось некоторыми исследователями при проведении геологического картирования, однако данные изучения вещественного состава зональных образований отсутствуют [5]. Зональность ультрамафитов более детально освещалась в работе [159] на примере района Фредериксхоб (Западная Гренландия) (рис. 24, III). В пределах переходной полосы З.Мизар [159] описывает продукты высокотемпературной (Ол + Пи + Рог) и низкотемпературной гидратации (Акт + Ант), которые объединяются в единый цикл формирования зональности. Между тем тип амфибола (актинолит, тремолит и т.д.) в работе [159] определялся оптическими методами. Приведенные оптические константы нельзя признать вполне показательными, так как результаты химических анализов почти мономинеральных пород, содержащих 88–96 % амфибола, свидетельствуют о широком распространении глиноземистых роговых обманок. Одна из разновидностей ультрамафитовых амфиболитов состоит из амфибола (96 %), по химическому составу соответствующего чермакитовой роговой обманке (%): SiO_2 46,28; TiO_2 0,42; Al_2O_3 10,24; Fe_2O_3 3,99; FeO 9,06; MnO 2,00; MgO 16,10; CaO 10,04; Na_2O 0,98. Наличие антофиллита в ассоциации с роговой обманкой объясняется гидратацией энстатита: $Ант = 7Эн + Кв + H_2O$.

Приведенные примеры показывают, что региональный метаморфизм кумулятов дунитового и перидотитового состава определяется не только изменением *РТ*-параметров, но и дифференциальной подвижностью некоторых элементов. Возникновение химических градиентов на границе гипербазитов и вмещающих пород базитового состава приводит к разрастанию последовательно чередующихся зон, каждая из которых сложена метаморфическими минералами. Преобразование гипербазитов, по-видимому, начинается в геохимической обстановке двупироксен-роговообманковой субфации. Высокотемпературная зональность ультрамафитовых обособлений в значительной мере определяет характер развития низкотемпературных продуктов гидратации — антофиллитовых и тальковых пород. Процессы

высокотемпературного метасоматоза оказывают закономерное влияние на распределение флогопита и продуктов его экзогенного преобразования — вермикулитовых месторождений [107]. Отметим, что основные геохимические параметры зональности в ультрамафитах древних щитов хорошо сопоставляются друг с другом. Это создает важные исходные предпосылки для интерпретации первичной природы древнейших гипербазитов и более глубокого понимания геохимических явлений, сопровождавших региональный метаморфизм раннего докембрия.

Парагенезисы ферромафит-мафитовых гранулитов и железистых пород. Ассоциация указанных пород характерна для всех проявлений пироксен-магнетитовых кварцитов гранулитовой фации. Если в разрезах некоторых из них преобладают гнейсы, то почти всегда можно ожидать, что последние представляют собой продукты глубокого изменения мафитов или микроклинизированные эндербитовые гранулиты. Опыт петрографического изучения пород мафит-ультрамафит-железистой формации показывает, что реликты мафитового субстрата встречаются даже в участках наиболее интенсивной мигматизации (например, Володарское месторождение, Украинский щит). Следует заметить, что обособления ультраосновного состава обычно не описываются в керне скважин. Характеристика естественных ассоциаций пород раннего докембрия в этих случаях оказывается очень искаженной.

В разрезах железорудных месторождений гранулитового комплекса наблюдаются очень сложные взаимоотношения пород (рис. 25). Однако при детальном изучении в них можно выделить участки, где развиты повторяющиеся сочетания минеральных парагенезисов. К числу наиболее типичных относится чередование пироксен-магнетитовых кварцитов и эвлизитов. К последним мы относим серию пород, состоящих из эвлита и некоторых других железистых силикатов — оливина, клинопироксена, граната, которые могут находиться в различных сочетаниях: $Rp + Ol$, $Rp + Mp + Ol$, $Gr + Rp$, $Gr + Rp + Mp \pm Ol$, $Mp + Ol$. Эта серия включает также мономинеральные феррогиперстеновые породы, широко развитые во многих железорудных месторождениях раннего докембрия. Однако феррогиперстениты ранее не рассматривались как самостоятельный тип пород и объединялись с магнетитовыми кварцитами.

Взаимоотношения эвлизитов и пироксен-магнетитовых кварцитов удобно показать на таких примерах, где наблюдаются частое чередование этих пород и широкие вариации их структурно-текстурных признаков (см. рис. 25, 26). Пироксен-магнетитовые кварциты ($Gr + Rp + Mt \pm Kv$, $Rp + Mp + Mt + Kv$, $Mp + Mt + Kv$, $Gr + Mp + Mt \pm Kv$) обычно тонко- и мелкозернистые, имеют гранобластовую, гетерогранобластовую, пойкилобластовую и нематобластовую микроструктуры. Текстуры изменяются от тонко- и грубополосчатых до неяснополосчатых и массивных. Реже встречаются средне- и крупнозернистые бескварцевые магнетитсодержащие пироксеновые породы, магнетит в них развивается между зернами орто- и (или) клинопироксена. Массивные магнетитовые кварциты всегда содержат аномально высокие количества кварца.

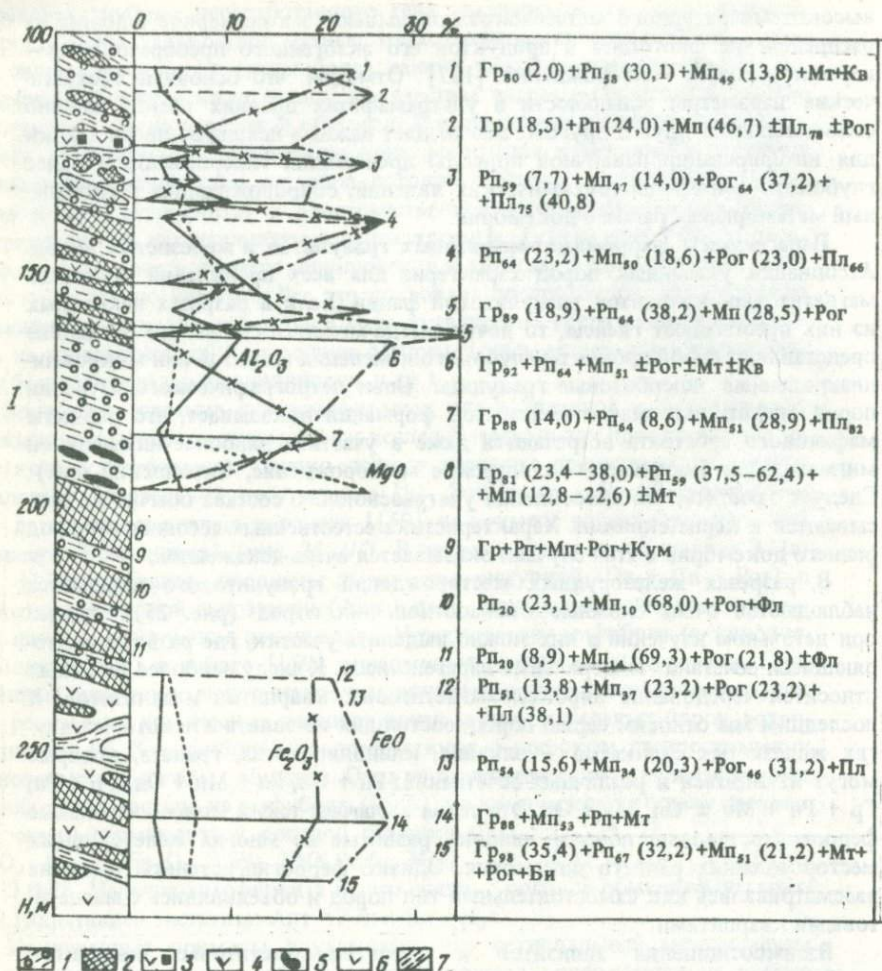


Рис. 25. Соотношение минеральных парагенезисов и химического состава мафит-ферромафитовых и ультрамафитовых пород, эвлизитов и пироксен-магнетитовых кварцитов (Побужье, Савранский участок, скв. 18500):

1 — гранат-двупироксеновые мафитовые гранулиты; 2 — гранат-пироксеновые эвлизиты; 3 — магнетитовые двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты; 4 — пироксен-роговообманковые ферромафитовые гранулиты; 5 — амфиболизированные пироксениты; 6 — двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты; 7 — средние и тонкополосчатые пироксен-магнетитовые кварциты

Масштабы чередования пироксен-магнетитовых кварцитов и эвлизитов могут изменяться от нескольких десятков сантиметров до десятков метров. Известны крупные зоны развития феррогиперстеновых пород ($\text{РпFe} \pm \text{Кв}$,

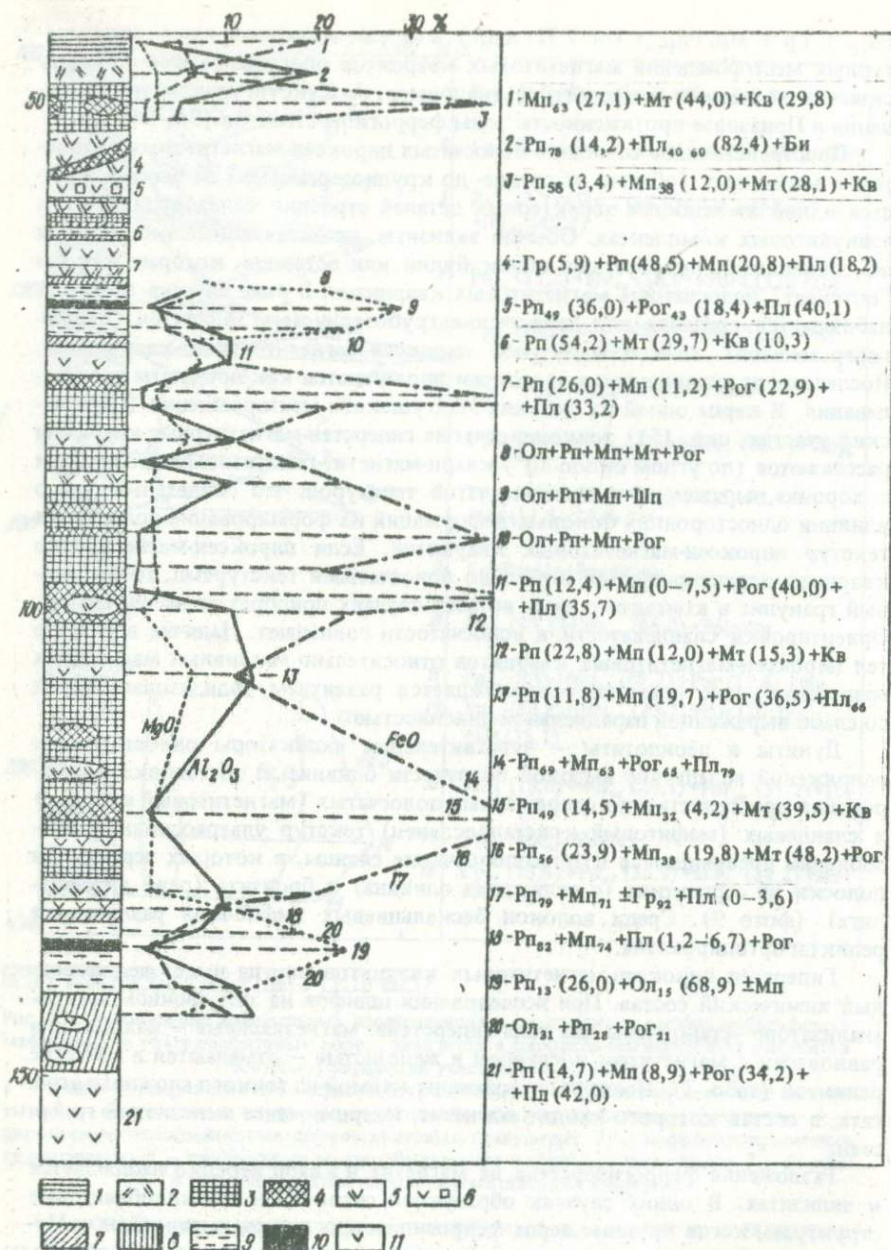
$\text{Pp}_{\text{Fe}} \pm \text{Gr} \pm \text{Mn}$, $\text{Pp}_{\text{Fe}} \pm \text{Pog} \pm \text{Pl}$ и др.), которые в пределах высокотемпературных месторождений магнетитовых кварцитов прослеживаются по керну скважин на первые сотни метров (например, на Кукунгурском месторождении в Приазовье протяженность зоны феррогиперстенинов 136–149 м).

Пространственное сочетание полосчатых пироксен-магнетитовых кварцитов и массивных (обычно от средне- до крупнозернистых) эвлизитов является одной из наиболее характерных деталей строения железорудных тел в гранулитовых комплексах. Обычно эвлизиты, представленные небольшими обособлениями, приобретают облик будин или останцов, которые как бы "обтекают" полосчатость магнетитовых кварцитов. В ряде случаев (фото 8) наблюдается срезание или пересечение грубозернистых эвлизитов (феррогиперстенинов) тонкополосчатыми пироксен-магнетитовыми кварцитами. Последние по отношению к эвлизитам проявляются как продукты расслаивания. В керне одной из скважин Мангушского месторождения (Сергеевский участок, скв. 151) тонкополосчатые гиперстен-магнетитовые кварциты рассекаются (по углом около 30°) кварц-магнетит-гематитовым прожилком с хорошо выраженной тонкополосчатой текстурой, что свидетельствует о влиянии односторонних боковых деформаций на формирование полосчатых текстур пироксен-магнетитовых кварцитов. Если пироксен-магнетитовые кварциты характеризуются отчетливо полосчатыми текстурами, то мафитовый гранулит в контакте с ними во всех случаях приобретает облик сланца. Ориентировки сланцеватости и полосчатости совпадают. Наличие в разрезе тел пироксен-магнетитовых кварцитов относительно массивных мафитовых гранулитов, как правило, сопровождается развитием эвлизитовых пород со слабо выраженной параллельной линейностью.

Дуниты и перидотиты — чувствительные индикаторы односторонних напряжений вследствие высокой ползучести оливина. В обстановке формирования пространственно сопряженных полосчатых (магнетитовый кварцит) и сланцевых (мафитовый кристаллосланец) текстур ультраосновные обособления превращаются в тонкополосчатые сланцы, в которых чередуются полосы из серпентина (с реликтами оливина) и бронзита (реже антофилита) (фото 9). Среди волокон бескальциевых амфиболов различаются реликты ортопироксена.

Гиперстен пироксен-магнетитовых кварцитов иногда имеет неоднородный химический состав. При исследовании шлифов на электронном микроанализаторе установлены два типа гиперстена: магнезиальные — находятся в равновесии с магнетитом и кварцем и железистые — отмечаются в качестве реликтов (табл. 1). Последние окружены каймой из тонкого сложного агрегата, в состав которого входят магнетит, кварц и менее железистый гиперстен.

Разложение феррогиперстена на магнетит и кварц нередко наблюдается в эвлизитах. В одних случаях образуются ситовидные пойкилобластовые структуры, когда крупные зерна феррогиперстена содержат округлые сростки магнетита и кварца, в других — феррогиперстен разлагается с периферии,



где возникают правильные диабластические агрегаты из магнетита, кварца и гиперстена или беспорядочные срастания этих минералов. Изредка таблитчатые кристаллы феррогиперстена пересекаются тонкими субпараллельными кварц-магнетитовыми полосками под произвольным углом к кристаллографической ориентировке.

Механизм распада феррогиперстена из эвлизитов приобретает глубокий смысл, если сопоставить химический состав пироксен-магнетитовых кварцитов и заключенных в них эвлизитов (см. рис. 25, 26). Общее содержание железа и магния сохраняется на постоянном уровне. Существенно изменяется количественное соотношение Fe^{3+}/Fe^{2+} : в эвлизитах оно незначительное, а в пироксен-магнетитовых кварцитах — высокое, точно отвечает составу магнетита. Степень окисленности пироксен-магнетитовых кварцитов может существенно изменяться за счет появления более позднего маггемита. Поскольку остальные компоненты пород, такие, как Al_2O_3 или CaO , изменяются в небольших, хорошо сопоставимых пределах с учетом колеблющихся содержаний SiO_2 , можно утверждать, что тесная пространственная ассоциация пироксен-магнетитовых кварцитов и эвлизитов обуславливается не колебаниями дометаморфического состава нижнедокембрийских пород, а глубоким окислением высокожелезистых эвлизитов и родственных им образований. Другим важным фактором в формировании высокотемпературных пироксен-магнетитовых кварцитов могут служить односторонние боковые напряжения, которые способствуют облегченной циркуляции флюида.

На генезис железных руд в гранулитовой фации раннего докембрия указывают пространственные ассоциации эвлизитов и различных ферромафитовых гранулитов. Последние уже освещались при описании мафит-эндербитовой формации, где представляли естественные составные части разреза мафитов, которые (в пределах ограниченных блоков) не затрагивались эндербитизацией (см. рис. 9). Как было показано, по парагенезисам они, несомненно, относятся не только к мафитам, но и к метабазитам раннего докембрия. Эти породы слабо изучены, так как встречаются чаще всего в виде реликтов в эвлизитах и пироксен-магнетитовых кварцитах гранулитовой фации. Нами охарактеризованы химический состав (табл. 2), минеральные парагенезисы и особенности геологического положения ферромафитовых гранулитов (см. рис. 9, 12, 25). Находки ферромафитов в разрезах железорудных месторождений гранулитовых комплексов служат хорошим при-

Рис. 26. Соотношение минеральных парагенезисов и химического состава мафит-ферромафитовых, ультрамафитовых пород и эвлизит-пироксен-магнетитовых кварцитов: 1 — неяснополосчатые салит-магнетитовые кварциты; 2 — анортозитовые эндербитовые гранулиты; 3 — двухпироксен-магнетитовые кварциты (иногда с гранатом); 4 — эвлизиты; 5 — ферромафитовые гранулиты; 6 — мафитовые гранулиты с порфиробластами феррогиперстена и эвлита; 7 — бесплагиоклазовые пироксеновые амфиболиты; 8 — гиперстен-магнетитовые кварциты; 9 — оливиновые ультрамафитовые амфиболиты; 10 — перидотиты; 11 — двухпироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты. Св. 12 Демьяновского участка Мангушской группы железорудных месторождений (Приазовье)

Т а б л и ц а 1. Химический состав (%) равновесных и реликтовых ортопироксенов из магнетитовых кварцитов Украинского щита

Оксид, параметр	1		2		3	
	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	49,3	46,4	49,2	47,7	49,0	47,2
Al ₂ O ₃	1,2	0,6	0,9	Следы	1,8	0,7
FeO	29,1	38,6	32,5	41,3	31,7	44,4
MnO	2,0	Следы	0,7	0,7	Следы	Следы
MgO	16,7	8,5	12,8	8,4	13,8	6,8
CaO	0,8	1,4	1,0	1,7	0,5	1,3
X _{Fe}	0,49	0,72	0,59	0,74	0,56	0,79

П р и м е ч а н и е. Гранат-гиперстен-магнетитовый кварцит: 1 – Среднее Побужье, Грушковский участок, скв. 18390; 2 – то же, Молдовский участок, скв. 18 374; 3 – гиперстен-магнетитовый кварцит, Приазовье, Демьяновский участок, скв. 141; а – гиперстен в равновесии с магнетитом и кварцем; б – реликт железистого гиперстена. Определения сделаны на электронном микроанализаторе.

Т а б л и ц а 2. Химический состав (%) ферромагнитовых гранулитов и кристаллослаивцев из суперкрупного основания Восточно-Европейской платформы

Оксид	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,10	46,50	43,91	48,61	43,28
TiO ₂	2,04	0,39	1,29	1,94	0,69
Al ₂ O ₃	12,06	9,12	10,91	13,64	14,36
FeO	20,17	29,52	25,60	16,57	23,87
MnO	0,28	0,19	0,04	0,25	1,03
MgO	6,01	3,32	3,44	4,80	5,29
CaO	10,66	9,48	9,66	8,97	8,15
Na ₂ O	1,55	0,95	0,56	2,67	0,54
K ₂ O	0,17	0,20	0,01	0,60	0,41
H ₂ O _{II}	0,17	0,09	—	—	—
П.п.п.	0,97	—	0,76	0,80	0,90
Сумма	99,08	99,76	99,62	99,24	98,52
F	65,2	83,29	80,60	66,0	71,7

П р и м е ч а н и е. 1 – гранат-двупироксеновый роговообманковый мафитовый гранулит, Среднее Побужье, карьер у с. Молдовка; 2 – гранат-двупироксеновый мафитовый гранулит, Центральное Приазовье, заповедник "Каменные Могилы", скв. 47, гл. 21,6 м; 3 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит в магнетит-пироксеновых кварцитах на левом берегу р. Берда у совхоза им. Кирова; 4 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, Татария, Пашкинская площадь, скв. 1, обр. 4 из коллекции Б.С.Ситдикова; 5 – гранатовый амфиболит, там же, Уратьминская площадь, скв. 782, обр. 7 из коллекции Б.С.Ситдикова.

мером тех случаев, когда одностороннее преувеличение роли формальной геологической модели препятствует объективной характеристике естественных ассоциаций пород.

Реликты ферромафитов встречаются в виде серии амебообразных обособлений в полосчатых магнетитовых кварцитах, каждое из которых составляет несколько сантиметров в поперечнике, в виде линзовидных гнезд в эвлизитах и своеобразных "поясов" в грубозернистых феррогиперстенидах. Особый интерес представляют реликтовые скопления минералов ферромафитовых гранулитов в крупных кристаллах феррогиперстена, сростки роговой обманки, плагиоклаза (№ 75–95) и пироксенов. Реликтовый гиперстен всегда оказывается менее железистым в сравнении с ортопироксенами новообразованных эвлизитов и родственных им образований (фото 10). Следует подчеркнуть, что в пределах изученных участков развиты переработанные эндербитовые гранулиты, составляющие с эвлизитами единый парагенезис.

Ферромафитовые гранулиты в ассоциации с ультрамафитами и магнетитовыми породами — это массивные тонкозернистые образования, химический состав которых изменяется в ограниченных пределах (фото 11). Индекс фермичности обычно сохраняется на постоянном уровне (67–73 %), однако в отдельных случаях резко возрастает. Это связано с возникновением граната, который развивается вдоль границ зерен плагиоклаза (№ 76–90) и гиперстена, магнетита и плагиоклаза, роговой обманки и магнетита. В ферромафитах часто возникают крупные порфиробласты высокожелезистого гиперстена (FeO 35,66–45,70 %; MgO 10,95–3,32; CaO 0,65–2,05 %), которые в процессе роста образуют крупные зоны. Поскольку зоны порфиробластеза сопровождают возникновение эндербитовых гранулитов диоритового и анортозитового состава, феррогиперстеновые новообразования можно связать с селективным плавлением ферромафитов в условиях повышенного давления водного флюида. Этот процесс по времени и особенностям проявления коррелируется с додеформационной эндербитизацией во вмещающих мафит-эндербитовых толщах. В крупнокристаллических новообразованиях феррогиперстена устанавливаются изолированные включения — реликтовые скопления минералов из ферромафитовых гранулитов ($\text{Pp} + \text{Mp} + \text{Pl} + \text{Pog}$, $\text{Pp} + \text{Pog}$, $\text{Pog} + \text{Pl}$, $\text{Gr} + \text{Mp} + \text{Pl}$ и т.д.). Гранат, заключенный в порфиробластах вместе с роговой обманкой, клинопироксеном и (или) плагиоклазом, содержит только реликты плагиоклаза (фото 12). Следы других реакций образования граната отсутствуют. Отсюда следует, что каемки гранатов вокруг алюмомагнетита (Al_2O_3 1,9–3,7 %) возникли позднее феррогиперстеновых пород и пироксен-магнетитовых кварцитов. В алюмомагнетитах наблюдаются продукты распада — цепочкообразные или равномерно распределенные выделения герцинита. Однако гранат на стыках зерен магнетита, герцинита и кварца никогда не возникает, хотя реакция $\text{Mt} + \text{Gc} + \text{Kv} = \text{Альм}$ в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации наиболее вероятна. Появление альмандина, несомненно, приурочено к тому периоду, когда магнетит и его продукты распада представляли собой твердый раствор.

Парагенезисы мафит-карбонатных пород. В толщах мафитовых пород обеих основных формаций иногда встречаются тела карбонатных образований, которые можно подразделить на породы неясного генезиса и метасома-

титы. Последние нередко образуют ветвящиеся жилы, содержащие реликты мафитовых и ультрамафитовых амфиболитов. При полном замещении исходной породы продукты карбонатного метасоматоза распознаются по необычным сочетаниям второстепенных примесей, содержание которых может достигать 10–20 %. Так, в процессе карбонатизации хромитоносных гипербазитов в Среднем Побужье возникают плотные, среднезернистые форстеритовые породы, напоминающие мраморы, но содержащие большое количество хромита. В пределах Верхнего Побужья изучен карбонатный метасоматоз двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов и пироксеновых амфиболитов. Метасоматиты во многих случаях оказываются зональными образованиями. Близ исходного мафита карбонатный метасоматит в изобилии насыщен герцинитом и оливином повышенной железистости ($X_{Fe}^{Ol} = 0,39$).

Оксиды и силикаты в карбонатной породе иногда распределены равномерно, в некоторых случаях образуют штироподобные скопления (фото 13). По мере приближения к осевой части метасоматической зоны количество герцинита (более магнезиального, чем на периферии) постепенно сокращается. Случается, что концентрация его понижается очень резко. Оливин изменяет состав в том же направлении: становится более магнезиальным ($X_{Fe}^{Ol} = 0,22$). Постепенный переход от железистых к более магнезиальным фазам не установлен. Качественное сопоставление образцов на электронном микроанализаторе показывает, что на границах зон встречаются сростки оливина и шпинелидов с заметными колебаниями состава. Внутри зоны состав минералов сохраняется на постоянном уровне. Осевые части метасоматических тел, как правило, сложены карбонатной породой с низким содержанием оливина. В упрощенном виде результаты таких исследований можно интерпретировать как последовательную смену метасоматических колонок: $Rp + Prg + Pl \rightarrow Gc + Ol + Ka \rightarrow Ilp + Ol + Ka \rightarrow Ol + Ka \rightarrow Ka$.

Взаимоотношения мафитовых гранулитов и кальцифиров, которые изредка встречаются в разрезах комплексов мафит-ультрамафитовых пород, изучены еще слабо. Так, в Побужье установлены магнетитовые кальцифиры. Большинство геологов склоняются к мысли о метасоматическом генезисе этих необычных для Украинского щита железных руд. Действительно, неметаморфизованные аналоги таких пород отсутствуют. Особенности их распространения не согласуются с представлениями о стратификации: магнетит-карбонатные породы образуют специфические карманы, зоны и никогда не повторяются в симметричных крыльях складок. М.А.Ярошук (доклад на Всесоюзном совещании по метаморфогенному рудообразованию, Винница, май 1982 г.) считает, что магнетит-карбонатные породы являются следствием диффузионных биметасоматических процессов и могут быть рассмотрены как своеобразные скарны. В проведенных исследованиях мы стремились не отклоняться от основной задачи, однако полученные данные по Молдовскому участку в Среднем Побужье свидетельствуют о том, что некоторые стороны генезиса магнетит-карбонатных образований затрагивают изменения в породах мафитовой серии.

В составе комплекса мафит-эндербитовых пород встречаются небольшие обособления оливин-кальцитовых и оливин-шпинель-флогопитовых кальцифигов. Широкое развитие гранатовых эвлизитов в значительной степени скрывает действительные взаимоотношения мафитовых и карбонатных пород. Возникновение некоторых эвлизитов сопровождается появлением гиперстеновых плагиогнейсов и образований диоритового состава. В одной из наиболее показательных скважин Молдовского участка, где зона взаимодействия карбонатных и мафитовых пород доступна непосредственному изучению, чередуются парагенезисы мафитовых гранулитов ($\text{Gr} + \text{Rp} + \text{Mp} + \text{Pl}$, $\text{Gr} + \text{Rp} + \text{Pl}$, $\text{Rp} + \text{Pl}$), эвлизитов ($\text{Gr} + \text{Rp} + \text{Mp}$, $\text{Rp} + \text{Mp} + \text{Mt}$, $\text{Gr} + \text{Pog} + \text{Mp}$, $\text{Gr} + \text{Bi} + \text{Mp}$, $\text{Gr} + \text{Mp}$, $\text{Gr} + \text{Rp}$), карбонатных пород ($\text{Ol} + \text{Bi} + \text{Ka}$) и образований сложной промежуточной зоны (см. Приложение, минералы из парагенезисов в керне скв. 18262). В разрезе скважины встречаются реликты клинопироксеновых пород, развивающихся по плагиоклаз-гиперстеновым мафитовым гранулитам в зоне перехода от мафитов к карбонатным образованиям. Вначале в гиперстеновых мафитовых гранулитах возникают отдельные скопления светло-зеленого салита. В дальнейшем содержание гиперстена резко уменьшается, появляются значительные участки из салита, переполненного роговчатыми реликтами основного плагиоклаза. Внутри сохранившихся зерен плагиоклаза образуются точечные выделения темно-зеленого герцинита, которые затем формируют ядро герцинита, окаймленное плагиоклазом. Разрастание зерен шпинелида приводит к тому, что от плагиоклаза остается узкая реликтовая каемка (фото 14). Конечным продуктом реакции является герцинит-салитовая порода. В ней наблюдается постепенное возникновение все более крупных гнезд, сложенных изометричными зернами кальцита и аллотриоморфными выделениями темно-зеленого герцинита и магнетита.

По мере карбонатизации герцинит-салитовой породы содержание магнетита возрастает, в карбонатах увеличивается доля доломитового компонента. Салитовый клинопироксен в некоторых случаях окаймляется относительно железистым оливином ($X_{\text{Fe}} = 0,36-0,50$). К сожалению, мы не наблюдали полного постепенного преобразования герцинит-салитовой породы (или ферромафита) в магнетит-карбонатные руды. Однако сходство составов минералов в парагенезисе $\text{Mt} + \text{Ol} + \text{Ka}$ и общая направленность изученного процесса (в магнетит-карбонатных породах также отмечается герцинит) могут служить основой для сопоставления генезиса герцинит-карбонатно-салитовых и магнетит-карбонатных пород. Если они представляют собой продукты различных стадий одного процесса, то образование герцинит-салитовых пород связывается с диффузией через поровый раствор некоторых компонентов мафита и кальцифира. Скорее всего, реакция $\text{Rp} + \text{Pl} \rightarrow \text{Mp} + \text{Gc} + \text{Kv}$ протекала за счет десиликации гиперстен-плагиоклазовых мафитовых гранулитов. Карбонатизация продуктов диффузионного метасоматоза может быть отнесена к инфильтрационным явлениям. Такие сочетания метасоматических процессов характерны для многих месторождений скарнов.

Таблица 3. Химический состав (%) шпинелидов (1–5) и корунда (6, 7) из мафит-ультрамафитовых пород Среднего Побужья

Оксид	1	2	3	4	5	6	7
Al ₂ O ₃	61,3	60,2	55,0	51,5	55,3	98,4	Н.о.
FeO	35,8	34,6	36,4	35,1	34,9	0,7	38,2
MnO	Следы	—	0,4	—	Следы	Следы	0,9
MgO	3,9	4,9	6,8	11,4	9,0	—	16,1
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,4	0,1	Не обн.
Сумма	101,0	99,3	98,6	98,0	99,6	99,2	—
X _{Fe}	0,83	0,78	0,70	0,56	0,66	—	0,57

Примечания: 1 — плагиоклаз-салитовая порода, Молдовский участок, скв. 18262, гл. 160 м; 2 — герцинит-салитовая порода, там же, гл. 164 м; 3 — герцинит-салитовая порода с гранатом, там же, гл. 168 м; 4 — гранат-салитовый эвлизит, там же, гл. 174 м; 5 — герцинит-корунд-плагиоклазовая порода в перидотите, Синицовский профиль, Среднее Побужье, скв. 16356, гл. 194 м; 6 — корунд, там же; 7 — оливин из магнетит-карбонатной породы. Определения выполнены на электронном микроанализаторе.

Как отмечалось, развитие гранат-салитовых эвлизитов маскирует метасоматическую зональность в зоне соприкосновения мафитовых и карбонатных пород. Это связано с тем, что гранат образуется за счет герцинита. Сначала развиваются тонкие каймы альмандина на границе салита и герцинита (фото 15). По мере роста зерен граната герцинит сохраняется в виде реликтов, а затем исчезает. Следует отметить, что по данным микрозондовых исследований герцинит представлен гомогенными фазами, лишенными следов распада (табл. 2). Состав железистых шпинелей в зоне десиляции гиперстен-плагиоклазового ферромафитового гранулита закономерно изменяется (табл. 3): с приближением к кальцифиру магнезиальность шпинелидов возрастает, гранат замещает прежде всего наиболее магнезиальные разновидности. Последние были изучены по включениям в гранатах. В высокожелезистых герцинитах гранатовых новообразований либо не наблюдается, либо они представлены незначительными тончайшими каемками почти безмагнезового альмандина.

Приведенные данные показывают, что метасоматические процессы всегда сопровождают региональный метаморфизм пород мафит-ультрамафитовой серии, что нередко обуславливает большое разнообразие минеральных парагенезисов.

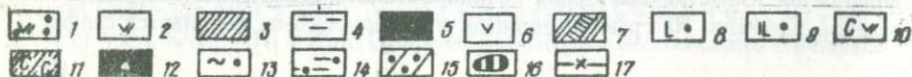
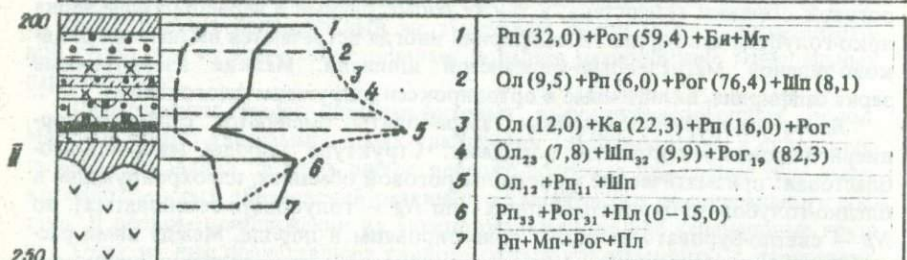
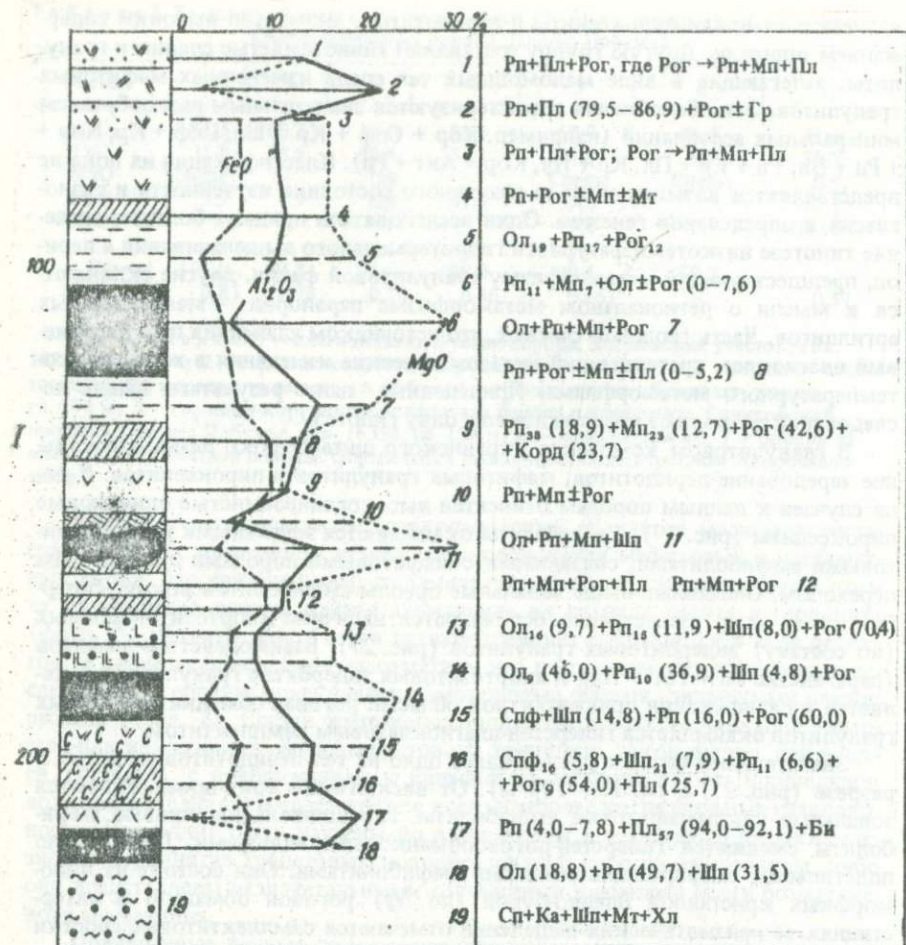
Парагенезисы мафит-ультрамафитовых высокоглиноземистых пород. Массивы мафит-ультрамафитовых гранулитов (амфиболитов) в суперкrustальном основании древних щитов нередко содержат небольшие тела высокоглиноземистых образований различного химического и минерального состава. В первом приближении их можно разделить на две характерные группы. Одну из них представляют глиноземистые ультрамафиты с парагенезисами $\text{Spf} + \text{Ilm} + \text{Pp} \pm \text{Mn} \pm \text{Pog}$, $\text{Fl} + \text{Pp} + \text{Ol}$, $\text{Spf} + \text{Pog} \pm \text{Pp}$, $\text{Spf} + \text{Ilm} + \text{Pog} + \text{Pp}$, Корд + Pp + Жед. Субстрат, на котором образовались эти параге-

незисы, составляли пироксениты и перидотиты с аномально высоким содержанием шпинели. Другую группу составляют глиноземистые сланцы и гранулиты, залегающие в виде маломощных тел среди измененных мафитовых гранулитов. Эти обособления характеризуются значительным разнообразием минеральных ассоциаций (например, Кор + Спф + Кр ± Шп, Спф + Кр, Кор + Рп + Би, Гц + Кр + Пл, Кр + Пл, Кор + Ант + Рп). Классификация их пока не представляется возможной из-за различного состояния изученности и разногласий в определении генезиса. Одни исследователи придают большое значение гипотезе низкотемпературного гидротермального выщелачивания в период, предшествующий метаморфизму гранулитовой фации, другие склоняются к мысли о региональном метаморфизме парапород — магнезиальных аргиллитов. Часть геологов считают, что источником алюминия был кальциевый плагиоклаз, претерпевший метасоматические изменения в ходе высокотемпературного метаморфизма. Приведенные далее результаты наших исследований позволяют предложить еще одну гипотезу.

В гранулитовом комплексе Украинского щита широко развито локальное чередование перидотитов, мафитовых гранулитов и пироксенитов. В ряде случаев к данным породам относятся высокоглиноземистые оливиновые пироксениты (рис. 27). Гипербазиты окаймляются зональными ультрамафитовыми амфиболитами, связанными с мафитовыми породами постепенным переходом. Описанные выше зональные ореолы амфиболитов вокруг гипербазитовых ядер существенно осложняются наличием анортозитоподобных (по составу) эндербитовых гранулитов (рис. 27). Взаимодействие мафитов (парагенезис Рп + Роg + Пл) и анортозитовых эндербитов гранулитов проявляется в силификации приконтактной области: роговая обманка мафитовых гранулитов окаймляется гиперстен-плагиоклазовым симплектитом.

Значительный интерес представляет одно из тел перидотитов, развитых в разрезе (рис. 27, I, гл. 184—194 м). От всякого его бока прослеживаются зональные ультрамафитовые амфиболиты, где шпинель-оливиновые амфиболиты сменяются гиперстен-роговообманковыми породами. Данное тело подстилается сапфирин-шпинелевыми амфиболитами. Они состоят из идиоморфных кристаллов бледно-бурой (по Ng) роговой обманки. В интересициях ее призматических выделений отмечаются симплектитовые сростки роговой обманки гиперстена, а также изометричные и червеобразные зерна ярко-голубого сапфирина. В сапфирине иногда встречаются включения оливково-зеленой магнезиально-железистой шпинели. Мелкие изометричные зерна сапфирина, включенные в ортопироксен, окружены флогопитом.

Далее сапфирин-шпинелевые амфиболиты сменяются сапфирин-кордиерит-роговообманковыми породами. Структура породы макронематобластовая: призматические кристаллы роговой обманки, плеохроирующие в бледно-голубовато-буроватых тонах (по Ng — голубовато-зеленоватых; по Np — светло-буровато-желтых), ориентированы в породе. Между ними располагаются изометричные зерна ортопироксена с включениями оливково-зеленой шпинели. На границе шпинели и ортопироксена появляется сапфи-



рин, который окаймляет шпинель. Встречаются скелетные кристаллы сапфирина в закономерном сростании с кристаллами шпинели. Они погружены в зерна кордиерита или оторачиваются им. Эти своеобразные амфиболиты переходят в анортзитоподобный эндербитовый гранулит.

Химический состав пород в ряду перидотит — анортзитовый гранулит изменяется вполне закономерно (см. рис. 27, Л). В направлении перидотита в мафитовых гранулитах, по-видимому, в период, предшествующий эндербитизации, протекала интенсивная десиликация. Она сопровождалась формированием шпинель-оливиновых амфиболитов с высоким (до 14,7%) содержанием шпинели. Содержание Al_2O_3 в зонах сапфириновых и сапфирин-кордиеритовых амфиболитов остается на постоянном уровне (см. рис. 27, Л), однако степень кремнекислотности породы прогрессивно сокращается в сторону перидотита. Судя по наличию реакционных кайм и симплектитов, образование сапфирина является наложенным. Возникновение кордиерита в результате реакции сапфирин + шпинель + кварц → кордиерит происходит в зоне, прилегающей к насыщенному кремнезему эндербитовому гранулиту. По нашим представлениям, образование сапфирина связывается с серией сложных гетерогенных процессов. Вещественную основу для кристаллизации сапфирина составляют оливин-шпинелевые амфиболиты, возникшие в процессе десиляции относительно магнезиальных мафитовых гранулитов. Внедрение анортзитовых мигматитов относится к более поздним процессам, протекавшим в период формирования мафит-эндербитовой формации. В обстановке насыщения всей зоны флюидом вполне вероятны процессы выравнивания химических градиентов SiO_2 , которые привели к последовательной силификации шпинель-оливиновых амфиболитов, завершающейся переходом сапфирина в кордиерит: шпинель + ортопироксен → сапфирин → кордиерит.

Корунд-плаггиоклазовые и корунд-герцинит-плаггиоклазовые породы во всех случаях приурочены к зонам развития ультрамафитовых амфиболитов. Один из характерных примеров залегания корунд-шпинель-плаггиоклазо-

Рис. 27. Соотношения минеральных парагенезисов и химического состава мафитовых, ультрамафитовых и высокоглиноземистых пород Среднего Побужья:

I — Каменноватский участок, скв. 9991; II — Синицовский профиль, скв. 16356; 1 — гиперстен-роговообманковые мафитовые гранулиты с двупироксен-плаггиоклазовыми симплектитовыми каймами вокруг роговых обманок; 2 — гиперстен-роговообманковые мафитовые гранулиты; 3 — ультрамафитовые пироксеновые амфиболиты; 4 — оливиновые амфиболиты; 5 — перидотиты; 6 — двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты; 7 — пироксениты; 8 — шпинель-оливиновые амфиболиты с повышенным содержанием шпинели; 9 — шпинель-оливиновые амфиболиты с низким содержанием шпинели; 10 — сапфирин-шпинелевые ультрамафитовые амфиболиты с гиперстеном; 11 — сапфирин-кордиеритовые амфиболиты; 12 — высокоглиноземистые шпинелевые перидотиты; 13 — зоны низкотемпературной карбонатизации и хлоритизации; 14 — высокоглиноземистые оливиновые амфиболиты; 15 — карбонатизированные оливиновые амфиболиты; 16 — обособления анортзитовых эндербитовых гранулитов с продуктами разложения — корундом и герцинитом; 17 — бесплаггиоклазовые амфиболиты

вых пород приводится ниже (см. рис. 27, II, фото 16). В зоне шпинель-оливиновых амфиболитов, образующих ореолы вокруг шпинельевого перидотита, встречаются маломощные обособления тонкозернистых эндербитских гранулитов (0,3–0,9 м), которые состоят из плагиоклаза и железистого гиперстена. Эти минералы отчетливо замещаются ассоциацией корунда с герцинитом (см. фото 16, табл. 2), что, несомненно, обусловлено выносом кремнезема и кальция.

Другим примером может служить ассоциация корунда и плагиоклаза (фото 17) в гранат-биотит-кордиеритовых обособлениях, развитых на контакте оливинового пироксенита, обогащенного шпинелью и флогопитом. Корунд-плагиоклазовые агрегаты встречаются в виде реликтов, заключенных в относительно крупных зернах кордиерита (карьер близ г. Гайворон). В данной геологической обстановке образование кордиерита и ассоциации корунд + плагиоклаз (№ 54) хорошо согласуется с принципиальной схемой, показанной на примере формирования сапфириносодержащих парagenезисов в мафит-ультрамафитовых комплексах Украинского щита.

Гипербазиты. Это реликтовые образования ультраосновного состава, слагающие останцы среди зональных ультрамафитовых амфиболитов. В толщах мафит-эндербитовой формации реликты гипербазитов встречаются крайне редко из-за интенсивной силификации мафитового субстрата при образовании эндербитов. В комплексах пород мафит-ультрамафит-железистой формации гипербазиты представлены значительно полнее. Они характеризуются большим разнообразием минерального состава и несколько лучшей сохранностью минералов, которые можно отнести к продуктам древнейшего магматизма.

Тела сохранившихся оливиновых гипербазитов имеют линзовидную, пластообразную или сланцевую форму с цепочечным расположением отдельных фрагментов. Мощность тел в большинстве регионов резко колеблется от нескольких десятков сантиметров до десятков или первых сотен метров. Если на карте показано обособление ультраосновного состава с видимой мощностью несколько сотен метров, то оно, как правило, оказывается крайне неоднородным: в нем находится несколько реликтовых выделений гипербазита, разобитых мафитовыми породами и реакционными ультрамафитовыми амфиболитами. По-видимому, о первичной форме залегания гипербазитовых тел никаких данных не сохранилось. Это следует из петрографических исследований (см. фото 9) и экспериментальных работ [12].

В условиях односторонних напряжений оливин характеризуется высокой пластичностью (ползучестью), параметры которой намного выше параметров пластичности для других силикатов основных пород. Системы скольжения в оливине контролируются температурой, скоростью нарастания напряжения и литостатической нагрузкой. Первые два фактора более эффективны. Согласно экспериментальным данным [12, 153], деформационная ползучесть оливина начинает исчезать при температурах выше 1100 °C. Наиболее интенсивно механизм пластических деформаций оливина проявляется при температурах 800–900 °C и давлении нагрузки около 1000 МПа, когда

активные плоскости скольжения оливина ориентируются по (100) и (110). В процессе постепенно нарастающих деформаций происходит перекристаллизация оливина, рост зерен которого протекает с предпочтительной ориентировкой оси [010] вдоль направления напряжений, а оси [001] и [100] располагаются в плоскости уплощения. Приведенные данные показывают, что наличие в гипербазитах первично-магматических структурно-текстурных признаков следует считать мало вероятным. Даже вмещающие мафитовые гранулиты, сложенные более устойчивыми по отношению к деформации минералами, обнаруживают отчетливые признаки влияния односторонних механических напряжений — параллельно-линейные текстуры и кристаллизационную сланцеватость.

Останцы гипербазитов в гранулитовых комплексах раннего докембрия претерпели глубокие изменения в условиях низкотемпературной гидратации. Оливиновые гипербазиты после преобразования представляют собой серпентиниты, насыщенные хлоритом, карбонатами и гидроксидами железа. В общем случае информативность минерального и химического состава этих пород низкая. При исследовании гипербазитов на электронном микроанализаторе устанавливается генетическая неоднородность силикатных минералов. Так, форстерит ($X_{Fe} = 0,09 \div 0,12$), заключенный в агрегатах серпентина, может ассоциировать с оливином более высокой железистости ($X_{Fe} = 0,18 \div 0,22$). Поскольку такие явления сопровождаются развитием чермакитовой роговой обманки, можно полагать, что в данном случае оливин имеет магматический и метаморфический генезис.

Структуры распада и условия равновесия высокотемпературных орто- и клинопироксенов рассматриваются ниже. Здесь мы кратко отметим, что по геотермометрическим исследованиям бинального распада в ряду твердых растворов клинопироксена (C2/c) — ортопироксена (pвса) переменной железистости устанавливаются реликтовые магматические и более поздние метаморфические пары этих минералов. Магматическая природа некоторых пироксенов к настоящему времени доказана. В оливиновых пироксенитах установлен инвертированный пижонит ($X_{Fe} = 0,15 \div 0,29$) в ассоциации с ортопироксенами. Последние также представляют высокотемпературные фазы, что следует из изученных структур бинального распада: в матрице диопсида содержатся однородные по составу ламелли ортопироксена. Микронзондовые исследования показывают, что двухфазные орто- и клинопироксены нередко окружаются каймой гомогенного пироксена, по структурному типу отвечающему матрице. Распределение Fe и Mg между матрицей и ламеллями распада, а также орто- и клинопироксенами в оторочках характеризуется большим сходством. Термодинамическая обработка полученных данных по модели обменного равновесия $Mn_{Fe} + Pn_{Mg} + Mn_{Mg} + Pn_{Fe}$ позволяет считать их формирование в условиях двупироксен-рогово-обманковой субфации.

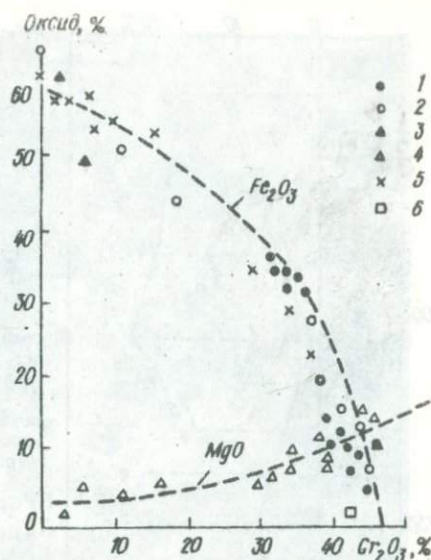
Шпинели в оливиновых пироксенитах и перидотитах представляют собой сложные гетерогенные фазы, состоящие из смеси хромшпинелида, магнетита и (или) чисто алюминиевой железо-магнезиальной шпинели. Исключение

составляют хромиты и алюмохромиты, которые можно встретить в виде сравнительно гомогенных фаз. Они образуют небольшие самостоятельные тела (мощностью от нескольких сантиметров до метра) среди дунитов, перидотитов и пироксенитов, а также отмечаются в виде рассеянных второстепенных примесей. Шпинелиды хромитовой серии, несомненно, представляют собой продукты древнейшего основного — ультраосновного магматизма. Однако изоморфизм в этих твердых растворах не может служить основой для более конкретной типизации. Если представить железо в форме FeO , так как природа отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в изученных хромитах представляется дискуссионной, то данные оксиды в координатах $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$ образуют поле, в которое попадает состав шпинелидов из гипербазитов различных генетических групп.

Попытка формационной типизации гипербазитов Среднего Побужья по составу хромшпинелидов предпринималась А.Б.Фоминим и А.Я.Каневским [92а], которые разделили ультраосновные породы региона на образования гипербазитовой и габбро-перидотитовой формаций. Серпентиниты с примесью алюмохромитов они относят к первой из названных формаций, с примесью феррохромитов — ко второй. Последующие исследования показали, что окисление железа в хромитах тесно связано с метаморфическими процессами. Взаимоотношения изоморфных рядов хромит — алюминиевая шпинель и магнетит — хромит привлекали внимание многих исследователей ультраосновных пород, однако этот вопрос пока детально не освещен. Как показано выше, группа алюмошпинелидов включает фазы магматического и метаморфического генезиса. Особенно показательно то, что в оливин-шпинелевых амфиболитах нередко встречаются железо-магнезиальные шпинели — зеленые низкохромистые и буроватые, с повышенным содержанием хромитового компонента. По результатам микроскопического изучения шлифов можно предположить, что алюмошпинелиды не развиваются за счет хромита. Изменение последнего протекает вполне закономерно: эсколаитовый компонент хромита замещается эквивалентным количеством гематитового (рис. 28). Этот процесс завершается полным выносом хрома и стабилизацией магнетита. По мере перехода хромита в магнетит в оксидной фазе уменьшаются содержания MgO и Al_2O_3 . Полученные нами данные (табл. 4) позволяют утверждать, что отмеченный переход представляет собой непрерывный процесс, охватывающий всю область составов оксидов в ряду хромит — магнетит.

В реликтовых гипербазитах Полянешского участка (Среднее Побужье) с помощью электронного микроанализатора установлены единичные зерна аксессуарного хромита, сосуществующие с хромсодержащими алюминиевыми шпинелями. Остаток гипербазита со стороны лежащего и висящего боков окружен зональными ультрамафитовыми амфиболитами (рис. 29). От дунита к мафитовому гранулитовому повышенная железистость наблюдается постепенные преобразования хромитов. В дуните это алюмохромит, степень окисления которого низкая (табл. 4, ан. 4). В шпинель-оливиновых амфибо-

Рис. 28. Соотношения содержаний Cr_2O_3 и других оксидов в шпинелидах ряда хромит — магнетит из гипербазитов и ультрамафитов раннего докембрия: 1 — хромиты (Среднее Побужье) [92а]; шпинелиды: 2 — по определениям на электронном микроанализаторе, 3 — по результатам химического анализа; 4 — MgO в шпинелидах; 5 — шпинелиды (район Фискенессет, Западная Гренландия) [194]; 6 — состав хромита на ликвидусе некумулятивных лав перидотитового коматита [115]



литах хромит переходит в своеобразный высокохромистый магнетит с повышенным содержанием MgO . Иногда в его скоплениях встречаются мельчайшие реликты хромита. Их размеры не позволяют произвести полный микрозондовый анализ, однако качественное сопоставление однозначно подкрепляет данное заключение.

В оливиновых амфиболитах содержание шпинелидов лишь изредка достигает 1–2 %. В остальных случаях они представлены акцессорным хромистым магнетитом со снижающимся содержанием эсכולаитового компонента, которое строго компенсируется возрастанием гематитового (см. рис. 28). Переход к бесплагноклазовым пироксеновым амфиболитам сопровождается дальнейшим изменением состава хромистых магнетитов: концентрация Cr_2O_3 1–2 %, MgO 3–5. В гиперстен-роговообманковых мафитовых гранулитах состав магнетита приближается к стехиометрическому. Сопоставляя полученные данные об изменении химизма феррохромшпинелидов (см. табл. 3, ан. 4–8, рис. 28), можно прийти к выводу, что преобразование хромитов в гипербазитах гранулитовых комплексов существенно регулируется формированием зональных ультрамафитовых амфиболитов, в процессе которого происходит вынос хрома и постепенное возникновение все менее хромистых магнетитов. Акцессорные хромиты в условиях регионального метаморфизма, по-видимому, характеризуются специфической направленностью в изменении химизма. Активное окисление породообразующих оксидов в обстановке гранулитовой фации отмечается в мафит-ультрамафитовых комплексах Джайлс (Центральная Австралия) [161]. Перераспределение хрома влияет на состав метасоматических тремолитов (Cr_2O_3 2–3 %), прожилки которых рассекают хромитовые тела (комплекс Орисса

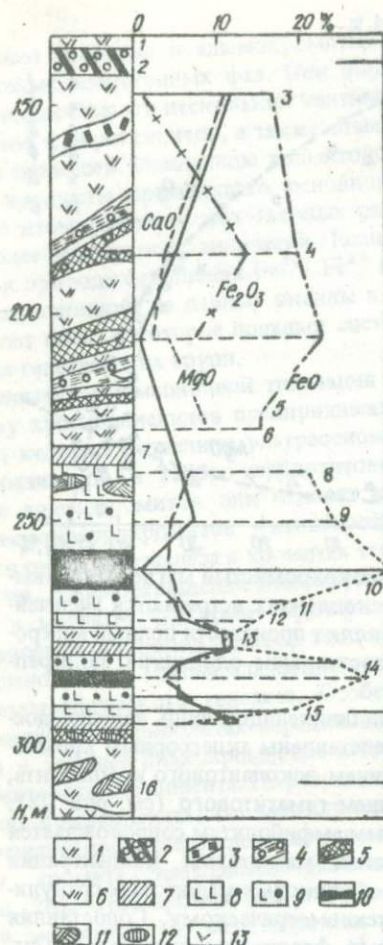


Рис. 29. Соотношения минеральных парагенезисов и химического состава шпинельных перидотитов, пироксенитов и мафитовых гранулитов повышенной железистости (Среднее Побужье, Полянецкий участок, скв. 15036): 1 — гиперстен-роговообманковые мафитовые гранулиты; 2 — гранат-гиперстен-роговообманковые ферромафитовые гранулиты; 3 — энтербиты диоритового состава с массивными обособлениями феррогиперстенитов и гранат-феррогиперстеновых эвлизитов; 4 — гранат-биотитовые прожилки с кварцем и сульфидами; 5 — гранат-двупироксеновые эвлизиты, иногда с плагиоклазом и роговой обманкой; 6 — гиперстен-роговообманковые мафитовые гранулиты с низким содержанием плагиоклаза; 7 — ультрамафитовые пироксеновые амфиболиты; 8 — оливиновые амфиболиты; 9 — шпинель-оливиновые амфиболиты; 10 — перидотиты; 11 — пироксениты; 12 — высокожелезистые амфиболиты; 13 — двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты

- 1 Рп₄₆ (19,2) + Рог (38,8) + Пл₄₉₋₆₆ (4,0)
- 2 Гр₈₃ + Рп₅₈ + Пл₅₇ ± Мт + Рог₅₄
- 3 Рп₆₄₋₆₉ + Кв или Гр₈₀ + Рп₅₂ + Кв
- 4 Гр₇₈ + Рп ± Мп ± Пл + Рог₄₃
- 5 Рп₄₄ (23,2) + Рог (31,0) + Пл₆₈ (45,8)
- 6 Рп (14,2) + Рог (74,2) + Пл (11,6)
- 7 Рп₂₄ (13,6) + Рог₂₂ (81,5) + Пл₇₀ (4,9)
- 8 Ол₁₄ (9,4) + Рп₁₂ (27,6) + Рог₁₀ (60,5)
- 9 Ол₁₅ (19,9) + Шп (4,3) + Рп₁₂ (19,5) + Рог₁₁ (56,3)
- 10 Ол₈ (88,5-94,0) + Рп₇ (10,2) + Шп + Гф
- 11 Ол (17,8) + Шп (6,4) + Рп₁₂ (21,0) + Рог₁₁ (43,8)
- 12 Ол + Рп + Рог
- 13 Рп₃₃ + Рог₃₀ ± Пл₇₀
- 14 Рп₁₀ + Ол₁₁ + Шп ± Пл
- 15 Ол₂₇ + Рп₂₅ + Рог₂₃
- 16 Рп₂₁ + Рог₂₀ ± Пл ± Шп

в Индии), и состав роговых обманок (Cr₂O₃ около 5 %) из бесплагиоклазовых амфиболитов, оторачивающих хромитовые залежи в ультрамафитах (Турция). Охарактеризованные закономерности изоморфизма в ряду хромит — магнетит, вероятно, имеют общее значение, так как они проявляются не только в гипербазит-ультрамафитовых амфиболитах Украинского щита и Русской плиты, но и в аналогичных комплексах пород других регионов. Например, Б. Уиндли и Дж. Смит [194] описали такую же зависимость в магнетитах из ультрамафитовых амфиболитов комплекса Фискенесет (Западная Гренландия) (см. рис. 29). Принципиальное сходство с этими явлениями обнаруживают метаморфогенные феррохромиты, окаймляющие зерна



Фото 1. Анортосит-эндербитовые мигматиты в двупироксен-роговообманковых кристаллосланцах. Карьер у с. Зеленая Левада (Побужье).
Серые участки в белом эндербите — реликты анортоситоподобного мигматита

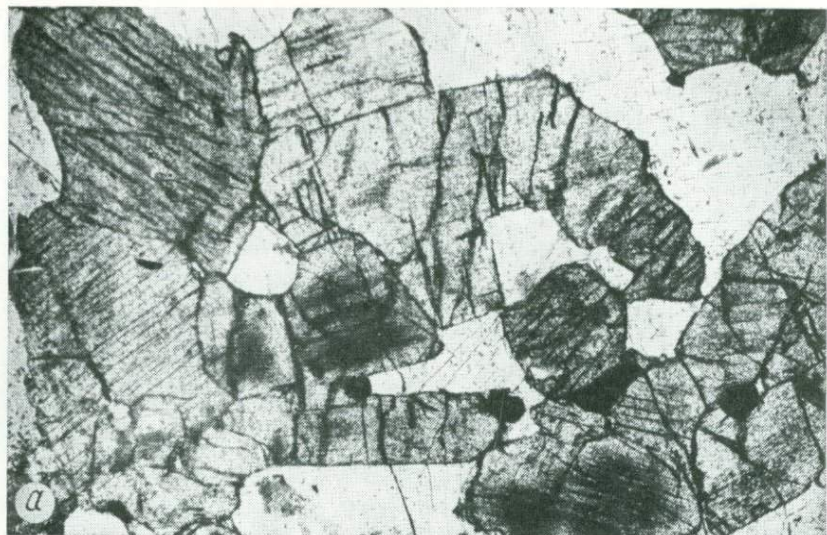




Фото 3. Зональные зерна клинопироксена из двупироксен-роговообманкового мафитового гранулита. Без анализатора. Увел. 30.

Ядра в центральной части зерен (матрица-ламелли) окружены каймой химически гомогенного клинопироксена, равновесного с роговой обманкой

◀ Фото 2. Двупироксен-плагиоклазовые мафитовые гранулиты нижнего докембрия. Без анализатора. Увел. 23:

а — мафит из суперкрустального комплекса Побужья (Украинский щит); *б* — то же, Земля Эндерби (Антарктида), образец из коллекции Е. Н. Каменева. Замутненные части зерен состоят из кристопластинчатых продуктов распада пироксенов (ортопироксен + клинопироксен)

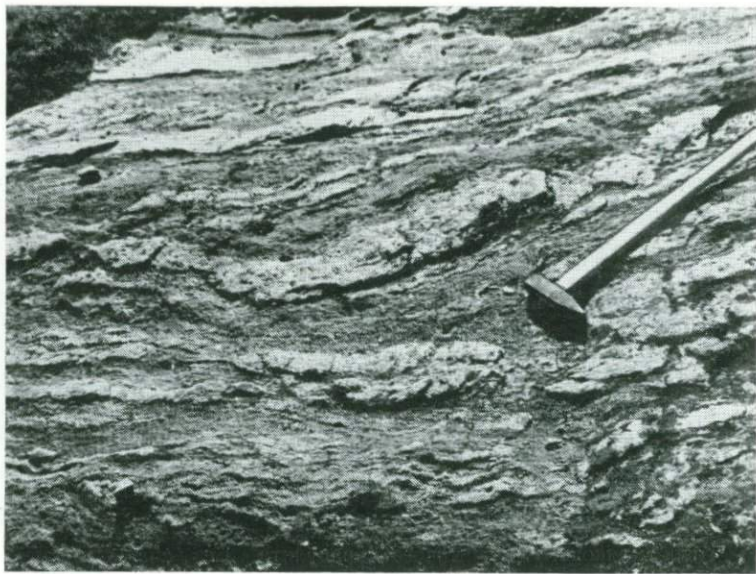


Фото 4. Эндербитовые мигматиты в гиперстен-роговообманковом кристалло-сланце. Правый берег р. Южный Буг между с. Люшневатое и Зеленая Левада.

Эндербиты частично переработаны в эндербитовые гранулиты.



Фото 5. Двупироксен-роговообманковые симплектиты, замещающие роговые обманки в процессе эндербитизации двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов. Без анализатора. Увел. 40. Приазовье, Каменные Могилы



Фото 6. Гиперстен-плагиоклазовые симплектиты, полностью заместившие роговую обманку. Без анализатора. Увел. 20

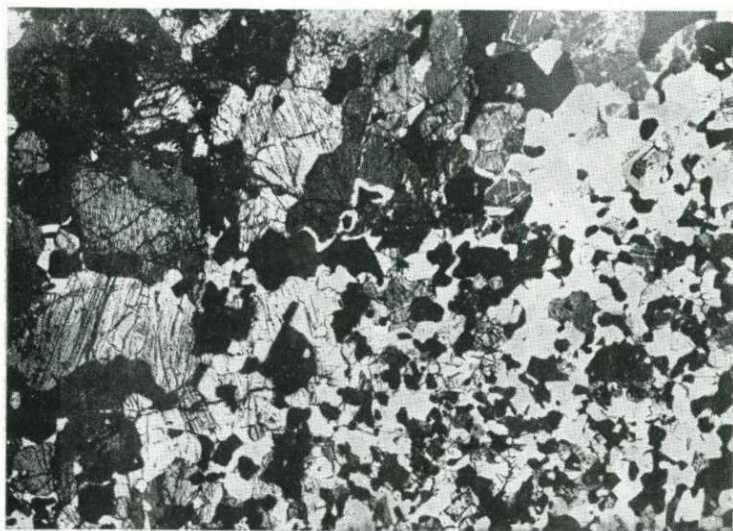


Фото 7. Формирование двупироксенового эвлизита по двупироксен-рогово-обманковому ферромафитовому гранулиту. Без анализатора. Увел. 5.
Крупнозернистые агрегаты пироксенов, в верхней части рисунка — эвлизит



Фото 8. Обособление крупнозернистых двупироксеновых эвлизитов, рассеянных полосчатостью новообразованного магнетитового кварцита. Без анализатора. Увел. 7. Приазовье, Куксунгурский участок, скв. 76



Фото 9. Рассланцованный метаперидотит, заключенный в зоне образования тонкополосчатых пироксен-магнетитовых кварцитов и двупироксен-плагноклазовых мафитовых кристаллосланцев. Без анализатора. Увел. 9. Приазовье, Куксунгурский участок

Темные полосы — тонкочешуйчатый агрегат из серпентина и хлорита с реликтами оливина; светлые — микропризматические зернистые скопления ортопироксена

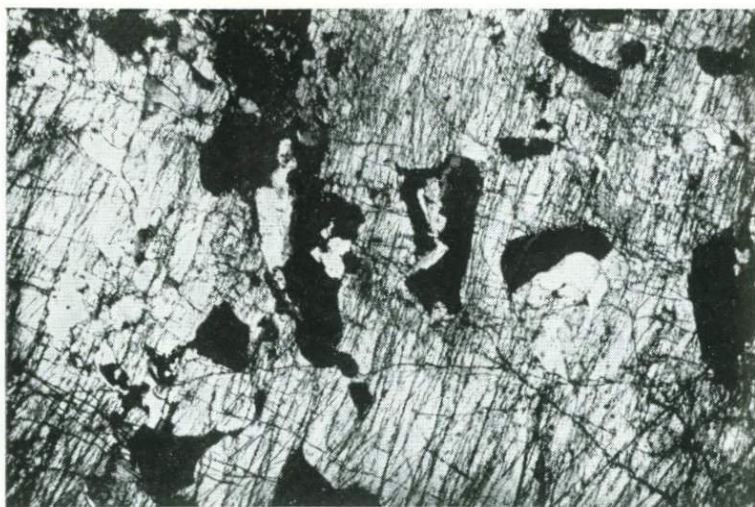


Фото 10. Реликтовые включения бурой роговой обманки, орто- и клинопироксена, плагиоклаза (№ 67) в крупном порфировласте эвлита.
Реликты — минералы вмещающего ферромафитового гранулит. Без анализатора.
Увел. 24. Приазовье, Каменные Могилы, скв. 57



Фото 11. Двопироксен-роговообманковый ферромафитовый гранулит.
Без анализатора. Увел. 23. Приазовье, месторождение Корсак-Могила

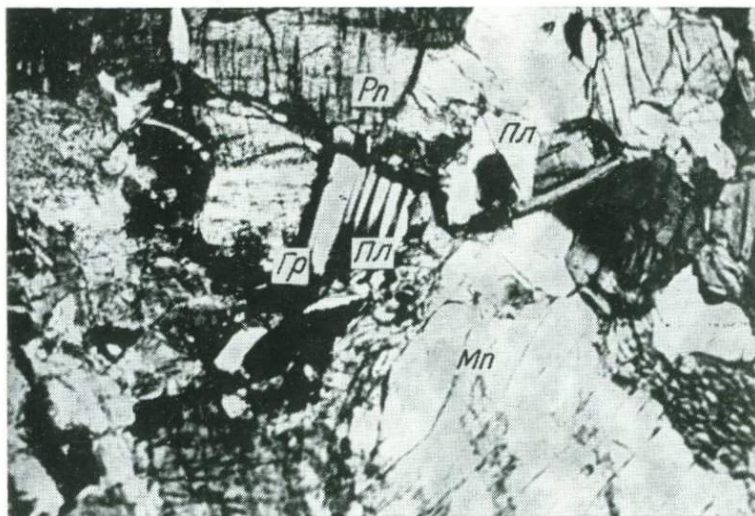


Фото 12. Реакционные каймы граната на границе основного плагиоклаза и феррогиперстена в ферромафитовых гранулитах. Ник. X.
Увел. 14. Среднее Побужье, Савранский участок



Фото 13. Метасоматическая ассоциация Гц+Ол+Ка, возникшая при карбонатизации гиперстен-роговообманкового мафитового гранулит. Темные зерна — герцинит; однородные прозрачные — кальцит. Между крупными зернами герцинита и кальцита развиты оливин-герцинитовые симплектиты. Без анализатора. Увел. 20. Верхнее Побужье, Винницкий участок

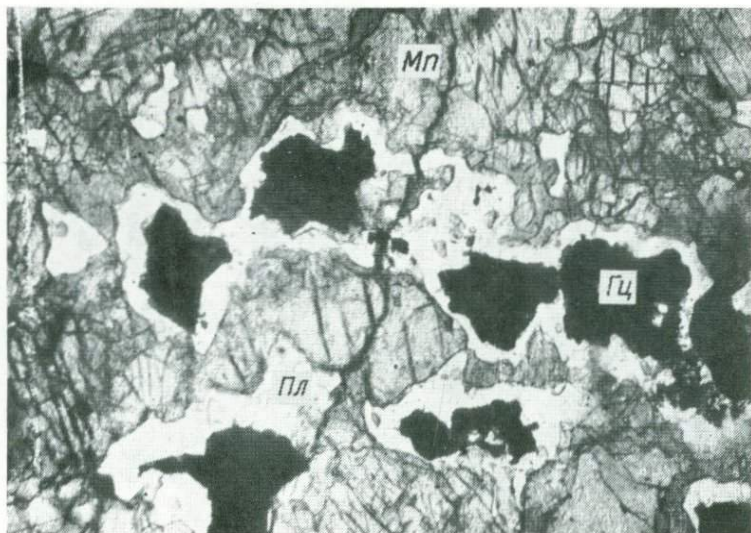


Фото 14. Образование парагенезиса Гц+Мп в процессе разложения гиперстен-плагиоклазового мафитового гранулит. Без анализатора. Увел. 16



Фото 15. Замещение герцинита гранатом в процессе формирования гранат-клинопироксеновых эвлизитов. Без анализатора. Увел. 26.
Среднее Побужье, Молдовский участок, скв. 18262

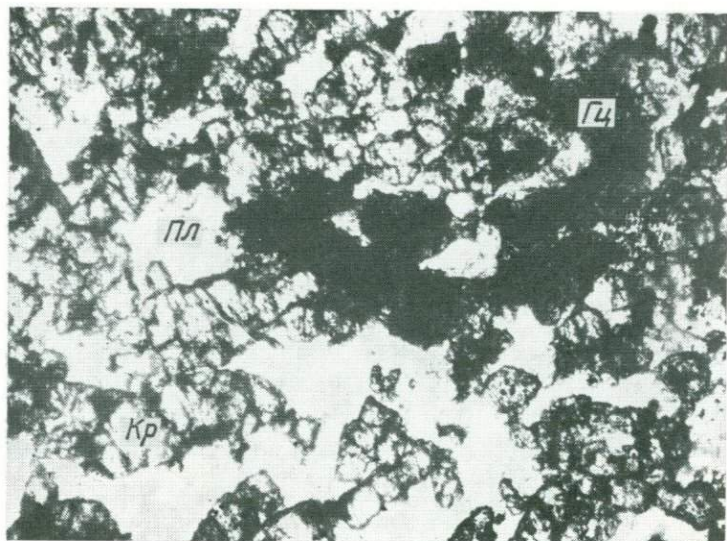


Фото 16. Герцинит и корунд в эндревитовом гранулите. Без анализатора. Увел. 40. Среднее Побужье, Синицовский профиль, скв. 16536. Черные выделения — герцинит; рельефные призматические кристаллы — корунд; белые участки — основной плагиоклаз

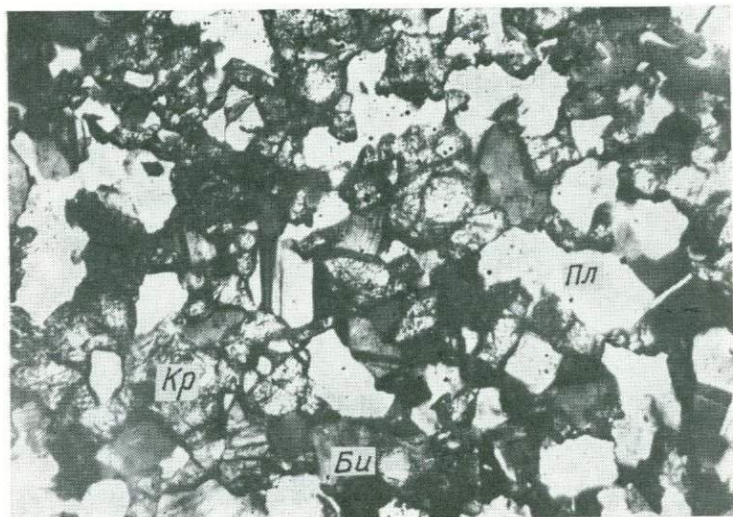


Фото 17. Корунд в эндревитовом гранулите. Без анализатора. Увел. 37. Побужье, карьер близ г. Гайворон. Рельефные зерна — корунд; темные чешуйки — биотит, белые участки — основной плагиоклаз

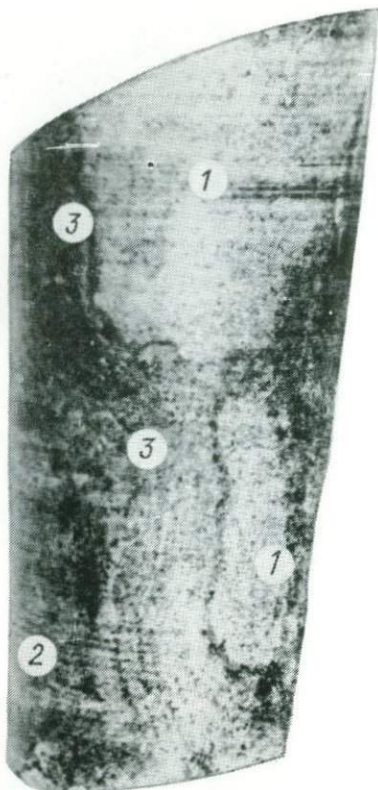


Фото 18. Будинированные включения хром-содержащего пироксенита в двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитах. Среднее Побужье, Полянецкий участок.

0,9 натур. вел.:

1 — реликтовый пироксенит ($\text{Рп} + \text{Мп} \pm \text{Хр} \pm \pm \text{Шп}$); 2 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит; 3 — гранат-роговообманковая реакционная кайма ($\text{Гр} + \text{Рог} \pm \pm \text{Рп} \pm \text{Мп}$)

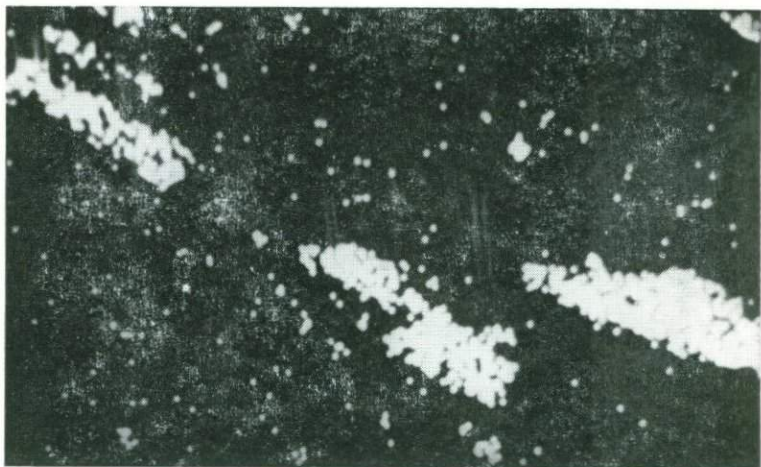


Фото 19. Распределение кальция в продуктах распада гиперстена.
Электронный микроанализатор IХА-5. Увел. 6000.
Сгущение белых точек — ламелли клинопироксена



Фото 20. Инвертированный магнезиальный пикзонит из оливни-
нового пироксенита, Среднее Побужье. Ник. $\times$. Увел. 40.
Серые участки — ламелли клинопироксена

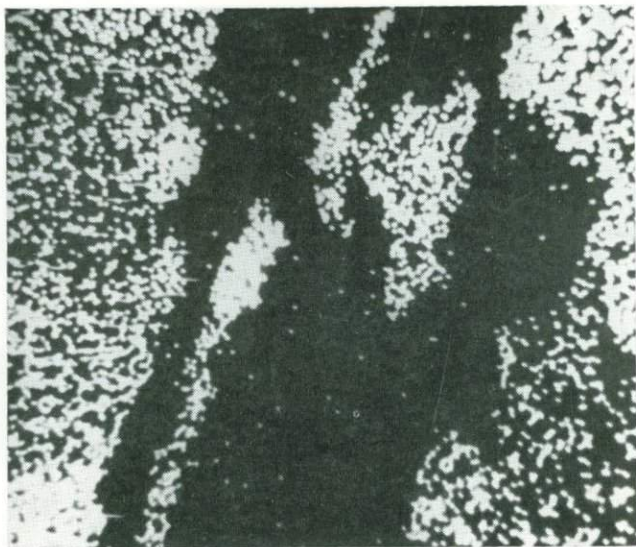


Фото 21. Распределение кальция в инвертированном магнезильном пижоните, заключенном в агрегате метаморфического клинопироксена. Электронный микроанализатор IXA-5. Увел. 1200

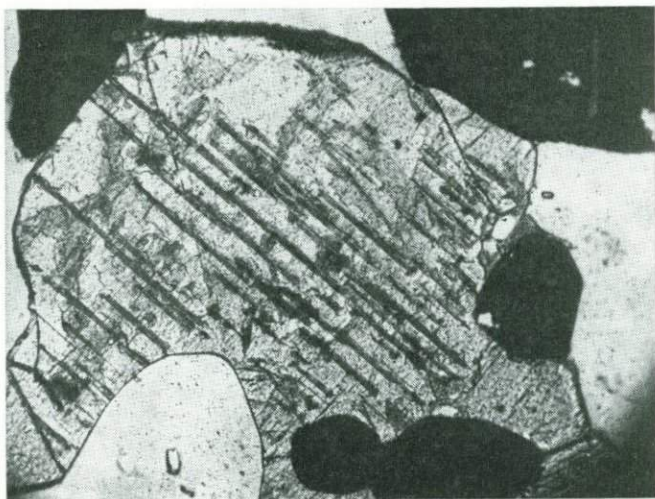


Фото 22. Распад твердого раствора клинопироксена из двупироксен-плагиоклазового мафитового гранулит. Без анализатора. Увел. 40.
Ламелли распада — ортопироксен

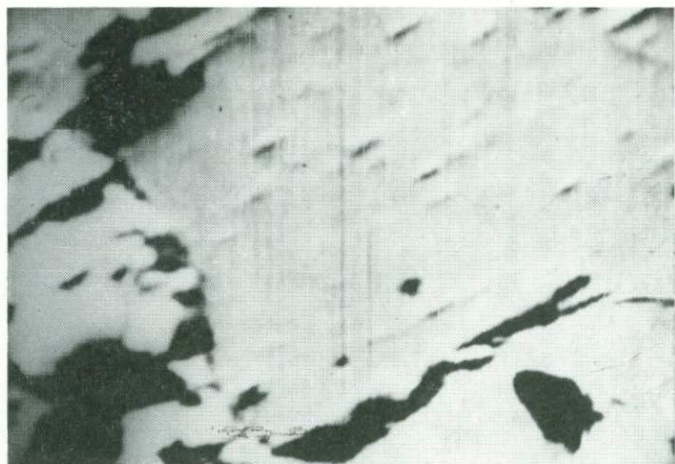


Фото 23. Сканограмма структуры распада богатого кальцием клинопироксена из двупироксен-роговообманкового кристаллосланца. Электронный микроанализатор IXA-5. Увел. 600. Татария, Усть-Икская площадь.

Короткие пластинки — ламелли ортопироксена

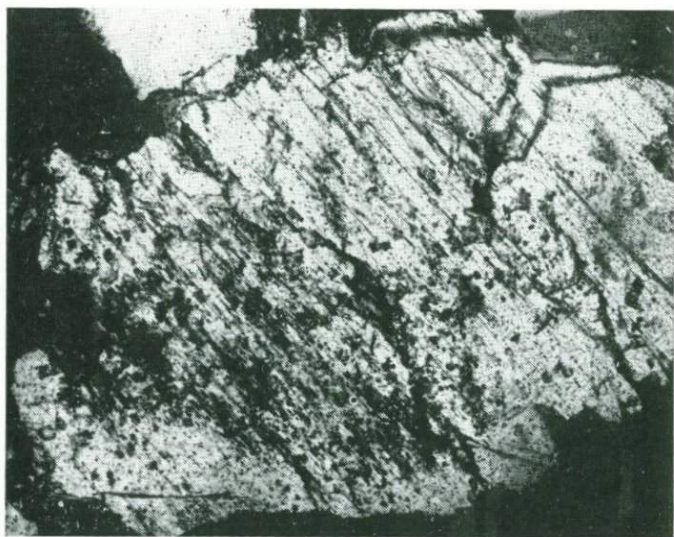


Фото 24. Структура распада клинопироксена из двупироксен-роговообманкового кристаллосланца. Без анализатора. Увел. 35. Распавшееся ядро окружено каймой гомогенного клинопироксена, равновесного с роговой обманкой

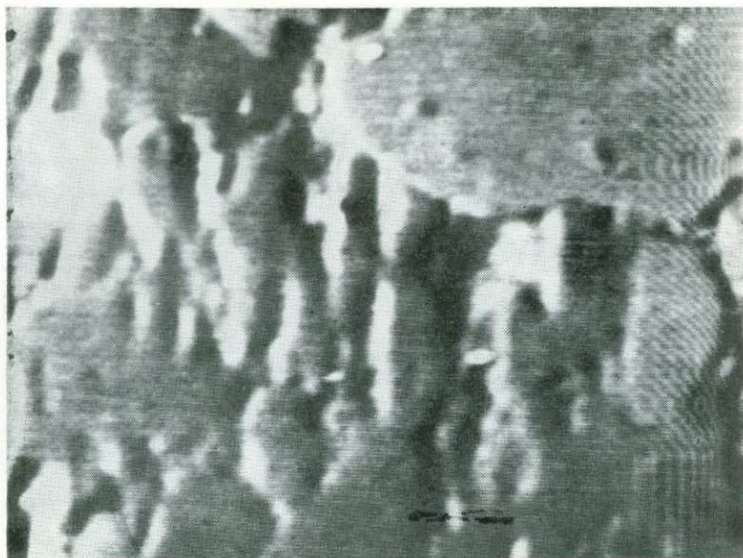


Фото 25. Сканограмма продуктов распада инвертированного ферро-пирожонита из гранат-клинопироксен-анортитового эвлизита. Электронный микроанализатор IXA-5. Увел. 600. Среднее Побужье, участок Молдовский.

Матрица — ортопироксен; ламелли — клинопироксен

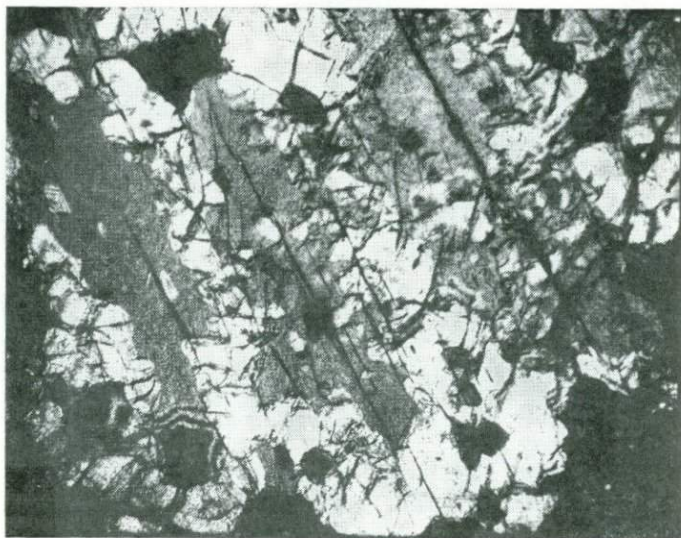


Фото 26. Икhtiоглиптовидные продукты распада инвертированного ферропирожонита из эвлизита. Ник. X. Увел. 18. Приазовье, Первомайский участок, Мангушская группа месторождений



Фото 27. Распределение кальция в инвертированном ферропирожните. Электронный микроанализатор. Увел. 600.
Ламелли клинопироксена, богатого кальцием, имеют тонкопластинчатую форму

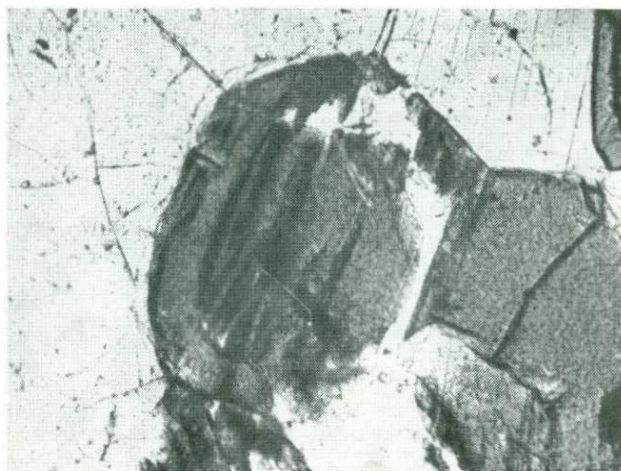


Фото 28. Зональная структура роговой обманки из гиперстен-роговообманкового мафитового гранулит. Побужье, участок Полянецкий.
Ядро соответствует составу Pog_1 , а кайма — составу Pog_2 (см. табл. 9)

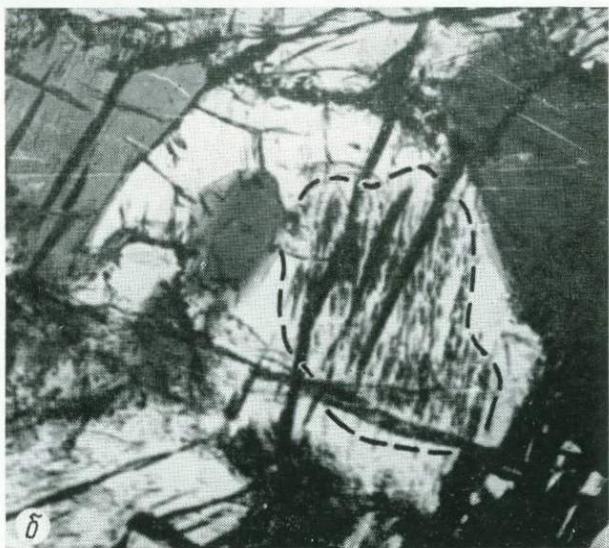
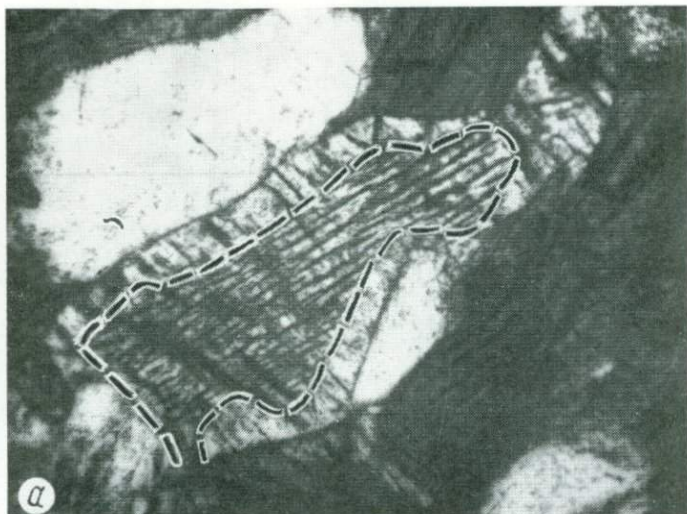


Фото 29. Структура бинодального распада в клинопироксене. Увел. 29:
 а — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит близ г. Гайворон (Украинский щит); б — то же, Нурлатская площадь, Татария (фундамент Русской плиты). Ядро из ортопироксеновых ламеллей и клинопироксеновой матрицы окружено гомогенной каймой более позднего клинопироксена, равновесного с роговой обманкой

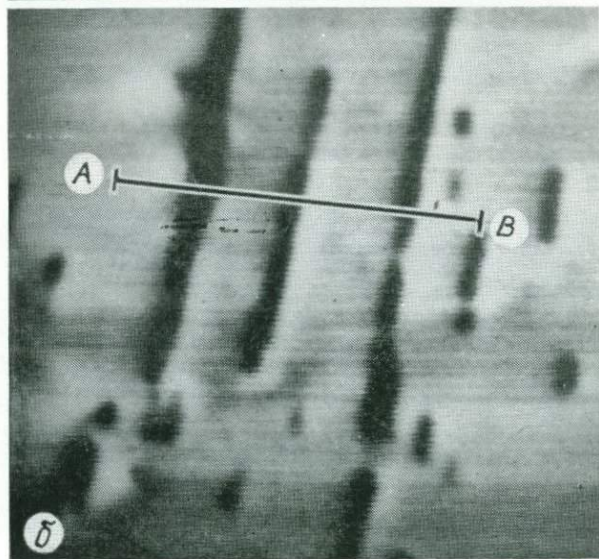
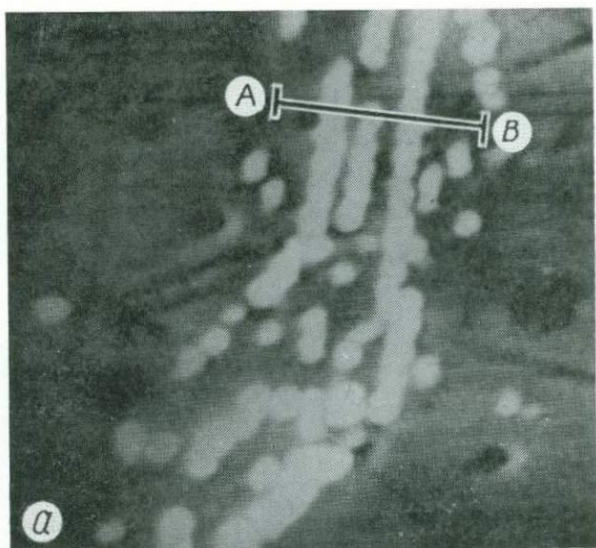


Фото 30. Структуры распада метаморфических
клинопироксенов на сканограмме

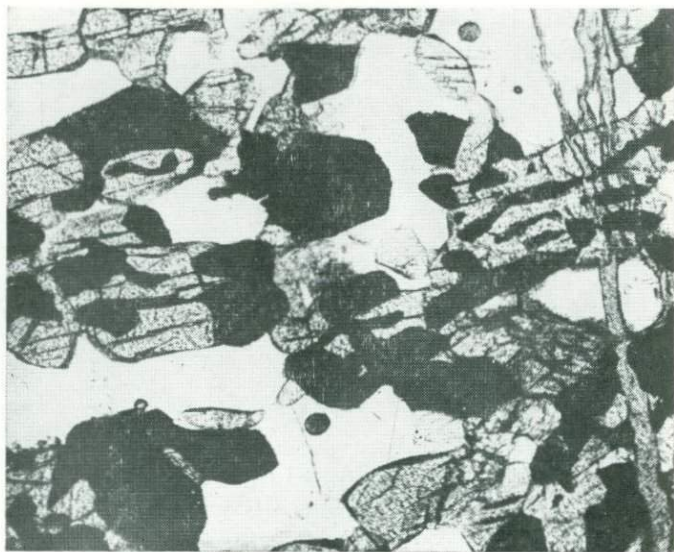


Фото 31. Выделение магнетита при распаде феррогиперстена из высокожелезистых двупироксен-плаггиоклазовых мафитовых гранулитов. Без анализатора. Увел. 35. Приазовье, участок Куксунгурский

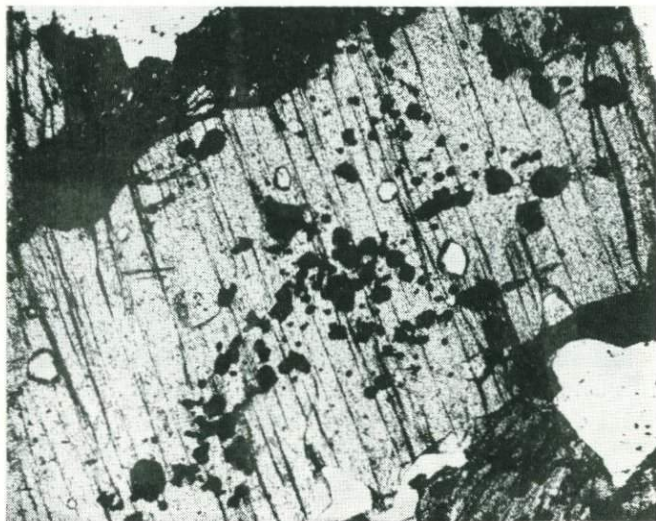


Фото 32. Образование магнетита при окислении феррогиперстена из эвлизитовых пород. Без анализатора. Увел. 26. Приазовье, участок Корсак-Могила

Т а б л и ц а 4. Химический состав (%) шпинелидов из гипербазитов и ультрамафитовых амфиболитов суперкрупного основания Украинского щита (Побужье)

Оксид	1	2	3	4	5	6	7*	8
Al ₂ O ₃	16,1	16,7	4,3	19,4	5,9	6,8	6,7	4,0
Cr ₂ O ₃	41,9	42,4	37,6	44,6	18,4	10,9	6,0	Следы
Fe ₂ O ₃	15,1	12,9	29,7	3,0	45,2	51,2	49,6	63,0
FeO	11,9	15,3	20,3	21,5	23,2	24,3	25,9	30,8
MgO	15,0	11,2	6,9	11,2	6,6	4,7	5,4	0,4
Сумма	100,0	98,5	98,8	99,7	99,3	98,9	—	99,1

П р и м е ч а н и я: 1 — алюмохромит из вкрапленных хромитовых руд, Липовеньковский участок, скв. 1709, гл. 55 м; 2 — акцессорный алюмохромит из аподунитового серпентинита, Капитановский участок, скв. 1475, гл. 207 м; 3 — хромит из дунита, Тарноватский участок, скв. 15014, гл. 575 м; 4 — реликт алюмохромита из перидотита, Полянецкий участок, скв. 15036, гл. 264 м; 5 — высокохромистый магнетит из шпинель-оливинового амфиболита, там же, гл. 251 м; 6 — то же, из оливинового амфиболита, там же, гл. 238 м; 7 — то же, из бесплагиоклазового пироксенового амфиболита, там же, гл. 233 м; 8 — магнетит из ферромафитового гранулит, там же, гл. 224 м.

Обр. 1,2 — из коллекции А.Я.Каневского; ан. 1—6, 8 выполнены на электронном микроанализаторе (лаборатория ИГФМ АН УССР); ан. 7 — аналитик Б.В.Мирская.

* Кроме того, определены TiO₂ (1,65 %), CaO (0,28 %), MnO (0,08 %).

алюмохромита в ультрамафитах района Сукинда (Индия) (см. Реферат журн., 1973, 3В200).

В гипербазитах раннего докембрия нередко ассоциируют акцессорные хромшпинелиды двух генераций, принадлежащих магматической стадий: более ранней, представленной собственно хромитом, и следующей за ней, где развиты алюминиевые хромшпинелиды. Согласно многочисленным экспериментам, воспроизводящим фазовые взаимоотношения на ликвидусе перидотитов и толеитов, оба типа шпинелидов относятся к числу ликвидусных фаз, выделяющихся до давления 2600 МПа вместе с оливином [193]. Эти особенности затвердевания мафит-ультрамафитовых расплавов подтвердились в экспериментах Н.Ардта [115], изучавшего пути кристаллизации перидотитовых коматитов из Манро-Тауншип (Канадский щит). Согласно результатам работы [115], ассоциация хромита (Cr₂O₃ > 30 %) с алюминиевым хромсодержащим шпинелидом (Al₂O₃ > 30 %) на ликвидусе наиболее вероятна в интервале давлений 800—2000 МПа при температурах 1280—1450 °С. Однако в условиях образования спинифекс-структур на дневной поверхности (давление 0,1 МПа) последний из названных типов шпинелей не выделяется, уступая место различным алюмосиликатам. Таким образом, ассоциирующие шпинели и инвертированный магнетиальный пикнит характеризируют значительный температурный интервал ликвидусного минералообразования. Это может свидетельствовать о том, что маломощные образования нижнедокембрийских гипербазитов не отделялись от родоначального расплава и образовались путем накопления продуктов ранней стадии кри-

сталлизации. В отличие от расслоенных интрузий, где происходило спокойное формирование кумулятов в магматическом резервуаре, рой мелких тел гипербазитов кристаллизовались в условиях неравномерного охлаждения и значительного перепада давлений, конвекционных токов и явлений частичной ликвации. С других точек зрения трудно объяснить наличие в мафитовых гранулитах мелких включений хромсодержащих пироксенитов (размеры в поперечнике от нескольких сантиметров до первых метров). Участки скопления таких образований беспорядочно рассеяны в толщах мафитов. Включения пироксенитов оказываются более жесткими, чем вмещающие мафитовые гранулиты, и будинируются (фото 18). В тождественной обстановке дунитовые обособления растекаются и образуют резко уплощенные линзы, ориентированные согласно полосчатости или кристаллизационной сланцеватости. Реакционная зональность отчетливо проявляется даже в микромасштабах — включения пироксенитов отделяются от вмещающего мафита по всему периметру каймой бесплагиоклазового гранатового пироксенового амфиболита (см. фото 18).

Изученные останцы древнейших гипербазитов по ассоциациям и составу минералов мало чем отличаются от ультраосновных пород умеренных фаций глубинности в геосинклинальных областях, рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и родственных им континентальных структурах земной коры.

Канада

Проблемы возрастной и стратиграфической корреляции докембрия Северной Америки освещены Ф.Кингом в работе [38]. Сопоставляя принципы классификации и подход к корреляции докембрийских толщ, принятые геологическими службами США и Канады, Ф.Кинг в пределах Канадского щита выделяет кеноранский (2560–2690 млн.лет), гудзонский (1800–1750 млн. лет) и гренвилльский (1000–1100 млн. лет) этапы орогенеза. Иные геологические события, по его мнению, имеют местное значение. Крупнейшие орогенетические этапы проявлялись в определенных провинциях и практически не имеют доказанных аналогов в других. Так, кеноранский орогенез представлен главным образом в провинции оз.Верхнее (Мидконтинент), гудзонский — в провинции Черчилл и гренвилльский — в провинции Гренвилл [27].

В целом тектонические подразделения, основанные на статистике изотопных датировок, являются предметом оживленных дискуссий, в особенности затрагивающих проблемы омоложения изотопных дат и возрастной принадлежности пород провинции Гренвилл [27, 137]. Последние во многих случаях представлены сочетаниями, характерными для алдана, но имеют широко колеблющиеся цифры возраста. Ранний докембрий отчетливо подразделяется на фундамент, сложенный породами гранулитового комплекса (3500–3800 млн.лет), и образования зеленокаменных вулканогенных поясов киватинского типа (на рубеже 2700 млн.лет) только в провинциях Сьюпериор и Слейв. В большинстве других регионов Канады и США из-за последующих процессов складчатости и гранитизации, влияющих на изотопные отношения, диафторированные комплексы раннего докембрия не удается отличить даже от среднедокембрийских [27]. Согласно работе [55], датирование древнейших продуктов глубинного метаморфизма затруднено из-за неясной пока степени соответствия природных изотопных отношений модели закрытых изотопных систем.

Восточная часть Канадского щита (большая часть провинции Сьюпериор, Гренландия, Баффинова Земля, Соммерсет и провинция Гренвилл) представляет собой территорию с наиболее глубоким уровнем эрозии и соответственно широким распространением сильно метаморфизованных пород докиватинского структурного этажа. Выделение последних в пределах интенсивно дислоцированных районов вызывает существенные разногласия, которые тесно связаны с представлениями о направленности и стиле регионального метаморфизма.

Метаморфические комплексы провинции Гренвилл интенсивно перемя-

ты и диафторированы в период гренвилльского орогенеза, что создает большие трудности при характеристике метаморфических процессов и возрастном их расчленении. Существование догренвилльского фундамента, на котором развивались толщи гренвилльской серии, было доказано Х.Уэйн-Эдвардом [198]. Известно, что дизъюнктивные нарушения, приуроченные к сочленению фундамента и комплексам гренвилльской серии, обуславливают сложную их перемежаемость [27]: блоки и выступы кристаллического основания встречаются в катаклазированных породах верхнего структурного этажа.

На геологической карте провинции Гренвилл глубоко метаморфизованные комплексы основания занимают почти 65 % территории [158]. Омоложенные изохронные датировки не могут служить основой для сопоставления фундамента со сходными по вещественному составу образованиями докиватинского структурного этажа. Обширные области развития комплексов догренвилльского основания известны в юго-западных и северо-восточных районах провинции Гренвилл. Площади древнего основания представляют собой гранитоидные поля, насыщенные ареальными останцами пород гранулитовой фации на разных стадиях диафтореза: двупироксен-роговообманковыми, пироксеновыми гранулитами и кристаллосланцами, амфиболитами (гранатовыми, клинопироксеновыми и др.), амфиболовыми плагиогнейсами. Высокотемпературные метабазиты нередко ассоциируют с различными чарнокитоидами. Если к образованиям догренвилльского основания отнести породы гранулитовой фации, рассеянные в виде своеобразных "островков" в полях амфиболитовой фации центрального района, то можно вслед за Дж.Фрозе и У.Нейвудом [137] прийти к выводу о некогда повсеместном распространении гранулитовой фации в фундаменте провинции Гренвилл. Эта особенность локализации реликтовых продуктов высокотемпературного метаморфизма хорошо отражается на карте метаморфических фаций Канадского щита, составленной Геологической службой Канады [158].

В восточных районах провинции габбро-анортозиты претерпели глубокий диафторез в фации зеленых сланцев, а в центральных — в условиях низких ступеней амфиболитовой фации. По-видимому, более полно взаимоотношения габбро-анортозитовых комплексов и глубоко метаморфизованных пород догренвилльского фундамента прослеживаются в юго-западной ее части. В породах основания преобладают парагенезисы гранулитовой и высоких ступеней амфиболитовой фаций. Кварц-пироксеновые и пироксеновые маггериты, сопутствующие габбро-анортозитам гренвилльского пояса, в большинстве случаев ничем не отличаются от чарнокитов и чарнокитовых гранулитов, описанных в суперкрупных комплексах Индии, Австралии, Южной Америки и других районах. В ряде работ по Канадскому щиту эти гранитовидные породы охарактеризованы как метаморфогенные чарнокиты и рассмотрены в составе анортозит-чарнокитовых комплексов [137]. На примере массива Адирондак породы габбро-анортозитовой (анортозит-метаноритовой) серии предлагалось относить к догренвилльским образованиям [27]. Во мно-

гих случаях часть пород габбро-анортозит-мангеритовых массивов по структурно-текстурным признакам и минеральному составу трудно выделить на фоне образований гранулитового комплекса [157, 158]. Не исключено, что в пределах гренвилльской структурной зоны распространены две группы анортозит-базитовых пород. К одной из них относятся крупнейшие массивы — Сент-Джин, Бекингам, Локаст, Адирондак и другие, характеризующиеся большой мощностью (около 4 км). Другую группу представляют многочисленные (более 150) мелкие тела, в которых сочетаются обособления анортозитового, мафического и ультрамафического состава. Среди последних [137] различают серпентинизированные перидотиты, дуниты и породы переходного (к мафитам) типа. Ассоциации этих пород тесно перемежаются с частично диафортированными образованиями гранулитового комплекса, залегающего в основании разреза гренвилльской серии. В составе гранулитового комплекса (к северу от р.Св.Лаврентия) преобладают следующие группы парагенезисов: в *мафических гранулитах* — $Rp+Mp+Pl_{40-60} \pm Ro \pm Bi \rightarrow Mp+Ro \pm Bi$; $Rp+Pl \rightarrow Gr \pm Pl+Mp \pm Kв$; $Rp+Ro+Pl \rightarrow Gr+Ro+Mp+Pl$; $Rp+Ro+Pl \rightarrow Kв+Ro+Bi$; в *карбонатных породах* — $Ka+Fo+Шп \rightarrow Ka+Fo+Ди \rightarrow Ди$; в *ультрамафических породах* — $Rp+Ol \pm Mp \rightarrow Rp+Ol+Ro \rightarrow Rp+Ro \pm Pl$; $Ol \rightarrow Rp+Ol+Ro$.

Обособления анортозитоподобных пород в мафических гранулитах и кристаллосланцах, претерпевших регрессивные изменения, на границе с мафитами окаймляются гранатом. В высокожелезистых мафитах возникают гнезда эвлизитовых пород, с которыми связываются пластообразные тела магнетитовых руд. В контактной зоне карбонатных и железистых мафитовых пород за счет десиликации и окисления возникают небольшие рудопоявления типа апатитсодержащих магнетитовых кварцитов. Такие обособления, ассоциирующие с мафитовыми (реже мафит-ультрамафитовыми) породами, канадские геологи называют скарнами.

В докембрии провинций Сьюпериор и Черчилл различаются три главных структурно-вещественных комплекса: обширные гранит-мигматитовые поля, трогии метаосадочных пород и пояса, сложенные метавулканитами, метаморфизованными в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях.

В гранитоидах содержатся реликты мафических гранулитов и другие останцы более древнего гнейсо-гранулитового комплекса.

В провинции Черчилл (район оз.Атабаска) догранитные породы гранулитового комплекса не претерпели мигматизации и представлены ассоциациями пород, характерными для мафит-эндербитовой формации: $Rp+Mp+Ro+Pl+Ил$, $Rp+Pl \pm Gr$, $Rp+Bi+Pl \pm Kв$ и $Gr+Bi+Сил \pm Кор \pm Pl+Kв$. Среди пород этой толщи содержатся многочисленные, но маломощные лейкократовые гиперстен-плагиоклазовые сланцы и плагиогнейсы (аналогичные эндербитовым плагиогнейсам), гранат-пироксеновые эвлизитовые породы, реликты двупироксеновых кристаллосланцев и небольшие зоны развития магнетит-пироксеновых кварцитов ($Rp+Mt \pm Kв \pm Gr \pm Mp$).

Крупные выходы останцов гранулитового комплекса известны также

в других областях провинции: юго-восточнее оз.Атабаска в районе Вуллстон-Лейк, где особенно широко распространены гиперстен-роговообманковые мафические гранулиты, эндербиты и другие чарнокитоидные образования. Их возраст по данным изотопного датирования составляет 2700 млн. лет.

Вдоль границы провинций Черчилл и Сьюпериор (область Пикунитоней) среди останцов гранулитовой фации преобладают гранат-двупироксен-роговообманковые мафические гранулиты. Выходы высокотемпературного "гнейсового" комплекса образуют своеобразный пояс из блоков, площадь которых резко уменьшается с северо-востока к юго-западу. Продукты регрессивного метаморфизма располагаются по отношению к сопряженным полям останцов гранулитового комплекса зонально: метабазиты гранулитовой фации → породы, переходные от гранулитовой фации к амфиболитовой → продукты диафтореза в условиях низких ступеней амфиболитовой фации [158]. В.Вебер и Р.Скоутс [189] усматривают в этой последовательности (обычной для раннего докембрия Канады) развитие прогрессивного метаморфизма, полагая, что метаморфизм гранулитовой фации был моложе метаморфизма пород зеленокаменного пояса. Дальнейший регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, по мнению Дж.Рассела [177], обуславливался тектоническим воздействием гудзонского орогенеза и в одинаковой форме протекал по обе стороны разлома. Необходимо подчеркнуть, что типы и фации метаморфизма в поле развития серии Киватин (с южной стороны) и в прилегающих с северо-запада субпровинциях Сачиго, Учи и Вабигун несопоставимы (рис. 30). Как видно, основание серии Киватин метаморфизовалось в пределах низких ступеней амфиболитовой фации. Северо-западный район сочленения по характеру распространения продуктов метаморфизма является принципиально иным: гранулитовая фация → степень метаморфизма, промежуточная между гранулитовой фацией и высокой ступенью амфиболитовой → умеренная и низкая ступени амфиболитовой фации → продукты метаморфизма высоких ступеней амфиболитовой фации. Ж.Леври и др. [135] рассматривают площадь распространения высокотемпературных продуктов метаморфизма в качестве выступа полиметаморфического архейского кратона, окаймленного (по мере смещения к периферии поля развития метаморфического комплекса) продуктами все более низкотемпературного метаморфизма. Эти представления хорошо согласуются с результатами более ранних исследований Дж.Фрезера [136], который отмечает в составе гранулитовых "ядер" субпровинции Пикунитоней наличие чарнокитов с многочисленными реликтами мафических гранулитов ($Rp+Mp+Pg+Pl$, $Rp+Pg+Pl$). На породы гранулитовой фации накладывается регрессивный метаморфизм, что хорошо прослеживается в метапелитах данного региона: $Gr+Sil+Kor+Ort \pm Pl \rightarrow Gr+Sil+Mu+Bi+Pl \rightarrow Sil+And+Ort \rightarrow And+Sil+Ort \rightarrow And+Kor_{Fe}+Ort \rightarrow Gr+And+Ort$. Очевидно, что региональный метаморфизм сопровождался последовательным понижением температуры. В северо-восточных районах провинции Черчилл широко рас-

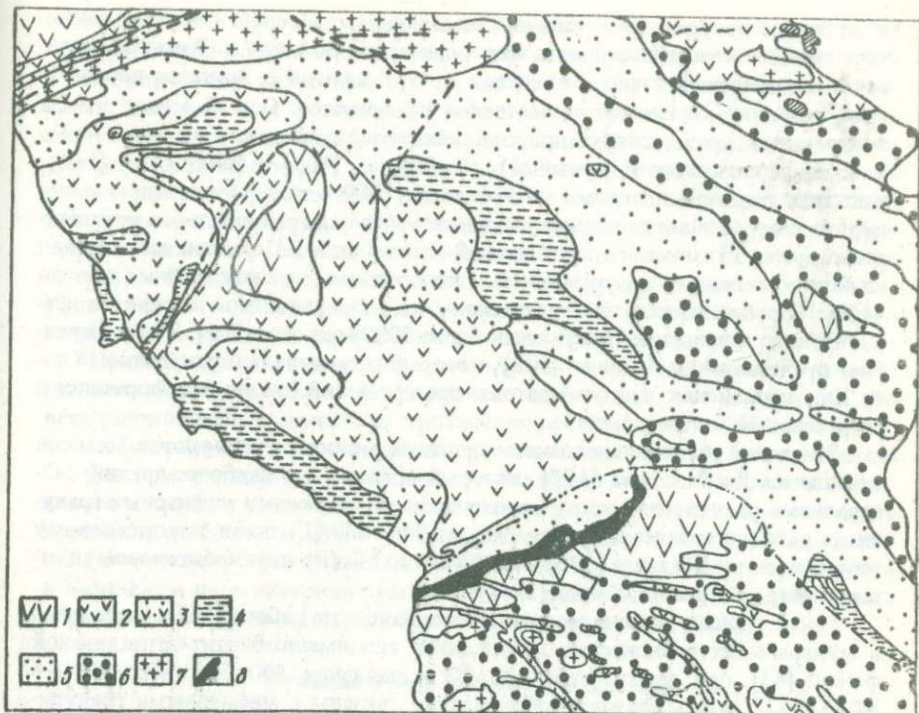


Рис. 30. Схема распространения полей метаморфических фаций на границе провинций Сьюпериор и Черчилл [158]:

1 – гранулитовая фация; 2 – высокие ступени амфиболитовой фации; 3 – вулканиты зеленокаменных поясов; 4 – ставролит-андалузитовая субфация; 5 – зеленокаменные диафортиты; 6 – низкие ступени амфиболитовой фации; 7 – граниты; 8 – мафит-ультрамафит-железистая формация никеленосного пояса Томпсон

пространены ареальные останцы гранулитового комплекса. В его составе преобладают высокотемпературные мафиты с парагенезисами $Rp+Mp+Rog+Pl$, $Gr+Rp+Rog+Pl$, $Gr+Rp+Mp+Pl$. Эти образования тесно перемежаются с лейкократовыми эндибитовыми плаггионейсами и гранулитами, содержащими парагенезисы $Bi+Rp+Pl$, $Bi+Rp+Pl+Kv$, $Rp+Pl+Kv$, $Gr+Rp+Pl+Kv$. Дж.Фрезер [136] связывает метаморфизм гранулитовой фации с древнейшим докеноранским периодом развития данного региона. Возникновение более поздних парагенезисов амфиболитовой фации, по его представлениям, было синхронным с кеноранской складчатостью.

Закономерности распространения ультраосновных пород в суперкрупном основании Канадского щита в разное время изучались многими исследователями [41, 55, 103, 126, 132, 158, 169, 176, 177]. Ультрамафитовые тела залегают среди мафитов гранулитовой фации в виде своеобразных "рогов", прослеживающихся на десятки и первые сотни километров. Структуры,

к которым приурочены скопления малоомощных обособлений ультрамафитов, принято классифицировать как линсементы, или пояса. Взгляды геологов на возрастные взаимоотношения ультрамафитов с другими породами гранулитового комплекса существенно различаются. С этой точки зрения показательна дискуссия о природе ультрамафитов никеленосного пояса Томпсон (провинция Пикунитоней). Дж. Расселл [103] и В. Передери [169], учитывая данные изотопного датирования (1800 млн. лет) пришли к выводу, что ультраосновные породы внедрились в толщу гранулитового комплекса во время гудзонского орогенеза. В дальнейшем В. Передери сопоставлял глубокоизмененные ультрамафиты с коматиитами зеленокаменных поясов [169]. Однако недавно было доказано, что возраст гнейсов и мафитов гранулитового комплекса Пикунитоней более 3000 млн. лет [103]. Это подкрепляет представления К. Белла [103], который рассматривал гранулитовый пояс Пикунитоней как выступ кратона, претерпевший сложные деформации и регрессивный метаморфизм.

Эволюция регионального метаморфизма в никеленосном поясе Томпсон освещалась Дж. Расселом [177], который показал, что наиболее древние минеральные равновесия между орто- и клинопироксенами мафитовых гранулитов устанавливались при температурах 940–880 °C (по двупироксеновому геотермометру П. Уэллса [190]) или 865–920 °C (по двупироксеновому геотермометру В. Вуда и С. Банно [196]).

Последующая ступень метаморфизма, согласно работе [177], отразилась в минеральных равновесиях метapelитов силлиманит-биотит-ортотлазово-фации [43] при температуре 650 °C и давлении 400–500 МПа ($P_{H_2O} = 0,05 P_s$). Ультрамафитовые обособления связаны с мафитовыми гранулитами постепенными переходами, которые устанавливаются как со стороны лежащего, так и со стороны висячего бока. Промежуточные породы представлены оливиновыми и другими ультрамафитовыми амфиболитами [169]. Сопоставление данных работ [169] с результатами наших исследований [88] и других [127, 147, 159, 165] позволяет предположить, что метаморфогенная природа такой зональности является более вероятной, чем магматическая. Действительно, при формировании эффузивов скорость теплоотдачи намного превышает скорость диффузионного массопереноса и затвердевание лавы осуществится раньше, чем произойдет сколько-нибудь заметная дифференциация. Отметим, что иницированные дайки основного или пикритового состава встречаются в природе крайне редко.

И. Ф. Эрманович и У. Девисон [103] указывают на отсутствие данных о возрасте ультраосновных пород никеленосного пояса Томпсон: они могут быть раннеархейскими или внедриться в протерозойский период. По нашим оценкам, первая из названных гипотез является более правдоподобной. Важно подчеркнуть, что в пределах зоны развития мафит-ультрамафитовых пород (район Томпсон-Моак-Лейк) встречаются небольшие тела эвлизитов и магнетит-пироксеновых кварцитов.

Затронутые проблемы определения возраста поясов, вмещающих комплексы мафит-ультрамафитовых пород, относятся и к другим регионам Ка-

надского щита. Так, пояс Хант-Ривер (Южный Лабрадор) характеризуется пространственной ассоциацией мафит-ультрамафитовых железистых пород и рассматривается как супракрустальная толща [41]. Между тем в амфиболитах, заключающих ультрамафитовые тела, встречаются реликты гранат-пироксеновых и пироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов, которые хорошо коррелируют с мафитами в составе высокометаморфизованного раннеархейского основания (возраст 3600 млн. лет). Породы пояса Хант-Ривер претерпели сложные деформации и отделяются от образований древнейшего основания крайне незначительным расстоянием (до нескольких метров). Сходные взаимоотношения с суперкрустальным комплексом Уйвак (возраст 3622 млн. лет) обнаруживают так называемые супракрустальные породы Упернавик (провинция Нейн) [41].

Приведенные данные показывают, что на территории Канадского щита аналоги мафит-энтербитовой формации значительно распространены. Во всех рассмотренных случаях их проявления представляют собой древнейшие блоки суперкрустального основания, некогда занимавшие обширные площади.

Если не учитывать региональные классификации геологических комплексов и принять во внимание ассоциации пород, их структурно-текстурные признаки, особенности изменения вещественного состава и условия залегания, то можно прийти к заключению, что ряд докембрийских линейментов в Канадском щите контролирует развитие в разной степени переработанных образований мафит-ультрамафит-железистой формации.

Западная и Юго-Западная Гренландия

Архейская кора Западной и Юго-Западной Гренландии по результатам изотопного датирования возникла около 4000 млн. лет назад. Древнейшие проявления регионального метаморфизма гранулитовой фации связываются с периодом 2750–2950 млн. лет. Породы гранулитового комплекса Западной Гренландии характеризуются уникальной стабильностью изотопных операций возраста, хотя, как признали участники специального симпозиума "Эволюция архейской коры" (Канада, 1976 г.), имеют большое петрологическое, формационное и структурное сходство с высокометаморфизованными докембрийскими комплексами полуострова Лабрадор. А.К.Башарин и др. [27] убедительно показали, что принципиальные черты этого подобия типичны и для докембрийских комплексов провинции Черчилл.

Формирование архейской коры Гренландии осуществлялось в несколько этапов (по Б.Бриджуотеру [147]):

- 1) образование ранней сиалической коры (гнейсы Амитсок), в строении которой принимали участие осадки, продукты вулканизма и габброидные интрузии (3700–3900 млн. лет);

- 2) региональный метаморфизм амфиболитовой (комплекс Исса) и гранулитовой фаций (южнее Нарссака); развитие метаморфизма, по-видимому, сопровождало процессы наращивания ранней сиалической коры (около 3600 млн. лет);

- 3) внедрение даек типа Амералик; некоторые из них интродуцировали в процессе регионального метаморфизма гранулитовой фации (3000–3600 млн. лет);
- 4) образование осадочных и вулканических толщ — супракрусталльный комплекс Малене, хотя надежных данных о его возрасте пока нет (3000 млн. лет);
- 5) формирование главной массы слоистых базитов (анортозитов), связанных, вероятно, с вулканическими комплексами (типа Малене);
- 6) синтетектоническое проявление гранитных мигматитов Нук, образование послемигматитовых даек (2800–3000 млн. лет);
- 7) высокотемпературный метаморфизм, сопровождающийся активным гранитообразованием (2500–2800 млн. лет).

Архейская кора Гренландии сложена различными мигматизированными гнейсами, в которых сохранились останцы древнейших метабазитов — двупироксеновых, гиперстеновых, гиперстен-роговообманковых, гранат-пироксен-роговообманковых и иных основных гранулитов и кристаллосланцев. В составе толщ устанавливаются небольшие, конкордантно залегающие тела анортозитов, габбро-анортозитов, дунитов, перидотитов, пироксенитов и железистых пород. Примечательно, что на значительной площади породы слабо затронуты диафторезом и сохранили древнейшие черты гранулитовой и амфиболитовой фаций. В биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсах часто встречаются различные останцы ультрамафических, анортозитоподобных, высокоглиноземистых, сапфирин-шпинелевых и близких им образований, железистых пород типа магнетитсодержащих гранатовых эвлизитов.

Обширная территория, в пределах которой тесно чередуются мафитовые, ультрамафитовые и анортозитоподобные образования (среди последних встречаются хромитоносные обособления), получила название "расслоенный интрузивный комплекс Фискенессет" [193]. Ассоциации перечисленных пород связываются с магматической дифференциацией в период становления крупной (видимая мощность до 500 м) пластообразной интрузии, претерпевшей затем метаморфизм гранулитовой фации.

Точка зрения Б. Уиндли и др. [193] разделяется не всеми, однако понятия "метаморфизованное габбро комплекса Фискенессет" и "метавулканы" утвердились в литературе [57, 144]. Следует заметить, что "метагаббро" в составе расслоенной части предполагаемого интрузивного комплекса по петрографическим и петрохимическим признакам не отличается от пироксен-роговообманковых мафических гранулитов и амфиболитов района Фискенессет, объединенных большинством исследователей Юго-Западной Гренландии в группу метавулкаников [45].

Взаимоотношения метабазитов и анортозитоподобных пород рассматриваются по-разному. Анортозитоподобные породы скорее являются новообразованиями, возникшими на мафитовом субстрате, чем псевдостратифицированными единицами расслоенного комплекса. К. Соренсен [5] в районе Фиске-фиорда описал гиперстеновые амфиболиты с цепочкообразными скоплениями крупных порфириобластов плагиоклаза и грубозернистыми плагио-

класитовыми обособлениями (Pl+Rn±Pog) метасоматического или палингенного происхождения. В районе Буксе-фиорда он встретил в анортозитоподобных телах реликты бесплагноклазовых и иных амфиболитов. В работе [193] эти образования названы анортозитами с вытянутыми роговообманковыми шпирями (зона 6). Там же встречены анортозитоподобные породы с гранатосодержащими теневыми реликтами мафических гранулитов (зона 8). Дж.Майерс показал [164], что к востоку от района Фискенессет анортозитоподобные породы в виде субпараллельных полосчатых или дискордантных тел отчетливо рассекают массив амфиболитов. За пределами контура "расслоенного комплекса" известны одиночные обособления ультрамафитов, залегающие в амфиболитах в форме узких, вытянутых линз. В р-не Готхоб скопления тонких линз ультрамафитов и антофиллит-роговообманковых пород протягиваются в массивах амфиболитов на несколько километров [5]. Анортозитоподобных образований практически нет. Севернее Фискефиорда (р-н Товкусак) они залегают в полосчатых амфиболитах конкордантно и не имеют пространственных связей с ультрамафитами [5].

Результаты независимых исследований предшествующих лет показывают, что анортозитоподобные и ультрамафитовые обособления в амфиболитах Юго-Западной Гренландии нельзя рассматривать как производные одного магматического бассейна, раскристаллизованного в обстановке очень специфичной интрузивной фации. Об этом свидетельствуют взаимоотношения составных частей предполагаемого расслоенного интрузивного комплекса: 1) анортозитоподобные и ультрамафитовые породы не образуют устойчивых пространственных ассоциаций, они часто находятся в мафитах независимо друг от друга; 2) анортозитоподобные обособления во многих случаях проявляются как тела внедрения или продукты порфиробластеза, возникшие после формирования метаморфических текстур и минеральных парагенезисов мафитовых пород; 3) ультрамафитовые образования залегают всегда конкордантно по отношению к полосчатости вмещающих мафитов, между ними появляются переходные зоны реакционного взаимодействия, обусловленные процессами регионального метаморфизма [159].

Габброиды по структурным признакам не отличаются от вмещающих пироксеновых мафических пород. Составы сосуществующих в породах комплекса орто- и клинопироксена, граната и ортопироксена, роговых обманок и шпинелей не позволяют выявить соотношения, характерные для типично магматических комплексов (табл. 5). Б.Уиндли и Дж.Смит [194] считают, что химизм фаз в равновесных ассоциациях в одинаковой мере отражает черты магматической и метаморфической пород. Возможность реакционных взаимоотношений первичных обособлений с вмещающими мафитами и кальцифирами за счет изменения геохимического режима метаморфизма во внимание не принимается [144].

З.Мизар [159] описал реакционные взаимоотношения ультрамафитов и вмещающих амфиболитов в районе Сермилик-фиорда, расположенном в 110 км на север от комплекса Фискенессет. Он показал, что исходные обра-

Т а б л и ц а 5. минеральные парагенезисы и состав минералов, сосуществующих в чередующихся мафит-ультрамафит-анортозитовых породах района Фискенессет, Западная Гренландия (по данным работы [194])

Номер парагенезиса*	X _{Ol} Fe	X _{Pp} Fe	X _{Mp} Fe	X _{Por} Fe	X _{Шп} Fe	N _{Il} Na	N _{Por} Na	N _{Por} K
1	0,188	+	—	0,185	0,311	—	21,1	2,5
2	—**	—	—	—	—	82,4	—	—
3	—	—	—	0,385	—	87,4	20,4	1,9
4	0,136	0,143	—	0,154	0,307	—	15,7	1,6
5	—	—	—	0,465	—	85,8	16,6	5,4
6	—	—	—	0,360	—	48—60	17,0	5,2
7	—	—	—	0,298	—	85,0	16,4	4,3
8	—	—	—	0,454	—	+	19,5	5,2
9	—	—	—	0,438	—	85,6	13,2	7,4
10	—	—	—	0,280	—	89,5	19,4	3,6
11	—	—	—	0,210	—	89,1	21,8	3,5
12	—	—	—	0,470	—	87,4	16,1	6,1
13	—	—	—	0,262	—	86,5	17,5	4,2
14	+	0,181	0,116	0,159	+	—	12,8	0,7
15	—	—	—	0,295	—	87,8	15,1	1,3
16	—	—	+	0,373	—	90,6	7,2	3,8
17	—	0,257	—	0,245	—	93,5	16,9	1,6
18	—	0,285	—	0,241	—	93,5	16,9	0,9
19	+	+	—	0,185	0,370	—	12,3	1,3
20	—	0,293	—	0,256	—	91,9	17,1	1,9
21	—	0,271	+	0,264	—	91,5	22,5	2,6
22	—	0,233	—	0,229	—	95,6	24,3	1,6
23	—	0,233	—	0,212	—	96,4	19,9	1,1
24	—	—	+	0,316	—	77,4	10,9	7,9
25	+	—	+	0,169	0,313	—	7,9	1,2
26	+	—	+	0,253	—	96,4	17,5	5,0
27	0,143	0,138	—	0,131	—	—	15,8	2,3
28	—	0,190	—	0,175	0,382	—	15,2	2,3
29	—	—	0,260	0,328	—	83,4	11,9	7,0
30	+	0,220	—	0,209	0,415	—	13,1	1,5
31	—	—	0,254	0,353	—	88,4	11,5	5,1
32	0,230	0,217	—	0,209	+	—	14,9	1,5
33	—	—	—	0,392	—	80,2	9,7	7,2
34	0,233	—	0,127	0,174	—	—	13,9	2,9
35	0,261	0,217	0,223	0,191	—	—	18,3	3,1
36	0,236	—	0,124	0,131	—	—	—	—
37	+	0,223	0,139	0,171	—	—	11,1	1,8
38	0,211	—	0,119	0,137	—	—	11,2	1,2

П р и м е ч а н и е: 1–6 – анортозиты (гл. 75 м, зона 8, по [194]); 7–14 – хромиты (гл. 20 м, зона 7); 15–17 – анортозиты (гл. 130 м, зона 6); 18, 19 – мезократовые мафические гранулиты (гл. 250 м, зона 5); 20–23 – меланократовые мафические гранулиты (гл. 60 м, зона 4); 24–27 – тонкозернистые хромитсодержащие мафиты и ортопироксены (гл. 10 м, зоны 3, 4); 28–34 – чередование мезократовых мафических гранулитов и анортозитов (гл. 100 м, зона 3); 35–38 – пироксениты, дуниты, перидотиты с прослоями магнетита (гл. 100 м, зона 2).

* Увеличение номера парагенезиса отвечает переходу от кровли к подошве;

** "+" – наличие данного минерала в парагенезисе, "—" – его отсутствие.

зования представляют собой скорее всего разобщенные плитообразные тела перидотитов, которые развиты как реликты в ядрах тел роговообманковых пород. Изменения состава роговообманковых образований отражают процесс десиликации вмещающих мафитов и обогащения SiO_2 перидотитов [159].

А.Бертельсен и А.Ню-Нюгорд [5] указывают на значительное распространение в несколько более северном комплексе Готхоб обособленных ассоциаций ультрамафитов и бесплагноклазовых двупироксен-роговообманковых пород, ультрамафитов и анортзитоподобных образований, залегающих среди гиперстеновых амфиболитов (гиперстен-роговообманковых кристаллосланцев). При обсуждении характера ассоциации ультрамафитовых, мафитовых и анортзитоподобных образований в суперкрупной толще Западной Гренландии важно подчеркнуть, что в большинстве описанных случаев они образуют резко вытянутые согласные тела с небольшой мощностью и практически не образуют массивов, рассеиваясь в виде цепочковидных "роев" реликтовых линз [159]. Перидотиты окаймляются обыкновенно двупироксен-оливин-шпинель-роговообманковыми, двупироксен-роговообманковыми и близкими к ним породами, отражая, по мнению К.Соренсена [5], метасоматическое преобразование ультрамафитов в контакте с мафическими гранулитами и другими вмещающими породами. Роговообманковые пироксениты, аналогичные некоторым пироксенитовым "слоям" комплекса Фискенессет ($\text{Rп}+\text{Мп}+\text{Рог}+\text{Шп}+\text{Ол}+\text{Мт}$), образуют непрерывный метасоматический переход к двупироксен-роговообманковым кристаллосланцам (Пл 0–19 %) и гастингситовым амфиболитам. Генезис анортзитов К.Соренсен [5] рассматривает в связи с процессами метаморфической дифференциации и локального метасоматоза: наблюдаются порфиробластез мафитов и тонкие субпараллельные "прослои" анортзитов.

Как отмечалось, суперкрупные толщи Западной Гренландии не претерпели глубокой тектонической переработки и в них, вероятно, сохранились первичные породы гранулитового комплекса, которые плавно переходят в породы амфиболитовой фации и затем, в процессе мигматизации, участвуют в формировании гнейсо-мигматитового комплекса. Полнота сохранившихся взаимоотношений пород на различных стадиях метаморфизма и высокая стабильность изохронных датировок, показывающих, что метаморфизм суперкрупной толщи протекал в течение 100–150 млн. лет (до гнейсо-мигматитового этапа), позволяют предположить полифациальный характер древнейшего метаморфизма. Данные изучения гренландских метаморфических комплексов, несомненно, могут быть положены в основу разработки модели развития раннего докембрия.

С этой точки зрения привлекает внимание работа П.Веллса [195], который рассчитал условия равновесия в зависимости от температуры, давления и флюидного режима метаморфизма: $\text{Гр}+\text{Мп} = \text{Рог}+\text{Пл}$, $\text{Гр}+\text{Рп}+\text{Мп} = \text{Рог}$, $\text{Гр}+\text{Мп} = \text{Рп}+\text{Пл}$, $\text{Рог}+\text{Кв} = \text{Рп}+\text{Мп}+\text{Пл}$, $\text{Рог}+\text{Гр} = \text{Рп}+\text{Пл}$. П.Веллис предложил модель физико-химической эволюции пород нижнего докембрия Гренландии,

основные положения которой представляют существенный интерес [195]. Он считает, что до рубежа 3000 млн. лет древнейшая кора в основании континентов имела преимущественно базальтовый состав. Формирование минеральных парагенезисов гранулитовой фации связывается с периодом до 3000 млн. лет при температурах 840–740 °C и давлении 900–1100 МПа в условиях низкого водяного давления ($P_{H_2O} = 0,1–0,3 P_s$). После скрытого температурного максимума следовало постепенное длительное охлаждение в почти изобарической обстановке. Новый период температурной стабилизации отвечает условиям амфиболитовой фации ($T = 580–650$ °C и $P = 680–780$ МПа). В интервале 3000–2700 млн. лет в формировании суперкrustального основания принимают участие кислые и промежуточные расплавы, ремобилизованные из метабазитовой коры.

Австралия

Фундамент Австралийской платформы обнажается на площади 1,95 млн. км² в центральной и западной частях континента: щиты Йилгарн, Масгрейв, Пилбара, блоки Голер (полуостров Эйр), Джорджтаун и Аранта. Строение раннего докембрия Австралии служило предметом длительных дискуссий. К настоящему времени считается признанной его двухъярусная структура [26]. Верхний структурно-вещественный комплекс представлен вулканогенно-осадочными образованиями киватин-тиммискамингского типа. Он залегает на породах древнейшего глубоко метаморфизованного основания, в составе которого преобладают обширные гранито-гнейсовые поля, содержащие арёальные останцы гранулитового комплекса и более мелкие его реликты (рис. 31).

Мафит-ультрамафитовые и кислые породы гранулитового комплекса Австралии по традиции принято характеризовать как образования чарнокитовой серии. Действительно, в составе гранулитового комплекса содержатся тела гиперстеновых гранитоидов, которые хорошо сопоставляются с чарнокитами серии Мадрас. Вместе с тем в ряде регионов Австралии встречаются мафит-ультрамафитовые образования, которые не ассоциируют с гранитоидами гранулитовой фации. С этой точки зрения понятны представления А. Вильсона [13], который предпочитает называть высокотемпературные мафиты пироксеновыми гранулитами.

По данным геологических съемок [118, 140, 173], выходы останцов гранулитовой фации в гранито-гнейсовых полях можно подразделить на две группы. Одна из них объединяет мафические высокотемпературные породы, рассеянные на территории щитов без видимой закономерности и ассоциирующие с чарнокитами и родственными им образованиями. Мафиты образуют линзы, пласты и более сложные по форме обособления. Это пироксеновые гранулиты районов г. Фрезер, Мерридин, Брукс-Рок, Корригин, Куэйрейдинг в щите Йилгарн; районы Стрейнджуэйс в блоке Аранта, за пределами гор Томкинсон в щите Масгрейв (группы Флиндерс и Хатчисон) и др. Состав

их неоднороден. В них встречаются ультрамафитовые обособления метасоматического генезиса [13], состоящие из более железистого гиперстена, гиперстена, клинопироксена и роговой обманки, гастингситоподобной роговой обманки. В ассоциации с пироксеновыми гранулиитами данного типа нередко развиты микроклинизированные метапелиты (гранат-силлиманитовые, гранат-кордиеритовые, гранат-биотитовые и т.п.). В гранатах этих пород встречаются реликты ильменита с вростками корунда, шпинели с реликтами корунда [26].

Мафические породы гранулитовой фации второй из названных групп развиты в тесной ассоциации с ультраосновными породами. Небольшие тела мафит-ультрамафитовых пород, развитые в районах со сложными системами дизъюнктивных нарушений, многие австралийские геологи считают тектоническими оттор-

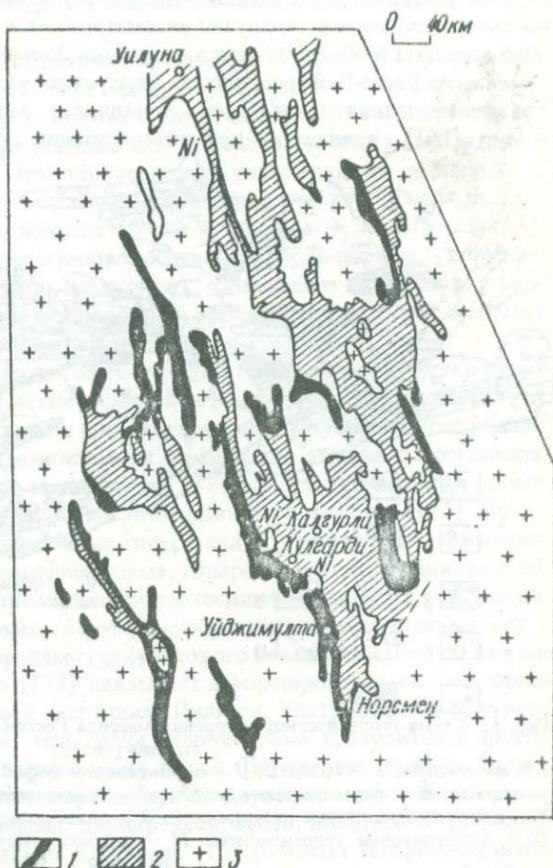


Рис. 31. Схема геологического строения блока Йилгарн (Западная Австралия):

- 1 — останцы пород архейского гранулитового комплекса (породы мафит-ультрамафит-железистой формации);
2 — зеленокаменные пояса; 3 — гранито-мигматитовые поля

женцами некогда крупных расслоенных интрузий, разобщенных тектоническими подвижками на значительные расстояния. Эта концепция предполагает постметаморфическое становление тел ультрамафитов и соответственно рассекающее положение интрузий по отношению к основным породам гранулитового комплекса Австралии. Представительным примером таких геологических взаимоотношений считается серия мафит-ультрамафитовых обособлений в горах Томкинсон (щит Масгрейв), залегающих среди полосо-

видных участков локализации пород гранулитовой фации. Предполагаемые постметаморфические интрузии рассматриваются как составные части крупного лополита и объединяются в комплекс Джилс.

Массив Госсе-Пайл расположен в восточной части гор Томкинсон (рис.32). Ультрамафическая часть этого комплекса залегает почти вертикально. А.Мур [161], принявший при интерпретации первичной природы массива

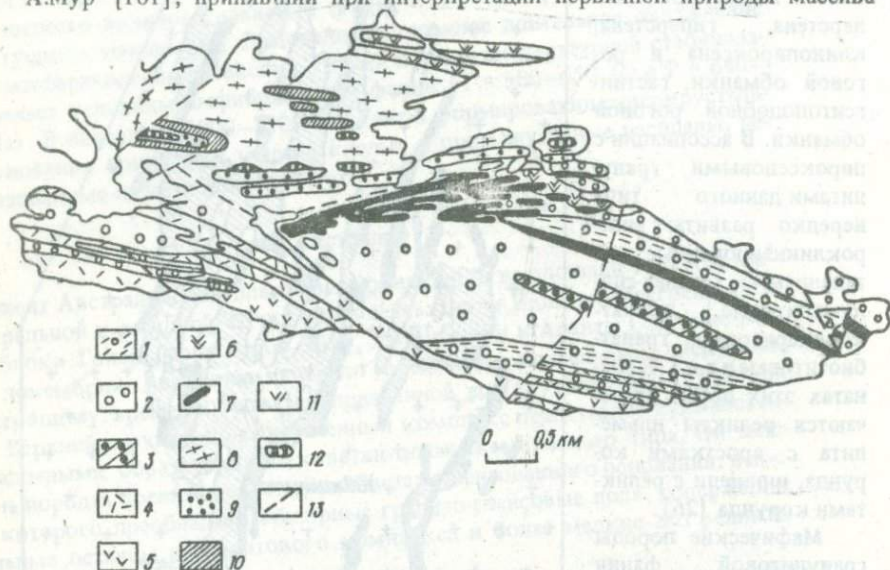


Рис. 32. Схема геологического строения массива Госсе-Пайл в комплексе Джайлс (Австралия [161]):

1 – мигматиты; 2 – граниты; 3 – пироксеновые амфиболиты; 4 – эвлизиты; 5 – ферромафиты; 6 – глиноземистые гнейсы; 7 – гранат-пироксен-магнетитовые кварциты; 8 – шпинель-оливиновые пироксениты; 9 – оливиновые пироксениты и амфиболиты; 10 – аподунитовые серпентиниты; 11 – пироксеновые мафиты; 12 – габбро; 13 – разломы

модель расслоенной интрузии, в качестве минералов кумулятивной стадии рассматривает орто- и клинопироксены, оливин и шпинель; в интеркумулятивную стадию, по его мнению, появились клинопироксены, плагиоклаз, биотит и роговая обманка. Ультрамафитовые обособления массива неоднородны; в них содержатся линзы оливин-пироксеновых пород, анортзитоподобные мафические участки, связанные сложными взаимопереходами. По структурно-текстурным признакам породы, выделенные А.Муром [161] в качестве "циклических единиц расслоения", не отличаются от образований вмещающего гранулитового комплекса. Это позволяет противопоставить мафит-ультрамафитовые породы массива Госсе-Лайл "слоям" таких массивов, как Бушвельд (Южная Африка). Однако А.Мур [161] метаморфические

текстуры пород в слоях объясняет механическими деформациями за счет разлома.

Сложные по составу и строению ультрамафиты массива (см. рис. 32) характеризуются постепенным переходом к мафическим гранулитам вмещающего метаморфического комплекса. По данным работы [127], этот переход отражает определенную зональность, проявленную как в южной, так и в северной части массива. Ортопироксеновые ультрамафиты сменяются к периферии вначале двупироксеновыми породами с роговой обманкой и переменным количеством плагиоклаза (0–10 %, № 50–80), затем следует чередующиеся двупироксеновые кристаллосланцы (габбро-нориты, нориты и двупироксен-роговообманковые гранулиты), измененные габбро и пироксениты. Линзы и полосы анортозитоподобных пород отмечаются как в составе ультрамафитов, так и среди пород гранулитового комплекса.

Таким образом, ультрамафитовые породы гор Томкинсон очень трудно представить в качестве постметаморфических расслоенных интрузий. Скорее всего, они генетически связаны с пироксеновыми гранулитами и отражают сложные реакционные взаимоотношения, возникшие в процессе регионального метаморфизма. Следует отметить, что похожие представления на примере ультрамафитов районов Дангин и Тудяй развивал Р.Прайдер [173]. Он показал, что чередующиеся оливиновые гиперстениты, оливин-роговообманково-бронзитовые, двупироксен-оливиновые, гиперстен-роговообманковые породы с кордиерит-антофиллитовыми обособлениями могут быть охарактеризованы как ультрамафитовые гранулиты, образующие непрерывный ряд с типичными мафитовыми породами гранулитового комплекса. Генезис указанных образований Р.Прайдер [173] связывает с формированием пород чарнокитовой серии в юго-западной части щита Ийлгарн. Ультрамафиты образуют вытянутые (цепочковидные) тела среди пироксеновых гранулитов и других гиперстенсодержащих метаморфических пород. Небольшие массивы сложены пироксенитами — биотит-гиперстенновыми, двупироксен-роговообманковыми, энстатит-кордиеритовыми, двупироксеновыми, шпинель- и сапфиринсодержащими разновидностями. А.Вильсон [13] отмечает тесную генетическую связь между пироксенитами и типичными основными гранулитами. Происхождение богатых глиноземом пород он связывает с гидротермальным выщелачиванием, протекавшим в период, предшествующий региональному метаморфизму.

Региональный метаморфизм докембрийского основания Австралии пока не имеет обобщенных оценок для всей ее территории. Однако сопоставление данных для отдельных регионов позволяет схематически охарактеризовать представления о его условиях. Минеральный состав двупироксен-роговообманковых гранулитов изучался Л.Давидсоном [129] на примере района Куэйрейдинг (щит Ийлгарн). Состав сосуществующих орто- и клинопироксенов и роговых обманок приведен в работе Э.Фрозе [138], который рассчитал константы обменного равновесия на основе модели регулярного раствора. По его данным, температура равновесия составила 780 °С. Наши оценки с

помощью кубической аппроксимации уравнения Маргулеса позволили получить температуру 870°C ($\pm 20^{\circ}\text{C}$), что лучше согласуется с результатами изучения дегидратации роговых обманок и анализа газовой-жидких включений ($840\text{--}860^{\circ}\text{C}$) [127].

К.Коллерсон и др. [126] рассматривают ультрамафиты типа Джилс в составе гранулитового комплекса. Они предлагают различать парагенезисы гранулитовой фации, переходной ступени и амфиболитовой фации для ультрамафитовых, мафитовых и кислых пород на всей территории щита Масгрейв.

Детальные исследования равновесия в мафитовых породах гранулитовой фации блока Аранта (горы Стрейнджжуйс) были предприняты П.Вудфордом и А.Вильсоном [197]. Сопоставляя химический состав сосуществующих орто- и клинопироксенов, роговых обманок и плагиоклазов, они пришли к выводу, что вариации распределения Fe^{2+} и Mg в пироксеновых парах, как и проанализированные комплексы малых элементов, соответствуют двум периодам метаморфизма в условиях субфаций M_1 и M_2 . Более ранний этап M_1 соответствует первичному метаморфизму мафитов ($T=700\text{--}750^{\circ}\text{C}$ и $P=850\text{--}900$ МПа). Последующий этап ($T=850\text{--}900^{\circ}\text{C}$ и $P=900\text{--}1150$ МПа) устанавливается достаточно отчетливо, хотя отличается от условий субфации M_1 крайне незначительными масштабами проявления: развитие вокруг роговой обманки кайм, представляющих парагенезис $\text{Rп}+\text{Мп}+\text{Пл}$, деформационное двойникование в плагиоклазах, некоторое возрастание их натриевости и т.д. Большое значение в оценке условий метаморфизма эти исследователи придают некоторому понижению железистости пироксенов субфации M_2 и небольшим (в пределах погрешности микросондовых определений) колебаниям в них содержания Al_2O_3 . Температуры равновесий $700\text{--}750$ и $850\text{--}900^{\circ}\text{C}$ для субфаций M_1 и M_2 соответственно получены авторами работы [197] на основе использования идеальной модели распределения Fe^{2+} и Mg между орто- и клинопироксенами. Непригодность этой модели для анализа даже высокотемпературных (более 1000°C) двупироксеновых равновесий в настоящее время доказана [80, 190].

Важный вывод, затрагивающий последовательность метаморфических преобразований, основывается П.Вудфордом и А.Вильсоном [197] на датировках радиологического возраста: $M_1=1800$ млн. лет и $M_2=1470$ млн. лет. По этим данным авторы работы [197] пришли к заключению о прогрессивной направленности метаморфизма. Детальное исследование рубидий-стронциевой хронологии процессов метаморфизма было проведено К.Греем и В.Компстоном [26] в породах гранулитового комплекса Центральной Австралии (щит Масгрейв). Эти авторы убедительно показали, что в пределах площади развития гранат-гиперстеновых гранулитов, равной 25 км^2 , изохрона 1550 млн. лет характеризует все породы. Это доказывает их суперкrustальную природу. Выделение двух изохронных возрастов свидетельствует, по данным К.Грея и В.Компстона [26], о том, что изотопное равновесие полностью не достигалось даже в условиях гранулитовой фации. Эти исследователи пришли к выводу о необходимости очень осторожного подхода к геоло-

гической интерпретации изохронных определений по образованиям гранулитовой фации, что, по-видимому, игнорировалось П. Вудфордом и А. Вильсоном [197].

К. Коллерсон и др. [127] на примере основных гранулитов щита Масгрейв показали, что региональный метаморфизм древнейших базитов характеризуется регрессивной последовательностью в смене минеральных парагенезисов кислых, мафитовых и ультрамафитовых гранулитов. По этим материалам отчетливо выделяются гранулитовая фация и минеральные парагенезисы, отражающие условия промежуточной ступени между гранулитовой и амфиболитовой фациями и условия амфиболитовой фации. В дальнейшем особенности формирования гранулитового комплекса гор Томкинсон (щит Масгрейв) рассматривались в работе [26]. В составе комплекса преобладают грубополосчатые гнейсы: $Kв+Пл+Орт+Сил\pm Гр$. В них заключены прослои и линзы мафитовых пород: магнетитовых кварцитов ($Мт+Кв+Рп+Мп$), пироксеновых гранулитов ($Рп+Мп+Пл\pm Рог$, $Рп+Рог+Пл\pm Гр$) и известковистых образований — диопсидовых пород со скаполитом, кальцитовых мраморов с диопсидом, форстеритом, хондритом, зеленой шпинелью и флогопитом. Условия метаморфизма устанавливались путем сопоставления природных парагенезисов с экспериментально определенными равновесиями: $P=1000-1100$ МПа и $T=950-1000$ °C [163]. Предполагается, что такие условия метаморфизма могли возникать близ основания земной коры при геотермометрическом градиенте 25–30 °C/км.

Согласно изложенному, в гранулитовом комплексе Австралии мафитовые породы принимают участие в двух естественных ассоциациях пород: 1) ультрамафиты, мафитовые гранулиты, эвлизиты, гранат-пироксеновые мафиты (с переменным содержанием плагиоклаза), железистые кварциты, реже бедные кремнеземом высокоглиноземистые метапелиты; 2) анортитоподобные породы и родственные им лейкократовые пироксеновые гранулиты (эндербитовые гнейсы); чарнокиты и чарнокитоиды, мафитовые гранулиты, богатые кремнеземом метапелиты (гранат-кордиерит-биотитовые, гранат-силлиманитовые и т.д.).

Методы химической термодинамики все шире применяются для решения многих проблем геологии, петрологии и геохимии, так как фонд термодинамических величин минералов существенно пополняется. Среди фундаментальных работ необходимо отметить сводки термодинамических свойств минералов Г.Б.Наумова, Б.Н.Рыженко, И.Л.Ходаковского ("Справочник термодинамических величин для геологов". М., Наука, 1971), Ю.П.Мельника [61, 62], Р.Роби и Д.Вальдбаума [175]. Большой интерес представляют справочник И.К.Карпова, А.И.Киселева, Ф.А.Летникова "Химическая термодинамика в петрологии и геохимии" (Иркутск, изд-во СО АН СССР, 1971) и работа В.А.Киреева [40].

Однако в справочниках приводятся термодинамические константы, определенные с разной степенью достоверности. Результаты калориметрических измерений имеются для весьма ограниченного числа минералов. Основным источником оценки термодинамических величин служат экспериментальные межкристаллические равновесия. Совершенствование экспериментов и методов расчетов на ЭВМ позволяет получать все более точные значения термодинамических констант.

Сопоставляя различные согласованные системы термодинамических констант минералов, мы отдали предпочтение обобщающей сводке Х.Хелгсона и др. [150], которая содержит обстоятельный критический анализ экспериментальных данных. В работе [150] при расчетах введены поправки на наличие в минералах изоморфных примесей и разупорядочение некоторых катионов. Дано сравнительно большое число констант для минералов системы $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$, значения некоторых из них (например, для геденбергита) хорошо согласуются с нашими независимыми расчетами. В табл. 6 термодинамические свойства альмандина и геденбергита приводятся по нашим оценкам [110, 111].

Гранаты

Гранаты мафитовых и железистых пород раннего докембрия ассоциируют с пироксенами и принадлежат изоморфной серии альмандин-пироп-гроссуляр. Глубоко эродированные гранулитовые комплексы нижнего докембрия (например, Среднее Побужье, Нурлатская площадь в Татарии) содержат метабазиты, гранаты, составы которых характеризуются широкими колебаниями.

Таблица 6. Термодинамические свойства породообразующих минералов

Минерал	$V \cdot 10^{-6} \text{ y}^3$	$S^0_{298^\circ}$ Дж/(моль·К)	$-\Delta G^0_{298^\circ}$ кДж/моль	$-\Delta H^0_{298^\circ}$ кДж/моль	$C_p = a + bT - cT^{-2}$, Дж/(моль·К)		
					a	b	c
Корунд	25,575	50,99	1569,30	1662,79	102,53	11,81	35,08
Вюстит	12,00	60,79	251,63	272,23	50,75	8,67	3,14
Шпинель	39,71	80,68	2164,62	2289,55	153,96	26,86	40,65
Герцинит	40,75	106,34	—	1979,94	153,74	18,76	33,03
Магнетит	44,52	145,82	1015,59	1118,92	91,60	201,80	0,60
α -Кварц	22,688	41,36	856,79	911,26	46,97	34,33	11,30
β -Кварц	23,72	41,36	856,79	911,26	46,97	34,33	11,30
Силлиманит	49,90	96,84	2428,72	2575,30	167,55	30,94	48,86
Кианит	44,09	83,74	2432,36	2582,84	173,29	28,55	53,92
Андалузит	51,53	92,95	2430,81	2578,52	172,95	26,33	51,87
Гроссуляр	125,30	254,85	6267,51	6629,38	435,51	71,22	114,38
Пироп	113,29	266,27	5150,71	5500,85	449,60	39,32	121,92
Альмандин	115,29	283,68	4978,63	5318,83	453,04	61,38	110,90
Анортит	100,79	205,57	3995,46	4219,33	265,06	61,92	64,64
Альбит	100,43	218,97	3703,27	3923,24	256,11	58,19	62,84
Энстатит	31,28	67,83	1460,90	1547,82	102,78	19,85	26,29
Ферросилит	32,95	94,62	118,55	1195,88	110,91	21,23	23,24
Форстерит	43,79	95,25	2058,06	2177,14	149,93	27,38	35,67
Фаялит	46,39	148,42	1382,61	1482,63	152,86	39,19	28,05
Диопсид	66,09	143,09	3029,22	3203,27	220,92	32,80	65,86
Геденбергит	68,27	171,54	2732,02	2845,12	205,35	46,19	10,08
Паргасит	273,50	669,44	11912,56	12623,38	861,07	174,31	210,08
Ферропаргасит	173,20	893,58	—	—	787,51	179,87	197,86
Тремолит	272,92	548,90	11592,57	12319,70	787,51	239,70	187,53
Ферротремолит	282,53	684,08	—	—	828,14	246,65	172,26

ми железистости (рис. 33). Закономерности изоморфизма гранатов из мафитовых пород усложняются за счет переменных и спессартинового компонентов [74].

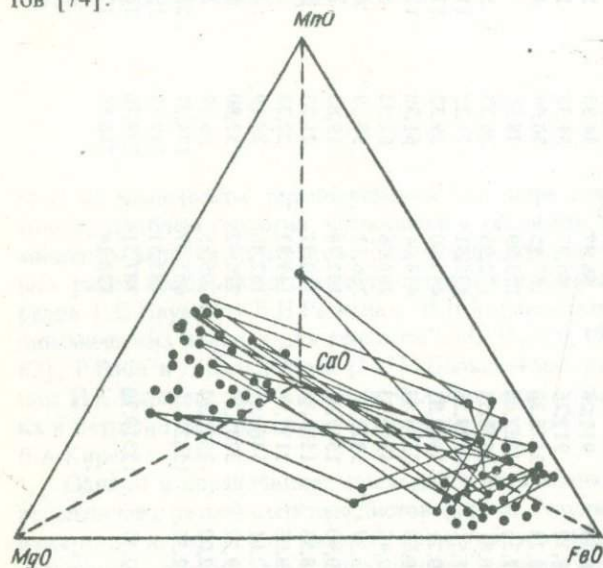


Рис. 33. Компонентный состав гранатов из мафитов ранне-го докембрия в системе Альм — Грос — Пир — Спес (см. Приложение)

Эмпирические наблюдения показывают, что содержаниеgrossуларового компонента в гранатах регулируется кальциевостью плагиоклаза в породе (точнее, составом внешней каймы зональных кристаллов плагиоклаза). В целом метабазиты мафит-эндербитовой формации, где особенно интенсивно протекает деанортитизация плагиоклаза, содержат менее кальциевые альмандин-пирроповые гранаты, чем это отмечается в метабазитах мафит-ультрамафит-железистой

формации. Возникновение гранатов в мафитовых гранулитах мафит-эндербитовой формации связано с частичным окварцеванием: гранат нередко приурочен к участкам или прожилкам с высоким содержанием кварца. За пределами такой зонки гранат во многих случаях отсутствует.

Гранаты в мафитовых и железистых породах иногда обнаруживают повышенные содержания MnO , что характерно для пород мафит-ультрамафит-железистой формации Побужья. В железистых кварцитах, которые многие исследователи считают метаморфическими эквивалентами железисто-кремнистых осадков, эту геохимическую особенность гранатов принято объяснять исходным составом гипотетических осадочных толщ. Однако мафиты ($Rp+Mp+Pg+Pl$) нередко содержат метасоматические обособления гранат-пироксеновых эвлизитовых пород, насыщенных реликтами вмещающего мафита. Минералы эвлизитовых пород характеризуются относительно высоким содержанием марганца, в то время как вмещающие метабазиты его почти не концентрируют. Силикаты эвлизитовых образований по манганфильности образуют отчетливый ряд: гранаты (MnO 1,4–5,3 %), гиперстен (MnO 0,6–4,0 %), клинопироксены (MnO 0,2–1,76 %). При изучении этих пород на электронном микроанализаторе в гранатах иногда обнаруживается

зональность: внешняя кайма оказывается обогащенной марганцем. Это указывает на вторичное обогащение граната спессартиновым компонентом. Геохимическая корреляция показывает, что содержания альмандинового и спессартинового компонентов связаны хорошо выраженной обратной зависимостью, в то время как ни один из них не обнаруживает отчетливой корреляции с пироповым компонентом [74]. С возрастанием содержания магнетита в магнетитовых кварцитах и эвлизитовых породах гранат закономерно обогащается спессартиновым компонентом [104]. Приведенные данные позволяют заключить, что обогащение гранат-пироксеновых пород марганцем является вторичным (не связанным с исходным составом пород) и обусловлено влиянием окислительных процессов.

Действительно, количественные соотношения альмандинового и спессартинового компонентов позволяют считать изоморфную пару $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$ энергетически более выгодной, чем $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$. Это следует также из сопоставления электроотрицательности (ЭО) и радиусов (R) катионов ($\text{ЭО}_{\text{Fe}^{2+}} = 774$ кДж/г·ат; $\text{ЭО}_{\text{Mn}^{2+}} = 753$ кДж/г·ат; $\text{ЭО}_{\text{Mg}} = 732$ кДж/г·ат и $R_{\text{Fe}^{2+}} = 0,074$ нм; $R_{\text{Mn}^{2+}} = 0,080$ нм; $R_{\text{Mg}} = 0,066$ нм). Чистые конечные члены изоморфного ряда альмандин — спессартин характеризуются, по приближенным оценкам Х.Хелгесона и др. [150], очень близкими термодинамическими свойствами. Однако изоморфизм $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$ распространен в силикатах несравненно шире. Вторичный характер вхождения Mn^{2+} в структуру гранатов, пироксенов и оливина можно связать с различиями в растворимости трех- и двухвалентных оксидных соединений марганца. В тех случаях, когда геохимическая обстановка регионального метаморфизма отвечает полю стабильности гаусманита, марганец находится в растворенном состоянии. После изменения парциального давления кислорода достигается поле стабильности манганозита, в котором двухвалентные катионы марганца связываются в силикатах.

Гранаты из древнейших метабазитов представляют собой тройные растворы в системе альмандин — пироп — гроссуляр. Изоморфные ряды альмандин — гроссуляр и гроссуляр — пироп являются краевыми системами, термодинамические свойства которых играют большую роль в анализе условий глубинного минералообразования.

Активность гроссулярового компонента в пиропе в интервале температур 1100–1300 °C экспериментально изучена Б.Хенсенем и др. [152], в альмандине — Дж.Гресси, Р.Шмидом и Б.Вудом [146]. Эти эксперименты выполнялись по одинаковой методике. Активность гроссулярового компонента в пиропе и альмандине контролировалась протеканием реакции $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = \text{Ca}_3\text{A}_2\text{l Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{SiO}_2$ в условиях переменных температур и давлений:

$$\Delta H_T^0 - T \Delta S_T^0 + \int_1^P \Delta V dP = -RT \ln a_{\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}}^{\text{Гр}}$$

$$\left(\frac{\partial \ln a_i^A}{\partial P} \right)_{T, x_j} = \frac{V_i - V_i^0}{RT}$$

При обработке экспериментальных данных Б.Хенсен и др. [152] приняли за основу модель простой смеси $W = f(T)$, однако полученные значения W зависят не только от температуры, но и от состава раствора. Это указывает на несоответствие модели реальным свойствам изученных твердых растворов. Дисперсия определений Дж.Гресси [146] также требует подбора модели для термодинамической обработки. Вместе с тем подход к проведению экспериментов в обоих случаях был тождественным, что служит предпосылкой для согласованного термодинамического описания параметров смешения в бинарных твердых растворах гроссуляр – пироп и гроссуляр – альмандин. Р.Ньютон и др. [69] показали, что результаты термохимических определений теплоемкости и свойства твердых растворов гроссуляр – пироп хорошо описываются моделью субрегулярного раствора. Такой подход может быть применен для обработки данных о твердых растворах гроссуляр – альмандин.

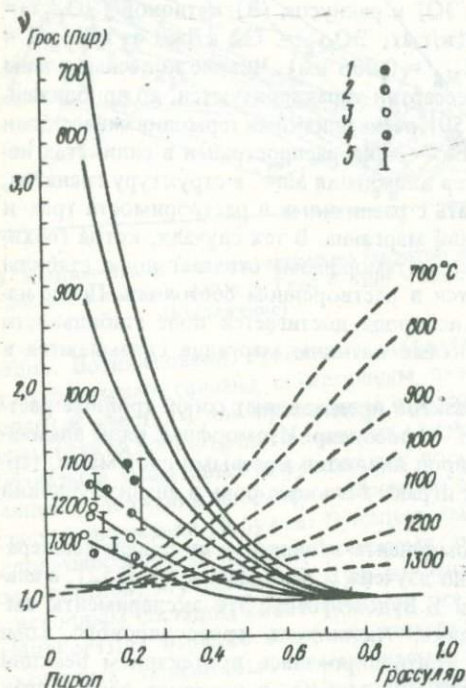


Рис. 34. Коэффициенты активности гроссулярового и пиропового компонентов в зависимости от температуры и состава раствора гроссуляр – пироп.

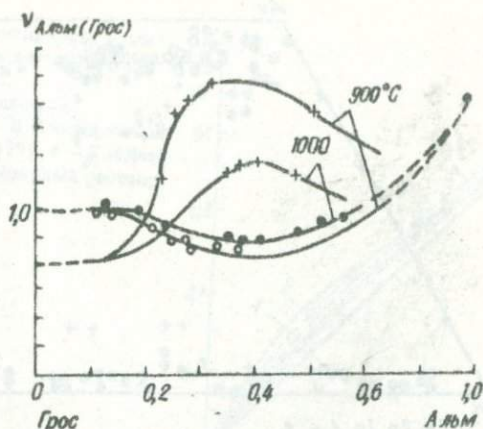
Экстраполяция термохимических данных [149], °C: 1 – 1000, 2 – 1100, 3 – 1200, 4 – 1300, 5 – предел погрешности

Решение систем уравнений $RT \ln v_i = X_j^2 [A_0 + A_1 (3X_i - X_j)]$ и $RT \ln v_j = X_i^2 [A_0 - A_1 (3X_i - X_j)]$ позволяет оценить связь значений A_0 и A_1 с изменением температуры:

Гроссуляр – пироп $A_0 = 26945 - 15,06T$ и $A_1 = 11739 - 8,47T$ (Дж/моль).

Гроссуляр – альмандин $A_0 = 24702 - 17,25T$ и $A_1 = 31677 - 19,48T$ (Дж/моль).

Рис. 35. Коэффициенты активностиgrossулярового и альмандинового компонентов в зависимости от температуры и состава раствораgrossуляр – альмандин. Точки – экспериментальные данные [146]



Соотношение активность – состав в ряду растворов grossуляр – пироп рассматривалось Х.Хаселтоном и Р.Ньютоном [149], которые использовали различные варианты термодинамической обработки calorиметрических данных [69]. Сопоставление результатов работы [149] с приведенными выше уравнениями показывает, что они хорошо согласуются (рис. 34).

Уравнения, связывающие A_0 и A_1 с изменением температуры, вполне удовлетворительно аппроксимируют экспериментальные данные для серии растворов grossуляр – альмандин (рис. 35). Коэффициенты активности альмандина слабо зависят от температуры и в ряде случаев могут быть приняты (при температурах регионального метаморфизма) только как функция состава твердого раствора grossуляр – альмандин.

Молекулярные объемы (10^{-6} м^3) твердых растворов выведены по данным экспериментов [146, 152]: в ряду grossуляр – пироп $V = 113,248 + 16,097 X_{\text{Грос}} - 4,21 X_{\text{Грос}}^2$; в ряду grossуляр – альмандин $V = 115,288 + 15,09 X_{\text{Грос}} - 5,02 X_{\text{Грос}}^2$.

Пироксены

Ультрамафиты, мафиты и связанные с ними эвлизитовые породы в гранулитовых комплексах древних щитов обычно содержат пироксены, состав которых незначительно отклоняется от системы $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$. Эти особенности химизма метаморфогенных пироксенов прослеживаются в мафитовых гранулитах Алданского, Украинского, Канадского и австралийских щитов, Западной и Юго-Западной Гренландии, комплекса Скури в Шотландии и других регионов. Исключение иногда составляют эвлизиты, в составе которых встречаются пироксены с повышенным содержанием марганца и инвертированные ферропиксеноиды. Орто- и клинопироксены древнейших метаморфических пород образуют несколько изотермических изоморфных серий с широкими колебаниями железистости (рис. 36).

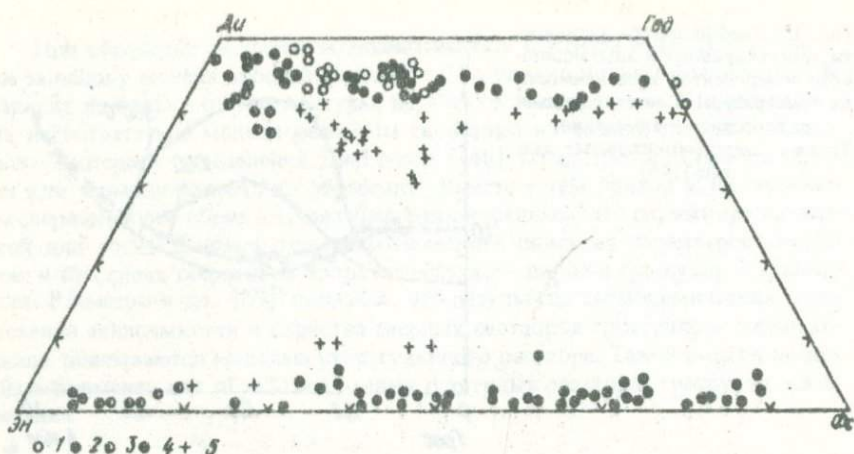


Рис. 36. Состав орто- и клинопироксенов из нижнедокембрийских мафитов и ультрамафитов в системе Ди - Эн - Фс:

1 - двупироксен-роговообманковые породы, Побужье; 2 - то же, Приазовье, фундамент Русской плиты; 3 - экспериментальные данные при температуре 1100 °С и давлении 3000-4500 МПа [112]; 4 - ультрамафиты нижнего докембрия; 5 - габброиды интрузии Скаергард, Гренландия [75]

Ортопироксены. Ортопироксены из мафитовых пород представлены непрерывным рядом твердых растворов $\text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$, усложненных иногда примесями Са и Мп. Ортопироксены из ультрамафитов нередко содержат переменные количества глинозема, достигающие 5-6 %. Изученные ортопироксены по данным мессбауэровской спектроскопии находятся в состоянии полного внутрикристаллического упорядочения (температуры "пороговой" упорядоченности 480-530 °С).

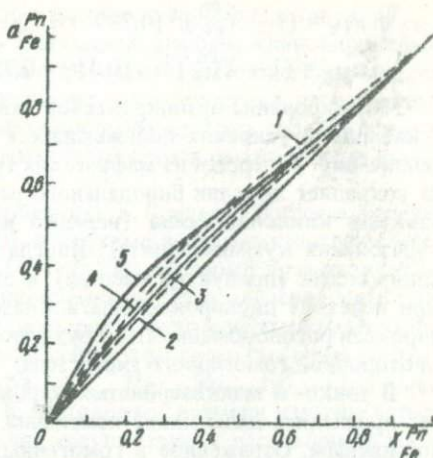
Термодинамические свойства смешения компонентов MgSiO_3 и FeSiO_3 в твердом растворе ортопироксена оценивались многими исследователями. Сопоставление результатов предшествующих работ [79, 93, 95, 138] показывает, что свойства смешения в ряду энстатит - форстерит характеризуются положительным отклонением от закона Рауля, а предложенные методы оценки параметров смешения позволяют получить заметно различающиеся результаты (рис. 37). Наше внимание привлекают методы расчета параметров смешения по составам сосуществующих орто- и клинопироксенов. Эти данные, с одной стороны, связывают значения A_0/RT и A_1/RT с константой равновесия, и с другой - представляют удобными для сравнения природных и экспериментально воспроизведенных равновесий.

Ранее Э.Фрозе [138] по модели регулярного раствора рассчитал параметры смешения ($W^{\text{П}}/RT = 0,447$) твердых растворов орто- и клинопироксенов, сосуществующих в двупироксен-роговообманковых мафических гранулитах района Куэйрейдинг (Западная Австралия). Поскольку данные работы

Рис. 37. Соотношение активность – состав для серии растворов энстатит – ферросилит.

Регулярный раствор по данным:

1 – Э.Фрозе [138], 2 – В.И.Фонарева и др. [95], 3 – С.Саксен [79], 4 – В.И.Фонарева [93]; 5 – субрегулярный раствор



[138] получены для небольшого участка изотермы, нами проанализированы параметры смещения $A_0^{Pn/RT}$ и $A_1^{Pn/RT}$ на примере нескольких изотермических серий природных равновесий ортопироксен+клинопироксен (табл. 7). Полученные результаты не коррелируют с температурами равновесий, но хорошо передают принципиальные особенности хода природных изотерм обменного равновесия энстатит+геденбергит – фостерит+диопсид (фото 19).

Т а б л и ц а 7. Параметры смещения бинарного твердого раствора ортопироксена, рассчитанные по распределению Mg и Fe²⁺ между орто- и клинопироксеном из природных равновесий

Номер образца	n	A_0/RT	A_1/RT	Интервал X_{Fe}^{Pn}	Парагенезис
1	9	0,496	-0,116	0,16–0,47	Pn+Mп+Pог+Пл
2	8	0,700	-0,341	0,34–0,83	Pn+Mп+Пл
3	12	0,589	-0,222	0,10–0,67	Pn+Mп+Pог+Пл±Гр
4	10	0,634	-0,294	0,43–0,81	Pn+Mп+Pог+Пл±Мт
5	10	0,572	0,071	0,39–0,50	Pn+Mп+Pог+Пл±Гр
6	6	0,416	0,276	0,18–0,38	Pn+Mп+Гр

П р и м е ч а н и я: 1 – район Куэйрейдинг, Западная Австралия [138]; 2 – Побужье и Приазовье, Украинский щит (см. Приложение); 3 – Побужье (см. Приложение); 4 – Приазовье (см. Приложение); 5 – район Агто, Фискенессет, Западная Гренландия [141]; 6 – экспериментальные данные при температуре 1100 °С и давлении 3000–4500 МПа [112]; n – количество равновесных пироксеновых пар

В пределах области PT-условий гранулитовой фации значения параметров смещения слабо зависят от температуры. Их можно принять постоянными, а связь коэффициентов активности с составом гиперстена в этом случае выразится следующими уравнениями:

$$\ln \nu_{\text{Fe}} = (1 - X_{\text{Fe}}^{\text{Pn}})^2 (0,799 - 0,720 X_{\text{Fe}}^{\text{Pn}}) \text{ и}$$

$$\ln \nu_{\text{Mg}} = (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Pn}})^2 \times (0,419 + 0,720 X_{\text{Mg}}^{\text{Pn}}).$$

Формирование ортопироксенов относится к длительным процессам, протекающим в условиях понижающихся температур, деформаций и перекристаллизации. Гиперстен из мафических гранулитов средней железистости иногда сохраняет ламелли бинодального распада, представленные тонкими пластинками клинопироксена (нередко напоминают тонкопластинчатые новообразования куммингтонита). Иногда встречаются сочетания ламелл клинопироксена (продуктов распада) и выделений куммингтонита (см. рис. 9). При переходе двупироксен-плаггиоклазового мафического гранулита в двупироксен-роговообманковый двухфазовые зерна ортопироксена окаймляются оторочкой гомогенного гиперстена.

В тонко- и мелкозернистых пироксенсодержащих мафических гранулитах проследить дальнейшие изменения в ортопироксенах не представляется возможным. Отраженное в гомогенных каймах равновесие гиперстен — роговая обманка соответствует условиям метаморфизма двупироксен-роговообманковой субфации. Образование новых текстур в пироксен-роговообманковом мафическом гранулите стирает следы более ранних и высокотемпературных равновесий.

Эволюция феррогиперстена из эвлизитов и родственных им пород отвечает сложным перестройкам зерен, которые образуют средне-, крупно- и грубозернистые агрегаты. В наиболее ранних обособлениях встречаются ламелли распада, представленные ферросалитом. Морфологические черты структур распада раннего феррогиперстена довольно разнообразны. В одних случаях это равномерно рассеянные в матрице ортопироксена скопления пластинок клинопироксена, в других — тончайшие субпараллельные полоски. Реже встречаются ламелли, развитые по двум направлениям (чаще параллельно пинакоидам). В процессе формирования полосчатых и параллельно-линейных текстур в эвлизитах ламелли клинопироксена деформируются, испытывают грануляцию и некогда двухфазный продукт изменения обогащенного кальцием ортопироксена превращается в гранобластовый агрегат из гиперстена и ферросалита (см. фото 7).

Клинопироксены. Клинопироксены мафитовых пород гранулитовых комплексов по составу приближаются к системе $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$. Отклонения от нее вызваны примесями Fe^{3+} , природа которого остается пока не вполне ясной, и Al, заселяющего в основном тетраэдрические позиции. Изоморфизм клинопироксенов из мафитовых и ультрамафитовых пород раннего докембрия (на примере Украинского щита) рассматривался нами ранее [76]. Сопоставляя состав клинопироксенов из архейских мафитов и ультрамафитов, мы показали, что по верхним пределам температур бинодального распада (в системе $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$) эти фазы подразделяются по условиям равновесия на три группы: относящуюся к магматическим образованиям ($T_{\text{cp}} = 1000^\circ\text{C}$); возникшую в двупироксен-рогово-

обманковой субфации ($T_{\text{ср}} = 860^\circ\text{C}$) и эвлизит-феррокварцитовую ($T_{\text{ср}} = 750^\circ\text{C}$) [76]. Предполагалось, что химические анализы клинопироксенов отражают валовой состав гетерогенного образования, состоящего из матрицы клинопироксена и ламелл ортопироксена, выделившихся на различных ступенях формирования и изменения гранулит-базитового слоя. Последующие исследования с помощью электронного микроанализатора подтвердили это.

Так, в реликтовых ядрах гипербазитов в Среднем Побужье изредка встречаются изометричные (фото 20) и круглые зерна магнезиального инвертированного пижонита ($X_{\text{Fe}} = 0,147 \div 0,200$), который представляет собой механическую смесь орто- и клинопироксена. Распределение Mg и Fe^{2+} между ними соответствует изотерме двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов. Валовой химический состав исходного пижонита соответствует следующей формуле: $\text{Ca}_{0,375}\text{Na}_{0,010}\text{Mg}_{1,38}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{0,24}^{2+}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,015}(\text{Si}_{1,88}\text{Al}_{0,12})_2\text{O}_6$; (Cr_2O_3 0,14 %). К настоящему времени изучены четыре таких находки. Пижонит в двух из них сосуществует с расплавшимся малокальциевым диопсидом. Температуры равновесия пижонит — богатый кальцием клинопироксен по геотермометру С.Саксены составляют $1180\text{--}1260^\circ\text{C}$ [88, 178] и соответствуют температурному режиму при внедрении сильно перегретых магм.

Относительно магнезиальные инвертированные пижониты оказываются заключенными в агрегатах метаморфогенного клинопироксена, где сохраняются в виде закономерных сростков орто- и клинопироксена (фото 21). Распределение Ca, Mg и Fe^{2+} между ортопироксеновой матрицей и ламеллами клинопироксена (табл. 8) отвечает температурам равновесия $850\text{--}870^\circ\text{C}$.

Гетерогенность составов орто- и клинопироксенов прослеживается не только в измененных продуктах древнейшего магматизма, но и в типично метаморфогенных породах — двупироксен-роговообманковых и двупироксен-плаггиоклазовых мафитовых гранулитах. Изменение температуры при медленном остывании от кульминационных стадий гранулитовой фации раннего докембрия до ее более поздних этапов оказывается достаточным, чтобы вызвать бинальный распад твердых растворов орто- и клинопироксена из двупироксен-плаггиоклазовых мафитовых гранулитов. Морфология структур распада бывает различной. Это строго параллельные ровные пластинки ортопироксена в матрице из богатого кальцием клинопироксена (фото 22), равномерно рассеянные линзочки ортопироксена или прямоугольные его выделения (фото 23), скопления пластинок.

В тех случаях, когда происходит неполная перекристаллизация мафитового гранулита, можно наблюдать реликты распавшихся орто- и клинопироксенов, окруженных гомогенной каймой орто- или клинопироксена соответственно, которая находится в равновесии со вновь образованной роговой обманкой (фото 24).

Термодинамические свойства смешения псевдобинарных твердых растворов клинопироксена в ряду диопсид — геденбергит пока не подтверждены

Т а б л и ц а 8. Химический состав (%) продуктов распада магнезиального пиджонита из гипербазитов среднего Побужья

Оксид, параметр	1	2		3	
		матрица Рп	ламелли Мп	матрица Рп	ламелли Мп
SiO ₂	52,80	53,3	52,0	53,9	52,1
Al ₂ O ₃	3,17	3,1	3,4	2,7	2,9
FeO	7,89	11,0	3,8	14,1	4,3
MgO	25,67	30,8	16,8	28,6	17,9
CaO	9,68	0,8	22,6	0,5	23,0
Na ₂ O	0,13	—	Следы	Следы	Следы
K ₂ O	—	—	—	—	—
N _{Вол}	18,8	1,5	46,2	1,0	44,9
N _{Эн}	69,3	82,0	47,6	77,6	48,6
N _{Фс}	11,9	16,5	6,2	21,4	6,5
X _{Fe}	0,147	0,168	0,115	0,216	0,118

П р и м е ч а н и я: 1 — валовой состав по результатам химического анализа; 2, 3 — определение состава на электронном микроанализаторе.

достоверными данными. Основное внимание исследователей сосредоточено на изучении смесимости в рядах $\text{CaMg}_2\text{O}_6 - \text{MgSiO}_3$, $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, имеющих большое значение при оценке физических условий глубинных зон Земли. Параметры смешения для природных твердых растворов клинопироксенов в ряду $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ определялись Э.Фрозе [138] при изучении условий равновесия между орто- и клинопироксеном из двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов района Куэйрейдинг (см. главу 4, раздел "Ортопироксены"). Расчеты проводились по модели регулярного раствора $W^{\text{Мп}}/RT = 0,625$.

По нашим оценкам, на основе модели субрегулярного раствора (см. табл. 4) для некоторых изотермических серий пироксеновых пар из мафитовых гранулитов раннего докембрия получены следующие результаты:

район Куэйрейдинг — $A_0^{\text{Мп}}/RT = 0,702$, $A_1^{\text{Мп}}/RT = 0,177$;

Побужье и Приазовье — $A_0^{\text{Мп}}/RT = 0,984$, $A_1^{\text{Мп}}/RT = 0,461$;

Побужье — $A_0^{\text{Мп}}/RT = 0,883$, $A_1^{\text{Мп}}/RT = 0,342$;

Приазовье — $A_0^{\text{Мп}}/RT = 1,014$, $A_1^{\text{Мп}}/RT = 0,266$.

Обобщенные выражения связи коэффициентов активности геденбергитового и диопсидового компонентов с составом в твердых растворах клинопироксена из метаморфических пород следующие: $\ln \nu_{\text{Fe}} = (1 - X_{\text{Fe}})^2 (0,646 + 1,023 X_{\text{Fe}})$ и $\ln \nu_{\text{Mg}} = (1 - X_{\text{Mg}})^2 \times (1,168 - 1,023 X_{\text{Mg}})$.

Ферропиджониты. Инвертированные ферропиджониты встречаются в гранулитовой фации раннего докембрия сравнительно редко. Они приурочены к породам так называемой железисто-кремнистой формации. Э.Симмонс и др.

[180] изучали инвертированный ферропижонит ($\text{Ca}_{0,1}\text{Mg}_{0,23}\text{Fe}_{0,66}^{2+}\text{SiO}_3$) в ассоциации с высокожелезистым оливином ($\text{Fe}_{0,81}\text{Mg}_{0,13}\text{SiO}_4$), ферроавгитом ($\text{Ca}_{0,8}\text{Fe}^{2+}\text{Mg}_{0,2}\text{Si}_2\text{O}_6$), анортитом (№ 94) и титаномagnetитом (ильменитом). Авторы пришли к выводу, что данные образования возникли в процессе контактного метаморфизма осадочной железистой формации Ганфлинит (штат Миннесота) со стороны интрузивного комплекса Дулут [180]. Этот вывод представляется недостаточно обоснованным, так как в северо-западной части интрузивного комплекса Дулут преобладают геденбергитовые гранофиры, условия кристаллизации которых не могут вызвать повышения температуры вмещающих пород до 800°C . Интенсивный прогрев последних со стороны расслоенных интрузий ограничивается первыми десятками метров, в то время как породы с парагенезисом Пиж-Fe+Мп+Ол+Пл располагаются на сравнительно большом удалении от эндоконтактной зоны. В этом районе известны останцы пород гранулитовой фации регионального метаморфизма, воздействие которого на породы соответствующего состава могло сопровождаться (в обстановке умеренных давлений) кристаллизацией ферропижонита. На эту возможность указывают также данные Б.Бонишена, описавшего инвертированный ферропижонит в породах формации Бивабик, генезис которого не может быть связан с контактным метаморфизмом. По петрографическим признакам ферропижонитсодержащие породы, изученные Э.Симмонсом и др. [180], отвечают эвлизитам многих железорудных месторождений в гранулитовых комплексах древних щитов.

В образованиях мафит-ультрамафит-железистой формации Украинского щита инвертированный ферропижонит встречается редко. Пока он установлен на территориях Побужья (Савранский и Молдовский участки) и Приазовья (Демьяновский участок Мангушской группы железорудных месторождений). Ферропижонит представляет два типа минеральных ассоциаций. В одном из них (побужском) инвертированный ферропижонит образует мелкие зерна среди новообразованных скоплений граната и находится в парагенетической ассоциации с анортитом и продуктами распада клинопироксена (структура С2) (фото 25). Приазовский тип ферропижонита характеризуется крупными размерами кристаллов (до 3 см), ихтиглиптовидной (фото 26) или тонкопластинчатой формой (фото 27) ламелл распада. Находки инвертированного ферропижонита в Приазовье связаны с зонами распространения высокожелезистых гиперстенитов, заключающих реликты двупироксен-плаггиоклазовых, двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов с аномально высоким содержанием железа ($\text{FeO } 20 \div 29\%$). Изученный ферропижонит ассоциирует с геденбергитом.

Сопоставляя состав ферропижонита и ферросалита (табл. 9) с экспериментальными данными Дж.Смита [76] и Д.Линдсли [155], изучавших фазовые взаимоотношения в системах Вол — Fe_{85} — En_{15} и Вол — Fe соответственно, можно прийти к выводу, что нижние пределы температур равновесия ферропижонит — ферросалит составляют $840 - 900^\circ\text{C}$.

Т а б л и ц а 9. Химический состав (%) инвертированного ферропикрита из железистых пород гранулитового комплекса Украинского щита

Оксид, параметр	1		2	
	Матрица Рп	Ламелли Мп	Матрица Рп	Ламелли Мп
Al ₂ O ₃	0,8	0,6	0,4	Следы
FeO	38,8	18,1	39,8	20,1
MgO	10,0	8,2	7,2	7,0
CaO	0,8	20,1	1,4	19,2
N _{Вол}	1,8	44,1	3,3	43,1
N _{Эн}	30,9	25,0	23,6	21,8
N _{Фс}	67,3	30,9	73,1	35,1
X _{Fe}	0,685	0,447	0,756	0,617

П р и м е ч а н и я. 1 — гранат-двупикросеновая эвлизитовая порода, Среднее Побужье, участок Молдовский; 2 — гранатсодержащий феррогиперстенит, Приазовье, Демьяновский участок, Мангушская группа месторождений. Анализы выполнены на электронном микроанализаторе.

Роговые обманки

В докембрийских мафитах и ультрамафитах роговые обманки — одни из наиболее распространенных минералов. Они образуются в широком интервале *PT*-условий (от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации), принимая участие в различных полиминеральных равновесиях, и характеризуются очень сложными изоморфными замещениями. В упрощенном варианте (система Na₂O — CaO — Al₂O₃ — FeO — MgO — SiO₂ — H₂O) они вполне удовлетворительно описываются четырьмя конечными изоморфными сериями:

паргасит — ферропаргасит NaCa₂(Mg,Fe)₄Al₃Si₆O₂₂(OH)₂;

чермакит — феррочермакит Ca₂(Mg,Fe)₃Al₄Si₆O₂₂(OH)₂₂;

эднит — ферроэднит NaCa₂(Mg,Fe)₅AlSi₇O₂₂(OH)₂;

тремолит — ферротремолит Ca₂(Mg,Fe)₅Si₈O₂₂(OH)₂.

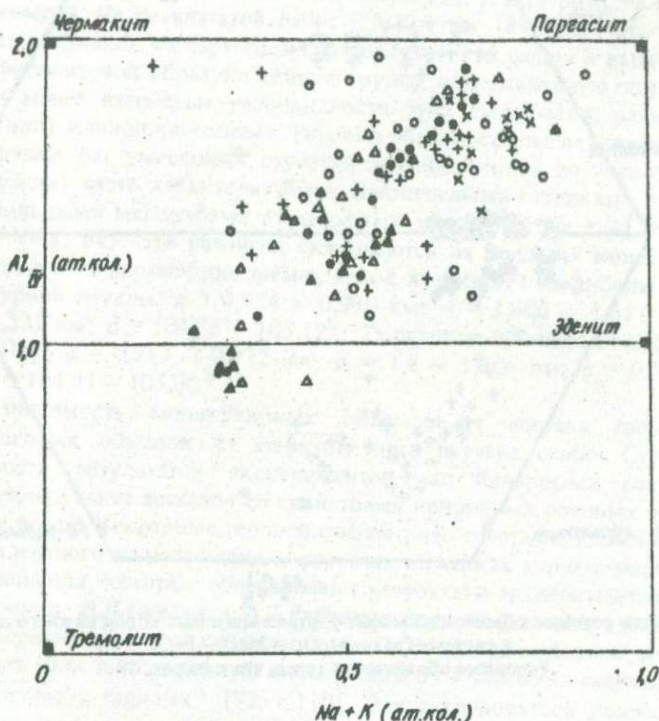
Если натрий и калий в роговых обманках из метабазитов объединить в один компонент (Na+K), то составы преобладающей части этих амфиболов будут в целом отвечать изоморфизму в ряду паргасит (ферропаргасит) — тремолит (ферротремолит) (рис. 38). Менее распространенная, но важная при изучении условий формирования метаморфогенных ультрамафитов группа роговых обманок представлена изоморфной серией паргасит (ферропаргасит) — чермакит (феррочермакит). Особенности изоморфизма амфиболов при заданных компонентах хорошо передаются производными коэффициентами, предложенными С.П.Кориковским [42]:

$$a_{\text{SiO}_2} = \frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Si}} 100 \quad (\text{изоморфизм } \text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+} + \text{Na});$$

$$a_{R^{3+}} = \frac{Al_{VI} + Ti + Fe^{3+}}{Al_{VI} + Ti + Fe^{3+} + Mg + Fe^{2+}} 100 \text{ (изоморфизм } Mg, Fe^{3+}, Al, Fe^{3+});$$

$$a_{Ca} = \frac{Na + K}{Na + K + Ca} 100 \text{ (изоморфизм } Ca \rightarrow Na + K).$$

Последний из коэффициентов удобнее выразить как $a_{Ca} = \frac{Ca}{Ca + Na + K} 100$, что позволяет кальциевость роговой обманки непосредственно сопоставить с номером сосуществующего с ней плагиоклаза.



• 1 + 2 Δ 3 • 4 × 5 ▲ 6

Рис. 38. Изоморфизм $NaAl \rightarrow Si$ в роговых обманках из мафит-ультрамафитовых пород нижнего докембрия:

1 – Побужье; 2 – Приазовье; 3 – район Куэйрейдинг, Западная Австралия; 4 – блок Аранта, Австралия; 5 – районы Агто и Фискенессет, Западная Гренландия; 6 – фундамент Татарии

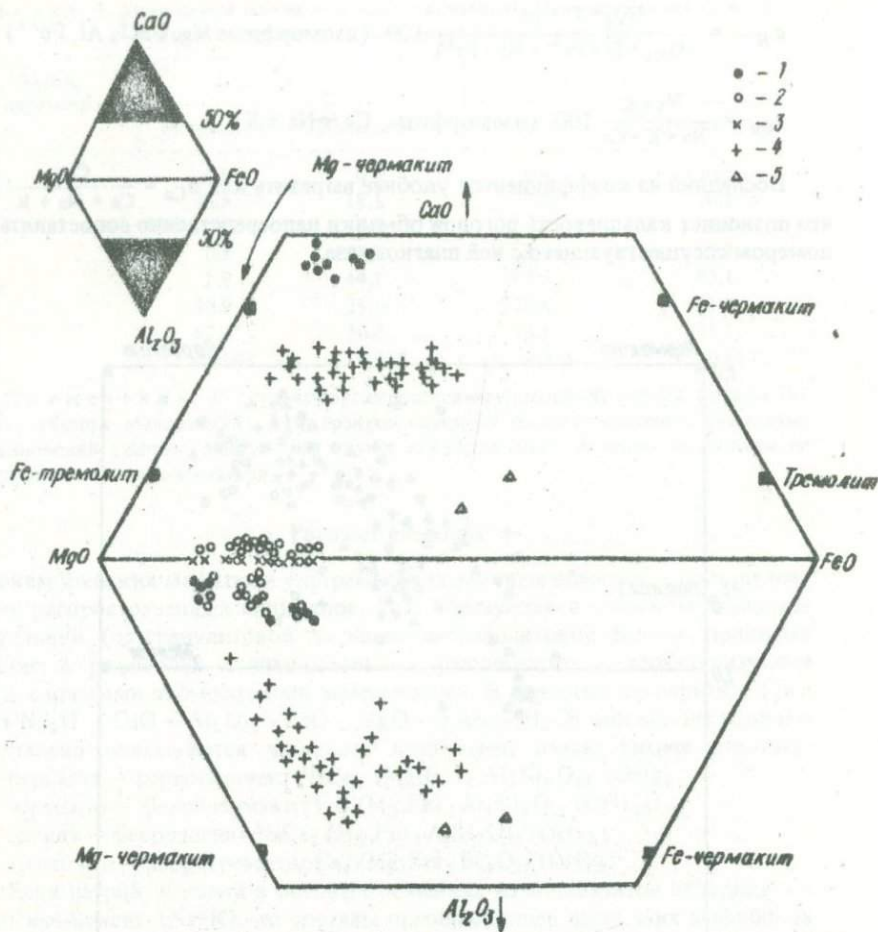


Рис. 39. Состав роговых обманок из мафит-ультрамафитовых пород нижнего докембрия в системе $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{FeO}$.
Условные обозначения те же, что и на рис. 38

Составы роговых обманок из мафитовых гранулитов и ультрамафитов гранулитовой фации, представленные в системах $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$ и $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 39), отражают две тенденции в изоморфных замещениях. Одна из них отвечает слабой зависимости изменения железистости роговых обманок от содержания в них глинозема и кальция. Этот тип изоморфной серии проявляется чаще всего в роговых обманках из пироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов. Другая тенденция соответствует достаточно резкому изменению глиноземистости при незначительном колебании желе-

зистости. Большая часть таких роговых обманок образуется в составе реакционно-метаморфических зон между гипербазитами и вмещающими их мафитовыми гранулитами. Однако четкая генетическая взаимосвязь изоморфизма роговых обманок и изофациальной зональности (фото 28) маскируется низкотемпературными процессами: чермакитоподобные амфиболы замещаются тремолитом или малоглиноземистой роговой обманкой. Нередко при изохимической тремолитизации чермакитовой амфибола появляются мельчайшие зерна магнезиально-железистой шпинели.

Парагенетическая классификация составов роговых обманок привлекала в разные годы внимание Б.Лика, Г.Рамберга, А.Эгнела, Б.Г.Лутца, С.П.Кориковского, Е.А.Костюк, В.В.Закруткина, И.Б.Щербакова и других исследователей. Из результатов работ Е.А.Костюк [89] следует, что составы роговых обманок из парагенезисов гранулитовой фации и высоких ступеней амфиболитовой образуют единую группу, объединяющую гастингситоподобные и менее натриевые разновидности этих амфиболов, равновесных с орто- (или) клинопироксенами. Роговые обманки более низких ступеней метаморфизма (от умеренных ступеней амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации) часто характеризуются сине-зелеными оттенками плеохроизма и небольшими масштабами изоморфных замещений $\text{Na} + \text{Al} \rightarrow \text{Si}$ и $\text{Al}_2 \rightarrow \text{Si} + (\text{Mg}, \text{Fe})$. Эти различия сказываются на пределах колебания оптических свойств и параметров элементарной ячейки: 1) амфиболы высокотемпературной группы: $a = 0,984 - 0,990$ нм; $a = 1,802 - 1,811$ нм; $c = 0,529 - 0,532$ нм; $\beta = 104,76 - 105,12^\circ$; 2) роговые обманки из амфиболитов (Рог+Пл); $a = 0,949 - 0,972$ нм; $a = 1,8 - 1,806$ нм; $c = 0,529 - 0,530$ нм; $\beta = 104,81 - 105,00^\circ$.

Зависимость молекулярных объемов от состава твердых растворов роговых обманок из мафитов пока изучена слабо. Степень сопоставимости результатов экспериментов над бинарными растворами приведенных выше минералов со свойствами природных роговых обманок остается неясной. Некоторые геологи считают, что сочетание сложного изо- и гетеро-валентного изоморфизма в роговых обманках горных пород вызывает отклонения, которые обесценивают результаты экспериментальных работ. Например, Л.Л.Перчук и И.Д.Рябчиков пришли к выводу, что "... никакие эксперименты с чистыми соединениями и их простейшими смесями не могут дать даже приближенную информацию о РТ-условиях равновесий амфиболов в горных породах" [72, с.110]. Эти исследователи рассчитали изменения удельного молекулярного объема по величинам плотности твердых растворов в ряду паргасит — феррогастингсит и получили значительное отрицательное отклонение от закона Рауля.

Нами вместе с А.Л.Литвиным проведено исследование изменения молекулярных объемов роговых обманок в зависимости от их состава. Как отмечалось, в изученных породах устанавливаются две серии амфиболов. В одной из них, где преобладают роговые обманки из парагенезиса Рп+Мп+Рог+Пл, главную роль играют изовалентные замещения $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, в то время как ге-

Т а б л и ц а 10. Параметры элементарной ячейки и молекулярные объемы твердых растворов роговых обманок гранулитовой фации

Номер образца	X_{Fe}	a , нм	b , нм	c , нм	β , град	$V_{яч}$, нм	$V \cdot 10^{-6}$, м ³
1	0,370	0,9828	1,8098	0,5309	104,80	0,9130	274,97
2	0,113	0,9841	1,8024	0,5292	105,00	0,90654	273,02
3	0,488	0,9875	1,8103	0,5317	105,01	0,91769	276,38
4	0,505	0,9843	1,8113	0,5313	104,88	0,91546	275,71
5	0,540	0,9843	1,8101	0,5322	104,93	0,91619	275,93
6	0,663	0,9941	1,8072	0,5309	105,68	0,91949	276,92
7	0,670	0,9939	1,8084	0,5300	105,18	0,91938	276,80
8	0,743	0,9893	1,8110	0,5331	105,59	0,91980	277,01
9	0,784	0,9901	1,8092	0,5336	105,50	0,92109	277,40
10	0,272	0,9858	1,8078	0,5292	104,92	0,91123	274,40
11	0,510	0,9841	1,8111	0,5319	104,98	0,91579	275,82
12	0,539	0,9844	1,8097	0,5326	105,00	0,91647	276,01

П р и м е ч а н и е: 1 – двупироксен-роговообманковый кристаллосланец, с.Зеленая Левада, Побужье; 2 – беспиноклазовый двупироксеновый амфиболит, Полянецкий участок, Побужье; 3 – двупироксен-роговообманковый мафический гранулит, ст.Розовка, Приазовье; 4 – то же, Каменные Могилы, Приазовье; 5 – то же, Полянецкий участок, Побужье; 6 – высокожелезистый двупироксен-роговообманковый кристаллосланец, близ совхоза им.Кирова, Приазовье; 7 – то же, Нурлатская площадь, Татария; 8 – высокожелезистый амфиболит, Молдовский участок, Побужье; 9 – гранит (Pn+Pg+Pl+Kv $\pm$ Ort), г.Хмельник, Побужье; 10 – оливин-гиперстеновый амфиболит, Демоярский участок, Побужье; 11 – двупироксен-роговообманковый кристаллосланец, Каменные Могилы, Приазовье; 12 – гиперстез-роговообманковый мафический гранулит, с.Старченково, Приазовье.

теровалентный изоморфизм имеет подчиненное значение. Величины параметров элементарной ячейки были получены с помощью рентгеноструктурного анализа на монокристаллах (табл. 10). Составы исследованных роговых обманок характеризовались умеренными колебаниями параметров a_{Si} , $a_{R^{3+}}$ и a_{Ca} , однако широко изменялась железистость ($X_{Fe} = 0,11-0,74$). Объемы элементарной ячейки ($V_{яч}$) закономерно возрастают с железистостью и вполне удовлетворительно аппроксимируются линейным уравнением:

$$V_{яч} = 0,90566 + 0,2006 \cdot X_{Fe}^{Pog} (\pm 0,15), \text{ нм}^3.$$

В работе [124], посвященной экспериментальному изучению связи параметров элементарной ячейки с составами амфиболов в ряду паргасит – ферропаргасит, приводится однотипное уравнение:

$$V_{яч} = 0,90097 + 0,2749 \cdot X_{Fe}^{Pog} (\pm 0,01), \text{ нм}^3.$$

Зависимость молекулярных объемов гадингситоподобных роговых обманок из мафических гранулитов от мольной доли железа передается следующим образом:

$$V = (272,76 + 6,041 \cdot X_{Fe}^{Pog}) 10^{-6} (\pm 0,45), \text{ м}^3.$$

Отклонение от линейной зависимости связано, по-видимому, с небольшим положительным избыточным объемом смещения в железистой области, для количественной оценки которого еще недостаточно данных.

Образование роговых обманок в метабазитах гранулитовых комплексов представляет собой сложный и неравномерно проявленный процесс. В высокотемпературных амфиболах из парагенезиса $Rp+Mp+Pg+Pl$ при исследовании на электронном микронзонде отмечается существенная неоднородность в составе. Более ранние амфиболы сохраняются в виде сложных по форме реликтов, заключенных в гастингситоподобные роговые обманки, которые сосуществуют с орто- и клинопироксеном. Значительно реже устанавливаются каймы высокотемпературных амфиболов поздних генераций, окружающих реликты роговых обманок ранних ступеней двупироксен-роговообманковой субфации (см. фото 18). Следует отметить, что неоднородные по составу участки в роговых обманках во многих случаях почти не отличаются по окраске и оптическим свойствам от окружающей матрицы.

Полученные данные показывают, что составы роговых обманок в процессе формирования двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов последовательно изменялись: Эволюция химизма роговых обманок из метабазитов гранулитовой фации, не претерпевших эндербитизации, направлена (во времени) на кристаллизацию более глиноземистых амфиболов, составы которых смещаются в сторону изоморфной серии паргасит — ферропаргасит. Усиление изоморфизма $Na + Al \rightarrow Si$ сопровождается увеличением содержания титана. Сравнение мольных долей железа ($X_{Fe} = Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$) в ранних и поздних генерациях высокотемпературных роговых обманок показывает, что последние обычно оказываются несколько более железистыми (табл. 11). С ростом общей глиноземистости гастингситоподобных роговых обманок закономерно сокращается суммарное содержание $FeO + MgO$, указывающее на то, что изоморфизм в границах гранулитовой фации проходил по сопряженным схемам $Na + Al \rightarrow Si$ и $Al_2 \rightarrow (Fe^{2+}, Mg)$.

Специфические перестройки химического состава роговых обманок из парагенезиса $Rp+Mp+Pg+Pl$ устанавливаются при изучении эндербитизированных метабазитов. На стадии наиболее ранних скрытых химических изменений метабазита в плагиоклазах появляются антипертиты замещения; формирование которых сопровождается возрастанием содержания калия в гастингситоподобных роговых обманках (рис. 40). Обогащенные калием амфиболы иногда содержат реликты роговой обманки с очень низким отношением K_2O/Na_2O , что свидетельствует о вторичной природе калия. В участках развития эндербитовых мигматитов масштабы изоморфизма $K \rightarrow Na$ в роговых обманках из двупироксен (ортопироксен)-роговообманковых мафитовых гранулитов существенно расширяются. Общее содержание щелочей в амфиболе остается на постоянном уровне при переменном отношении K_2O/Na_2O , отвечающем изоморфизму $K \rightarrow Na$.

Термодинамические свойства твердых растворов роговых обманок из мафитовых гранулитов изучены очень слабо. Между тем ограниченная зависимость изовалентного изоморфизма $Fe^{2+} \rightarrow Mg$ от гетеровалентных замещений $Na + Al + Si$ и $Al_2 \rightarrow (Fe^{2+}, Mg)$ в роговых обманках из равновесий $Rp+Mp+Pg+Pl$ (см. рис. 40) позволяет провести приближенную оценку коэффициентов активности компонентов $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ и Ca_2Fe^{2+} .

Таблица 11. Химический состав (%) гетерогенных роговых обманок из метаба-

Оксид, пара- метр	1		2		3		4		
	Рог ₁	Рог ₂	Рог ₁	Рог ₂	Рог ₁	Рог ₂	Рог ₁	Рог ₂	Рог ₃
TiO ₂	0,1	0,2	0,5	1,7	1,0	1,80	0,9	2,6	0,4
Al ₂ O ₃	8,7	4,8	13,4	12,6	14,3	13,2	12,2	11,8	6,1
FeO	6,4	3,9	9,7	9,9	18,2	12,9	15,8	17,6	12,3
MgO	19,1	24,2	14,1	13,3	10,0	7,8	11,6	9,9	14,1
CaO	11,7	10,6	12,6	11,8	11,3	10,2	12,2	10,6	12,0
Na ₂ O	0,8	0,7	1,2	2,1	0,9	2,4	1,1	1,9	1,2
K ₂ O	Следы	Следы	—	0,2	Следы	0,3	0,6	1,2	—
X _{Fe}	0,158	0,083	0,278	0,294	0,505	0,481	0,433	0,499	0,329

Примечания: 1 — оливин-бронзитовый амфиболит, участок Кумаровский, Рог₁ с выделением зеленой железо-магнезиальной шпиннели; 2 — двупироксен-роговой амфибол, Рог₂ — амфибол в парагенезисе Рп+Мп+Рог+Пл; 3 — то же, участок сланец, участок Каменные Могилы, Приазовье (Рог₁ — реликт, Рог₂ — амфибол в пара Рог₂); 5 — эндербитизированный мафитовый гранулит, карьер близ г. Гайворон, Повом. парагенезисе Рп+Мп+Рог+Пл, Рог₃ — амфибол, возникший при эндербитизации лекс, Татария (Рог₁ — реликт, Рог₂ — амфибол в равновесии с Рп+Мп+Рог+Пл); 7 — ды (Приазовье), останец в диафторированном эндербите (Рог₁ — реликт, Рог₂ — ам Полянецкий, Побужье (Рог₁ — реликт, Рог₂ — амфибол в равновесии с Ол+Рп+Рог). лаборатории Опытного предприятия ИГФМ АН УССР (аналитик Г.А. Скрынник) — в

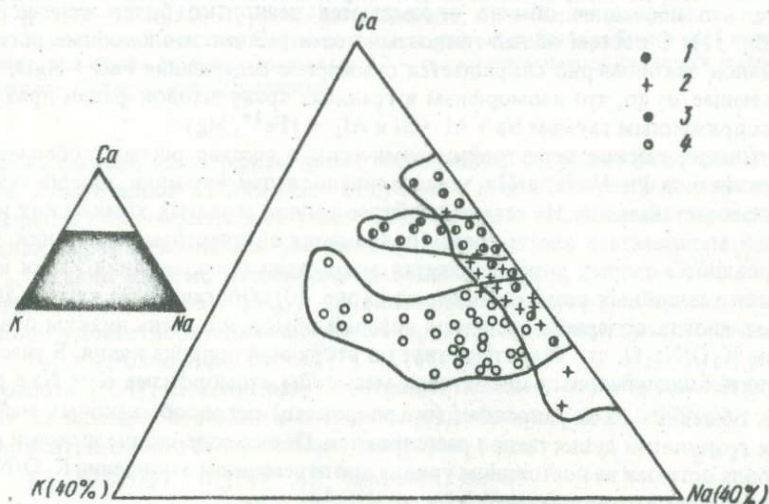


Рис. 40. Изоморфизм $K \rightleftharpoons Na$ в роговых обманках из мафитовых гранулитов мафит-эн- дербитовой и мафит-ультрамафит-железистой формаций:

1 — породы мафит-ультрамафит-железистой формации; 2 — двупироксен-роговообман- ковые метабазиты мафит-эндербитовой формации на стадии начальных (скрытых) из- менений; 3 — двупироксен-роговообманковые породы района Агто (Западная Гренлан- дия); 4 — мафитовые гранулиты мафит-эндербитовой формации в участках калиевого метасоматоза (см. Приложение 1)

5			6		7		8	
Por ₁	Por ₂	Por ₃	Por ₁	Por ₂	Por ₁	Por ₂	Por ₁	Por ₂
1,2	1,9	2,0	1,2	2,6	0,4	0,9	0,43	0,81
12,4	11,3	11,6	12,6	11,5	13,0	14,2	11,20	13,82
19,2	20,8	19,9	14,6	13,8	22,8	24,3	9,87	9,37
9,1	8,4	7,8	14,2	13,8	4,8	5,2	17,00	15,76
11,7	10,4	10,6	11,8	10,9	10,9	10,0	10,90	9,86
1,2	2,3	0,8	1,3	1,6	1,1	1,5	1,10	1,88
0,3	0,3	1,8	—	1,2	0,2	1,1	0,19	0,19
0,542	0,581	0,588	0,366	0,373	0,727	0,729	0,244	0,250

Побужье (Por₁ — амфибол в равновесии с Ол+Рп+Рог, Por₂ — тремолит, замещающий обманковый мафитовый гранулит, участок Грушковский, Побужье (Por₁ — реликто-Молдовский; 4 — эндербитизированный двупироксен-роговообманковый кристаллогенезисе Рп+Мп+Рог+Пл, Por₂ — амфибол низкотемпературной ступени, замещающий бужье (Por₁ — реликт ранних стадий метаморфизма, Por₂ — амфибол в доэндербитометабазита); 6 — двупироксен-роговообманковый кристаллосланец, Нурлатский комп-двупироксен-роговообманковый высокожелезистый мафитовый гранулит, бассейн Бер-фибол в равновесии с Рп+Мп+Рог+Пл); 8 — оливин-гиперстенный амфиболит, участок Ан. 1–7 выполнены на электронном микроанализаторе; ан. 8 получен в химической состав Por₁ внесена поправка на 11,4 % включений Por₂.

$\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Распределение Fe^{2+} и Mg между парами сосуществующих минералов роговая обманка — клинопироксен и ортопироксен — роговая обманка в равновесии Рп+Мп+Рог+Пл описывается следующими обменными реакциями: энстатит+ферротремолит — ферросилит+тремолит; диопсид+ферротремолит — геденбергит+тремолит.

Отношения составов (X_{Fe}) сосуществующих минералов приняты по природным равновесиям (см. табл. 5). Допустим, что природные равновесия между орто- и клинопироксеном соответствуют изотерме распределения 970 °C (± 30 °C); приведенные выше обменные реакции не зависят от давления; термодинамические свойства участвующих в них фаз удовлетворительно описываются моделью субрегулярного раствора. Рассчитанные параметры смещения для тремолитового и ферротремолитового компонентов позволяют вывести эмпирические уравнения, которые передают связь коэффициента активности названных компонентов с составом роговой обманки: $\ln \nu_{\text{Fe}} (1 - X_{\text{Fe}})^2 [A_0/RT + A_1/RT (4X_{\text{Fe}} - 1)]$.

Изотермические серии равновесий Рп+Мп+Рог+Пл приводятся ниже:

- 1) $\ln \nu_{\text{Fe}} = (1 - X_{\text{Fe}})^2 (1,536 + 1,329 X_{\text{Fe}})$; $\ln \nu_{\text{Mg}} = (1 - X_{\text{Mg}})^2 (2,195 - 1,329 X_{\text{Mg}})$ (Среднее Побужье);
- 2) $\ln \nu_{\text{Fe}} = (1 - X_{\text{Fe}})^2 (1,384 + 1,812 X_{\text{Fe}})$; $\ln \nu_{\text{Mg}} = (1 - X_{\text{Mg}})^2 (2,288 - 1,812 X_{\text{Mg}})$ (Приазовье);
- 3) $\ln \nu_{\text{Fe}} = (1 - X_{\text{Fe}})^2 (1,642 + 1,292 X_{\text{Fe}})$; $\ln \nu_{\text{Mg}} = (1 - X_{\text{Mg}})^2 (1,965 - 1,292 X_{\text{Mg}})$ (блок Аранта, Северо-Западная Австралия);
- 4) $\ln \nu_{\text{Fe}} = (1 - X_{\text{Fe}})^2 (1,436 + 1,414 X_{\text{Fe}})$; $\ln \nu_{\text{Mg}} = (1 - X_{\text{Mg}})^2 (1,759 - 1,414 X_{\text{Mg}})$ (район Фискенессет, Юго-Западная Гренландия).

Здесь X_{Fe} и X_{Mg} — мольные доли ферротремолитового и тремолитового компонентов соответственно. Обобщенные уравнения связи представляются в следующем виде: $\ln \nu_{Fe} = (1 - X_{Fe})^2 (1,501 + 1,461 X_{Fe})$; $\ln \nu_{Mg} = (1 - X_{Mg})^2 (2,231 - 1,461 X_{Mg})$.

*О распределении катионов Fe^{2+} и Mg
между структурными позициями кальциевых амфиболов
из метаморфических пород*

Сопоставление параметров катионного упорядочения в роговых обманках с РТ-условиями их стабильности привлекало внимание многих исследователей. К настоящему времени доказано, что распределение Fe^{2+} и Mg между позициями $M_1 - M_3$ в амфиболах изоморфной серии тремолит (ферроактинолит) — паргасит (феррогастингсит) отвечает температурам "порогового" упорядочения. Поэтому все большее значение приобретают данные о связи катионного распределения и состава роговых обманок.

Природные закономерности распределения катионов в структурах роговых обманок данной серии изучены нами вместе с А.Л. Литвиным на примерах амфиболов из мафит-ультрамафитовых пород суперкрупного основания Украинского щита и Уфалейского метаморфического комплекса на Урале. Структуры амфиболов расшифровывались при математической обработке результатов измерений на автоматическом дифрактометре ДАР УМБ по программе "Рентген-70" в изотропном приближении. Значительный фонд новых данных (23 образца метаморфогенных амфиболов) дает возможность провести строгую количественную корреляцию состава роговых обманок и распределения Fe^{2+} и Mg между неэквивалентными октаэдрическими позициями.

Реконструкция "порогового" распределения катионов Fe^{2+} и Mg между позициями $M_1 - M_3$ по составу кальциевых амфиболов с переменным содержанием глинозема и низкой титанистостью позволяет получить хорошие результаты. Установлено, что трехвалентные катионы и титан, заключенные в шестерной координации ($\Sigma R^{3+} = Al^{3+}_{IV} + Fe^{3+} + Ti$, ат.ед.), заселяют только позицию M_2 . Суммы долей Fe^{2+} и Mg M_2 ($X_{Fe^{2+}} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$) связаны с ΣR^{3+} линейной зависимостью: $X_{Fe^{2+}} \pm X_{Mg} = 1,044 - 0,5277 \Sigma R^{3+} \times (\pm 0,04)$. Эта взаимосвязь очень близка к теоретической, если исходить из допущения об исключительном вхождении катионов группы ΣR^{3+} в позицию M_2 : $XR^{2+} = 1 - X^{3+}$.

Доля катионов Fe^{2+} в позиции M_1 также представляет собой линейную функцию от общего содержания железа в минерале ($\Sigma Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$, ат.ед.):

$$X_{Fe^{2+}} = 0,0314 + 0,213 \Sigma Fe (\pm 0,051).$$

Относительная доля магния в M_2 (X_{Mg}) хорошо коррелирует с числом атомных единиц магния, сохранившихся после заселения железом и магнием позиции M_1 ($Mg = Mg_{общ} - 2 X_{Mg}^{M_1}$, ат.ед.): $X_{Mg} = 0,3494 Mg - 0,0348 x (\pm 0,039)$.

Изученные роговые обманки представляют собой серию твердых растворов с диапазоном железистости $X_{\text{Fe}}(\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ 0,17 — 0,93. Распределение катионов Fe^{2+} и Mg между позициями M_3 и M_1 для всей области состава отвечает двум изотермам, одна из которых соответствует высокой степени упорядочения, другая — более низкой. Экспериментальные точки, рассеянные вдоль изотермы высокой степени упорядочения, хорошо связываются следующим уравнением:

$$X_{\text{Fe}^{2+}}^{M_3} = 0,0329 + 1,601 X_{\text{Fe}^{2+}}^{M_1} - 0,625 (X_{\text{Fe}^{2+}}^{M_1})^2,$$

отражающим форму изотермы распределения. Смещение катионов Fe^{2+} и Mg в позициях M_3 и M_1 характеризуется положительным отклонением от закона Рауля и в первом приближении описывается моделью регулярного раствора: для позиции M_3 $W / RT = 0,639$; для позиции M_1 $W / RT = 1,242$. Использование данных об упорядочении Fe^{2+} и Mg в роговых обманках требует сложных термодинамических экстраполяций. Однако данные для построения строгих физико-химических моделей твердых растворов амфиболов в изученной изоморфной серии пока отсутствуют. Оценки активности компонентов роговых обманок (особенно ферротремолитового) можно проводить на основе приведенных эмпирических закономерностей, которые предотвращают существенные ошибки при расчетах термодинамических параметров метаморфической гидратации — дегидратации и некоторых границ метаморфических фаций.

Распределение Fe^{2+} и Mg между роговой обманкой, орто- и клинопироксенами оказывается независимым от колебаний параметра a_{Ca} в кальциевых амфиболах метаморфических пород; равновесная фугитивность воды с достаточной точностью может быть описана термодинамическими свойствами реакции тремолит (т.р.) = ортопироксен (т.р.) + клинопироксен (т.р.) + кварц + H_2O . Идеальная активность ферротремолитового компонента в кальциевых роговых обманках рассчитывается с помощью предложенных уравнений:

$$(X_{\text{Ca}}^{M_4})^2 (a_{\text{Fe}^{2+}}^{M_3}) (X_{\text{Fe}^{2+}}^{M_3})^2 (a_{\text{Fe}^{2+}}^{M_1})^2 (X_{\text{Si}}^{T_{1+2}}) (X_{\text{H}_2\text{O}})^2.$$

Равновесное распределение компонентов между бинарными растворами можно представить в виде гипотетической обменной реакции



где A и B — фазы; i и j — обменные катионы.

Для любой реакции $\Delta G_T = -RT \ln K_T$, где K_T — константа равновесия при стандартном давлении; $K_T = K_D K_v$ или

$$K_T = [(X_i/X_j)^A : (X_i/X_j)^B] [(v_i/v_j)^A : (v_i/v_j)^B].$$

Связь коэффициентов активности компонентов (v_i и v_j) с составом фаз и изменением температуры задается заранее принятой моделью твердого раствора. Коэффициент $K_v = (v_i/v_j)^A : (v_i/v_j)^B$ служит показателем отклонения реакций обмена от распределения между идеальными растворами. Условие $K_T = K_D$ при $K_v = 1$ может сохраняться при взаимодействии неидеальных растворов.

Градуирование геотермометров, основанных на модели обменных равновесий, производится с помощью термодинамических констант и данных экспериментов над меж- или внутрикристаллическими равновесиями. В настоящее время эксперименты не дают однозначных результатов и воспроизводят (в лучшем случае) только общую направленность природных процессов. Существующий фонд термодинамических констант минералов объединяет данные, полученные с различной степенью точности. Тем не менее градуирование обменных реакций путем самосогласования термодинамических констант мультисистемы остается одним из немногих корректных методов.

Дальнейший ход геотермического анализа включает сопоставление проградированной константы равновесия с константами равновесий природных пар минералов. Расчет констант равновесия по составам сосуществующих минералов является одной из нерешенных проблем геотермометрии и служит основным источником расхождений в оценке термодинамического режима глубинного минералообразования. С точки зрения прикладной термодинамики решение задачи заключается в том, чтобы найти удобное для вычислений выражение функции, связывающей значения K_v с составами минералов. Критерием выбора формы зависимости $K_v = f(X_i)$ следует считать наиболее широкие пределы интервала температур, при которых сохраняются минимальные искажения отношений (v_i/v_j) сосуществующих твердых растворов минералов. В общем случае зависимость K_v от состава можно выра-

зить с помощью любой функции, которая получит смысл эмпирического подбора и утратит термодинамическую сопоставимость с экспериментальными данными.

Строгий подход к анализу геотермометрического значения обменных равновесий (при сопоставимых энтропийных эффектах) заключается в определении формы изотермы распределения (или кривой фазового соответствия, по Л.Л.Перчуку [71]), которая для каждого обменного равновесия представляет один класс непересекающихся кривых, соединяющихся, однако, в точках с мольными полями компонентов 0 и 1,0. Природное изотермическое равновесие, как правило, определяет небольшой участок изотермы, по которому следует определить корни уравнения, предсказывающие дальнейший ее ход. Отклонения составов сосуществующих минералов от изотермы, если составы соответствуют одним и тем же температурам равновесия, могут быть вызваны сложным изоморфизмом, региональными особенностями геохимического режима и другими факторами, влияющими на коэффициенты распределения.

При вычислении параметров обменных равновесий использовалась модель Маргулеса, в которой для выражения функции $a_i = f(X_i)$ применяются ряды Тэйлора. Избыточные свободные энергии твердых растворов разлагаются в степенные ряды:

$$G_i^{ex} RT \ln v_i = (1 - X_i)^2 \left[A_0^G + \sum_{1,2,3,\dots,n} A_n^G (2n+1) X_i - (1 - X_i) (2X_i - 1)^{n-1} \right];$$

$$G_j^{ex} = RT \ln v_j = X_j^2 \left[A_0^G + \sum_{1,2,3,\dots,n} A_n^G X_j - (2n+1) (1 - X_j) (2X_j - 1)^{n-1} \right],$$

где $A_0^G, A_1^G, \dots, A_n^G$ — константы, согласующиеся через уравнение Гиббса — Дюгема. Избыточная свободная энергия Гиббса бинарного твердого раствора представится в следующем виде:

$$G^{ex} = (1 - X_i) A_0 + A_1 (2X_i - 1) + A_2 (2X_i - 1)^2 + \dots$$

Опыт обработки результатов калориметрических измерений показывает, что бинарные твердые растворы хорошо описываются вторым (A_0) и третьим (A_1) членами разложения в ряду Тэйлора [138]. Отсюда следуют приведенные ниже выражения зависимости коэффициента активности компонента от состава:

$$RT \ln v_i = (1 - X_i)^2 [A_0 + A_1 (3X_i - X_j)] \quad \text{и}$$

$$RT \ln v_j = X_j^2 [A_0 + A_1 (3X_j - X_i)].$$

Константа равновесия обменной реакции связана с коэффициентами активности компонентов следующим уравнением:

$$\ln K_T = \ln K_D + \ln (v_i/v_j)^A - \ln (v_l/v_j)^B.$$

Подставляя в него коэффициенты активности, выраженные через A_0 и A_1 , получаем.

$$\ln K_T = \ln K_D + A_0/RT (X_i - X_j)^A + A_1/RT (6X_iX_j - 1)^A + \\ + A_0'/RT (X_j - X_i)^B + A_1'/RT (6X_iX_j - 1)^B.$$

Это уравнение использовалось для расчетов термодинамических параметров равновесий сосуществующих минералов.

Обменное равновесие $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{MgSiO}_3 = \text{CaMg}_2\text{O}_6 + \text{FeSiO}_3$. Геотермометрия распределения Mg и Fe между орто- и клинопироксенами привлекала внимание многих петрологов, изучавших условия формирования габброидов, ультраосновных пород, глубинных включений, метеоритов, метаморфических мафитовых и ультрамафитовых пород. К настоящему времени эта проблема освещена в большом числе экспериментальных, теоретических и прикладных работ.

На первых этапах изучения пироксеновой геотермометрии (1950–1960 гг.) предпринимались непосредственные корреляции $K_D^{\text{Pn-Mn}}$ с температурой и давлением. Орто- и клинопироксены переменного состава рассматривались как идеальные твердые растворы. Это допущение составило основу ряда двупироксеновых геотермометров, предложенных П.Бартоломе (1963 г.), Р.Кретцем (1963 г.), Л.Л.Перчуком (1970 г.) и др.

Дальнейшие региональные исследования метаморфических комплексов показали, что ожидаемая универсальная связь $K_D^{\text{Pn-Mn}}$ с составами сосуществующих орто- и клинопироксенов замаскирована сложным комплексом второстепенных геохимических эффектов [76]. Например, в двупироксеновых мафитовых гранулитах серии Мадрас (Индия) значения $K_D^{\text{Pn-Mn}}$ закономерно уменьшались в сторону менее кальциевых и соответственно более железистых клинопироксенов. В двупироксеновых амфиболитах района Хайленд (США) устанавливается противоположная тенденция: величины $K_D^{\text{Pn-Mn}}$ возрастали с увеличением отношения FeO/MgO в породе и коррелировали со степенью окисления. В мафитовых породах гранулитовой фации Миннесоты (США) выделяются две серии сосуществующих пироксенов. В одной из них рост сопряженной железистости пироксенов сопровождался возрастанием значений $K_D^{\text{Pn-Mn}}$, а в другой — их уменьшением.

Экспериментальные работы, представляющие интерес для градуирования равновесного распределения Mg и Fe^{2+} между орто- и клинопироксенами, выполнялись в условиях высоких температур (1100–1410 °C) и давлений (2200–4500 МПа). Использование этих данных для оценок условий регионального метаморфизма требует термодинамической экстраполяции параметров обменного равновесия в область более умеренных температур и давлений.

В последние годы предпринималось экспериментальное изучение параметров равновесия реакции $\text{Гед} + \text{Эн} = \text{Ди} + \text{Фс}$ для орто- и клинопироксенов переменной железистости. Полученные результаты характеризуются настолько существенными расхождениями, что пока не могут быть приняты для геотермометрических корреляций условий равновесия Pn+Mn в метаморфических породах. В.И.Фонарев и А.А.Графчиков [94] воспроизвели это равнове-

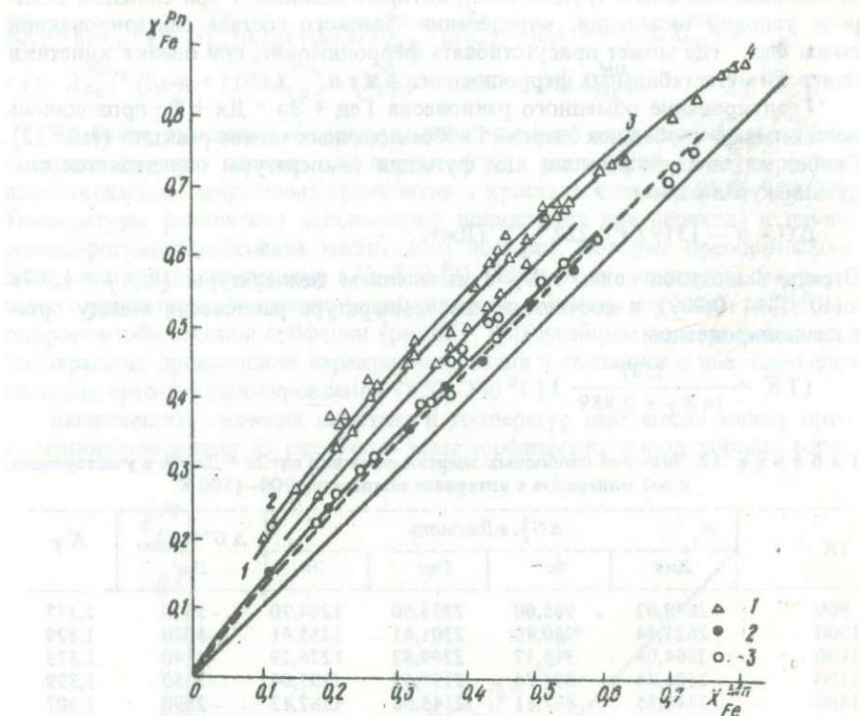


Рис.41. Распределение железа и магния между орто- и клинопироксеном в породах нижнедокембрийских метаморфических комплексов:

1 — точки состава; экспериментальные данные при температуре: 2 — 900 °C [184], 3 — 800 °C [93];
цифры на графике: 1 — двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты, Куэйрейдинг, Западная Австралия; 2 — то же, Побужье (см. Приложение); 3 — то же, район Скури, Шотландия; 4 — эвлизиты, Приазовье (см. Приложение); 5 — двупироксен-плаггиоклазовые мафитовые гранулиты, Украинский щит

сие в температурном интервале 750–800 °C. Однако изотермы распределения Mg и Fe²⁺ (750 и 800 °C) располагаются значительно выше кривых фазового соответствия для любых природных равновесий и не характеризуют процессов, протекавших в горных породах (рис.41). В работе А.Тюрнока и Д.Линдсли [184] изотерма 900 °C опущена ниже области распространения преобладающего числа равновесных пар Рп + Мп, отвечая только орто- и клинопироксенам из двупироксен-плаггиоклазовых мафитовых гранулитов. В то же время предложенная корреляция кальциевости и мольной доли железа в клинопироксене вызывает резкое занижение температур равновесия орто- и клинопироксенов из расслоенных интрузий (см.рис.41). Указанные

отклонения связаны с трудностями, которые возникают при сложном контроле условий окисления, определении фазового состава синтезированной смеси фаз, где может присутствовать ферропижонит, при оценке кинетики инверсии метастабильных ферропижонитов и т.д.

Градуирование обменного равновесия Гед + Эн = Ди + Фс проводилось по значениям свободных энергий Гиббса конечных членов реакции (табл.12). Свободная энергия реакции как функция температуры определяется следующим уравнением:

$$\Delta G_T = -13192 + 8,222 \cdot T \text{ К (Дж)}.$$

Отсюда выводятся связь $\ln K_T$ с изменением температуры ($\ln K_T = 1,587 \cdot x (10^3/T) - 0,989$) и соответственно температура равновесия между орто- и клинопироксеном

$$(TK = \frac{1587}{\ln K_T + 0,989}).$$

Т а б л и ц а 12. Значения свободных энергий реакции Гед+Эн = Ди+Фс и участвующих в ней минералов в интервале температур 900–1500 К

TK	- ΔG_T^0 , кДж/моль				$\Delta G^0 T_{\text{реак.}}$ Дж	K_T
	Ди	Фс	Гед	Эн		
900	2679,02	965,00	2353,50	1284,70	-5820	2,177
1000	2621,44	940,40	2301,41	1255,41	-5020	1,829
1100	2564,08	916,17	2249,82	1226,29	-4140	1,573
1200	2506,34	891,74	2197,69	1197,04	-3350	1,399
1300	2448,35	867,51	2145,56	1167,42	-2890	1,307
1400	2386,39	842,78	2093,13	1134,37	-1640	1,151
1500	2317,89	817,09	2038,53	1098,63	+2180	0,840

Согласующиеся результаты экспериментальных работ наиболее полно характеризуют распределение Mg и Fe между орто- и клинопироксеном при температуре 1100 °С и давлениях 2200–4500 МПа [112, 151]. Влияние давления на термодинамические параметры обменного равновесия оказывается незначительным ($\Delta V = -0,033 \text{ Дж}/10^5 \cdot \text{Па}$). Расчеты константы равновесия на основе модели субрегулярного раствора позволяют получить (в зависимости от числа использованных при вычислении равновесных пар пироксенов) следующие величины: $\ln K_{1373} = 0,156 \div 0,193$ и соответственно $K_{1373} = 1,169 \div 1,213$. Это отвечает умеренным отклонениям от температуры, заданной условиями экспериментов (1343–1385 К).

Эмпирические оценки параметров смещения железистого и магнезиального компонентов в сосуществующих орто- и клинопироксенах (см. главу 4, раздел "Пироксены") получены путем тождественных расчетов констант равновесия в метаморфических равновесиях (по выделенным изотермическим сериям пироксеновых пар). Обобщенное выражение константы равновесия Гед + Эн = Ди + Фс для орто- и клинопироксенов из различных метаморфических пород представится в следующем виде:

$$\ln K_T = \ln K_D + (1 - X_{Fe}^{Pn}) 0,799 + 0,720 X_{Fe}^{Pn} - (X_{Fe}^{Pn})^2 \times (0,419 + 0,720 X_{Mg}^{Pn}) + \\ + (1 - X_{Fe}^{Mn})^2 (0,646 + 1,023 X_{Fe}^{Mn}) + (X_{Fe}^{Mn})^2 (1,168 - 1,023 X_{Mg}^{Mn}).$$

Наиболее высокие температуры регионального метаморфизма устанавливаются по этим данным для пироксеновых равновесий из двупироксен-плаггиоклазовых мафитовых гранулитов и кристаллосланцев (900–950 °С). Температуры равновесия закономерно понижаются при переходе к двупироксен-роговообманковым мафитовым породам, которые преобразовывались в интервале температур 870–820 °С. Образование эвлизитов (по верхнему температурному пределу) приурочено к высоким ступеням двупироксен-роговообманковой субфации (рис.42). В дальнейшем по мере понижения температуры происходили перекристаллизация и связанное с ней изменение составов орто- и клинопироксенов (820–700 °С).

Вычисленные значения констант и температур равновесия между орто- и клинопироксенами из различных метаморфических пород хорошо согла-

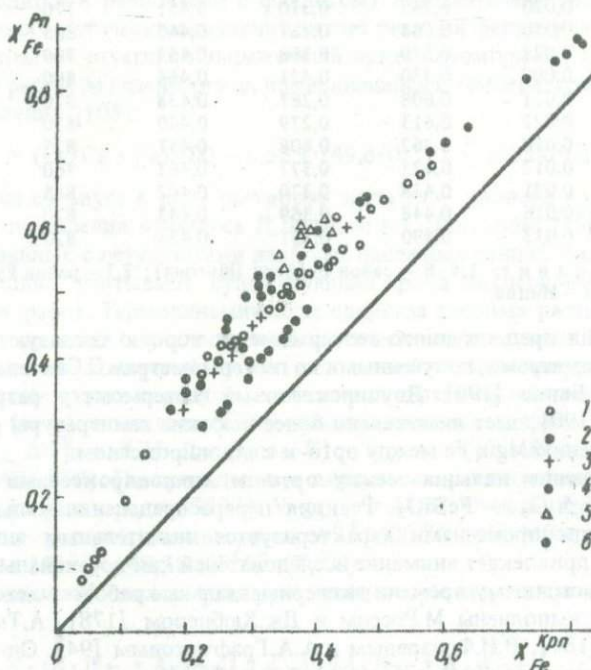


Рис.42. Распределение железа и магния между орто- и клинопироксеном в различных парагенезисах метаморфических пород:

1–3 – Pn+Mn+Pog+Пл; 4 – Gr+Pn+Mn; 5 – Gr+Pn+Mn+Пл+Pog; 6 – Pn+Mn+Пл

суются с существующими представлениями об условиях регионального метаморфизма в раннем докембрии. Полученные данные подкрепляются независимыми определениями температур по дегидратации роговых обманок и газовой-жидким включениям в породах двупироксен-роговообманковой субфации: пироксен-роговообманковый гранулит (Делавер, США) — 867 °С; перекристаллизованный норит, Рп+Рог+Пл (Квебек, Канада) — 898; пироксен-роговообманковый гнейс (Финляндия) — 784; двупироксен-роговообманковый мафический гранулит (Куэйрейдинг, Австралия) — 840; основной чарнокит (Индия) — 845; то же (Норвегия) — 859 °С.

Т а б л и ц а 13. Составы орто- и клинопироксенов, сосуществующих в породах чарнокитовой серии, и температуры равновесия, полученные по "упрощенному внутрикристаллическому геотермометру" [178] (I) и выведенные по изотермам межкристаллического распределения (II)

Номер образца	Ортопироксен		Клинопироксен		I	II
	X_{Ca}	X_{Fe}	X_{Mg}	X_{Ca}	T, °C	T, °C
1	0,020	0,590	0,260	0,420	725	780
2	0,017	0,445	0,361	0,453	790	830
3	0,020	0,545	0,310	0,451	770	830
4	0,020	0,603	0,287	0,447	815	860
5	0,021	0,570	0,268	0,454	700	740–760
6	0,000	0,330	0,421	0,464	800	830
7	0,021	0,608	0,287	0,438	870	890
8	0,021	0,613	0,279	0,440	810	830
9	0,010	0,362	0,408	0,457	825	800
10	0,012	0,423	0,377	0,462	760	790
11	0,021	0,438	0,370	0,442	865	880
12	0,016	0,448	0,369	0,443	870	890
13	0,013	0,490	0,351	0,453	820	860

П р и м е ч а н и е: 1,4–8 — район Варберг (Швеция); 2,3 — район Уусимаа (Финляндия); 9–13 — Индия.

Показания предложенного геотермометра хорошо согласуются с аналогичными параметрами, полученными по геотермометрам С.Саксены (табл.13) и Б.Вуда, С.Банно [196]. Двупироксеновый геотермометр, разработанный П.Уэллсом [190], дает значительно более высокие температуры равновесия по распределению Mg и Fe между орто- и клинопироксеном.

Распределение кальция между орто- и клинопироксенами в системе $CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3$. Реакция перераспределения кальция между орто- и клинопироксенами характеризуется значительным энтропийным эффектом и привлекает внимание исследователей как потенциальный геотермометр. К настоящему времени экспериментальные работы по его градуированию были выполнены М.Россом и Дж.Хьюбером [178], А.Тюрноком и Д.Линдсли [184], В.И.Фонаревым и А.А.Графчиковым [94]. Однако технические трудности при изучении условий равновесия между железистыми орто- и клинопироксенами при умеренных температурах и сравнительно низких давлениях не позволили получить согласованных результатов.

Этот пробел можно восполнить построением геотермометра на основе существующего фонда термодинамических данных, которое складывается из нескольких самостоятельных задач: определения границ несмешиваемости краевых подсистем в системе $\text{CaMg} - \text{Si}_2\text{O}_6 - \text{MgSiO}_3 - \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 - \text{FeSiO}_3$; выбора модели раствора для расчета бинодальных кривых пироксенов с переменной железистостью; сопоставления показаний геотермометра с данными независимых исследований по природным равновесиям.

Строгие физико-химические модели, надежно описывающие избыточные термодинамические функции твердых растворов пироксенов в системе $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$, пока отсутствуют. Результаты экспериментов над системой $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6 - \text{FeSiO}_3$ дают резко различающиеся положения границ двухфазной области ортопироксен+клинопироксен [105]. Мы пришли к выводу, что критерием оценки экспериментальных данных следует считать степень сопоставимости их с особенностями изоморфизма в природных изоморфных сериях пироксеновых пар, составы которых близки к системе $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$ [76]. Пределы несмешиваемости геденбергитового и ферросилитового компонентов в твердом растворе геденбергита (пока минерал находится в равновесии с фаялитом) незначительно расширяются. При достижении критических давлений за счет реакции ферросилит=фаялит + кварц появляется отчетливо выраженный предел изоморфной смешиваемости для твердого раствора геденбергита, изменяющийся с температурой и независимый от давления [105]:

$$N_{\text{CaSiO}_3} = (\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Fe}) 100 - 6,52 + 149,6 \cdot 10^{-3} T - 110,00 \cdot 10^{-6} T^2.$$

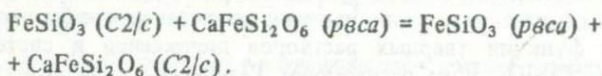
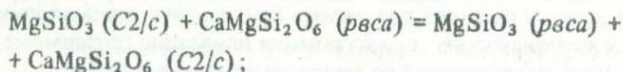
Положение сольвуса в ряду растворов энстатит — диопсид как функции температуры и давления изучалось Д. Линдсли и С. Диксоном [156]. Их данные, согласованные с результатами наиболее надежных ранних исследований, достаточно полно учитывают существующий фонд экспериментальных и теоретических работ. Термодинамические свойства твердых растворов в ряду энстатит — диопсид изучались термохимическими методами. Результаты калориметрических измерений хорошо описываются моделью регулярного раствора. В этом случае термодинамические свойства гипотетической реакции энстатит (*рвса*) = энстатит (*С2/с*) представятся в следующем виде: $\Delta H = 6,80$ кДж; $\Delta G_T^0 = 2,75$ Дж/(моль · К); $W_H = 24,47$ кДж/моль; $W_V = 0,105$ Дж/МПа [50]. По приведенным данным мы рассчитали критический состав твердого раствора при 970 К: $N_{\text{CaSiO}_3} = 48,82$. Отсюда получена связь N_{CaSiO_3} с температурой для интервала 697–1400 °С (800 МПа): $N_{\text{CaSiO}_3} = 25,88 + 63,11 \cdot 10^{-3} T - 43,21 \cdot 10^{-6} T^2$ (Т, °С).

Избыточная свободная энергия для тройного раствора выражается уравнением

$$G^{ex} = X_1 X_2 (X_1 W_{21} + X_2 W_{12}) + X_1 X_3 (X_1 W_{31} + X_3 W_{13}) + \\ + X_2 X_3 (X_2 W_{23} + X_3 W_{23}) + X_1 X_2 X_3 W/2,$$

где X_1, X_2, X_3 — мольные доли компонентов при $X_1 + X_2 + X_3 = 1$; W_i — параметры смешения; $\text{MgSiO}_3 - 1, \text{FeSiO}_3 - 2, \text{CaSiO}_3 - 3$.

Гипотетические реакции обмена кальцием между орто- и клинопироксеном можно представить в следующем виде:



В такой же форме можно записать реакции для пироксенов с промежуточными мольными долями железа, которые по экспериментам при 1100°C связываются с N_{CaSiO_3} следующей зависимостью:

$$N_{\text{CaSiO}_3} = 43,082 - 24,21 X_{\text{Fe}} + 0,094 X_{\text{Fe}}^{-1}.$$

Это уравнение используется в дальнейшем для определения мольной доли компонента.

Свободные энергии гипотетических реакций обмена кальцием записываются так:

$$\Delta G_T^0 = RT \ln \left[\left(\frac{X_{\text{Вол}}}{X_{\text{Эн}}} \right)^{Mn} : \left(\frac{X_{\text{Вол}}}{X_{\text{Эн}}} \right)^{Pn} \right] + RT \ln \left[\left(\frac{\nu_{\text{Вол}}}{\nu_{\text{Эн}}} \right)^{Mn} : \left(\frac{\nu_{\text{Вол}}}{\nu_{\text{Эн}}} \right)^{Pn} \right],$$

где $X_{\text{Вол}} = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg})$ или $\text{Ca} / (\text{Ca} - \text{Fe})$ при $X_{\text{Вол}} + X_{\text{Эн}}$ (или $X_{\text{Фс}} = 1$).

Свободная энергия гипотетических обменных реакций по оценкам С.Саксены [80] на основе регулярного раствора для системы энстатит — диоксид представится в следующем виде:

$$\Delta G_T^0 = -6800 + 2,75 T, \text{ Дж}; \text{ отсюда } \Delta G_T^0 (1373) = -3024 \text{ Дж}.$$

Обменные реакции для систем энстатит — диопсид и ферросилит — геденберgit одготипны. Это позволяет рассчитать свободную энергию обменной реакции для крайних железистых фаз методом сравнения данного свойства в двух рядах веществ:

$$\Delta G_T^0 = -4100 + 3,48 T (900-1170 \text{ К}).$$

С ростом давления состав твердого раствора диопсида смещается в сторону увеличения кальциевости диопсида, в то время как в энстатите содержание кальциевого минала уменьшается. Сопоставляя результаты экспериментов [156] для давлений 1500 и 2000 МПа, получаем среднее изменение N_{CaSiO_3} при температуре 1100°C : $dN_{\text{CaSiO}_3}/dP = 2,52 (N_{\text{CaSiO}_3}/n)$ МПа. Связь молекулярных объемов твердых растворов в ряду ферросилит — геденберgit передается линейным уравнением [155], а потому $dN_{\text{CaSiO}_3}/dP = 0$. Зависимость dN_{CaSiO_3}/dP от изменения мольной доли FeSiO_3 в клинопироксене (C2/c) можно выразить в следующем виде:

$$dN_{\text{CaSiO}_3} / dP = 2,482 - 2,64 X_{\text{Fe}} (N_{\text{CaSiO}_3} / n \text{ МПа}).$$

Эксперименты при температуре 1100 °С проводились в широком интервале давлений от 1500 до 4500 МПа. Приведенное уравнение отражает результаты экспериментов, экстраполированные к 1000 МПа (± 130 МПа). Полученные с его помощью исправленные мольные доли компонентов — $X_{\text{CaSiO}_3} = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$ и $X_{\text{FeSiO}_3} = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca})$ — подставляются в уравнение $\Delta G_T^0 = RT \ln K_D + RT \ln K_\gamma$.

Коэффициенты активности каждого из компонентов ($X_{\text{Воля}}$, $X_{\text{Эн}}$ и $X_{\text{Фс}}$) рассчитывались по уравнениям К.Воля для тройного субрегулярного раствора:

$$RT \ln \nu_1 = X_2^2 [W_{12} + 2X_1 (W_{21} - W_{12})] + X_3^2 [W_{13} + 2X_1 (W_{31} - W_{13}) + X_2 X_3 [1/2 (W_{21} + W_{12} + W_{13} - W_{23} - W_{32}) + X_1 (W_{21} - W_{12} + W_{31} - W_{13})] + (X_2 - X_3) [(W_{23} - W_{32}) - (1 - 2X_1)C],$$

где $X_1 - X_3$ — мольные доли компонентов; W_{1-3} — параметры смешения; C — константа. Аналогичные уравнения записываются для компонентов 2 и 3.

Решение этих систем уравнений (ЭЦВМ "Мир-2") позволило получить следующие значения параметров смешения (в кДж/моль): $W_{\text{Mg-Fe}} = 16,69$; $W_{\text{Fe-Mg}} = 15,90$; $W_{\text{Mg-Ca}} = 31,34$; $W_{\text{Ca-Mg}} = 29,29$; $W_{\text{Fe-Ca}} = 7,77$; $W_{\text{Ca-Fe}} = 21,42$; $C = -11,95$. Полученные данные позволяют определить границы несмесимости краевых систем и, задавая постоянными значениями X_{FeSiO_3} в орто- и клинопироксене (в данном случае с шагом 0,1), рассчитать положение клиносольвуса для пироксенов переменного состава. Условия равновесия для каждого из бинарных сечений следующие:

$$RT \ln X_1 + (1 - X_1)^2 [W_{12} + 2X_1 (W_{21} - W_{12})] = RT \ln \bar{X}_1 + (1 - \bar{X}_1)^2 [W_{12} + 2\bar{X}_1 (W_{21} - W_{12})];$$

$$RT \ln (1 - X_1) + X_1^2 [W_{21} + 2(1 - X_1) (W_{12} - W_{21})] = RT \ln (1 - \bar{X}_1) + \bar{X}_1^2 [W_{21} + 2(1 - \bar{X}_1) (W_{12} - W_{21})],$$

где X_i — компонент в Мп, $\bar{X}_i$ — в Рп. Координаты $T-N_{\text{CaSiO}_3}$ для границ несмесимости рассчитывались с помощью итерации по методике Ньютона — Рафсона (рис.43).

Оценка значений W по изотермическим сериям пироксеновых пар из двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов (см. Приложение) дает результаты, сопоставимые с расчетами по экспериментальным данным. Однако величины W находятся в зависимости от выборки и количества использованных пар орто- и клинопироксенов. Установить связь значений параметров смешения с изменением температуры не удастся, поэтому при экстраполяции приняты приближение $W_S = 0$ и соответственно постоянные значения W_{G_i} .

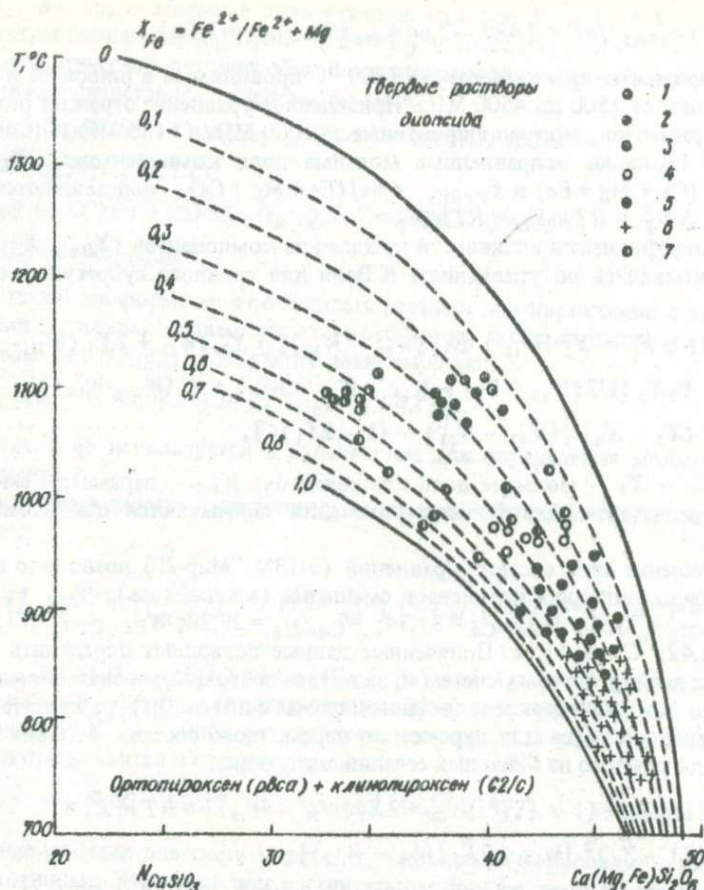


Рис.43. Распределение волластонитового компонента между орто- и клинопироксенами переменной железистости:

1 – габброиды интрузии Скаергард (Восточная Гренландия); 2 – габброиды Норильского рудного района; 3 – пиконитовые габбро; 4 – двупироксен-плагноклазовые мафические гранулиты; 5 – двупироксен-рогообманковые мафические гранулиты; 6 – эвлизиты, эвлизитовые породы и двупироксен-магнетитовые кварциты; 7 – феррогабброинтрузии Скаергард (Восточная Гренландия)

Применение предложенного геотермометра дает хорошие результаты для тех равновесий между пироксенами, составы которых приближаются к системе $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$. Такие орто- и клинопироксены широко распространены в расслоенных интрузиях и метаморфических породах. Проверка показаний геотермометра на примере расслоенных габброидных интрузий показывает, что полученные значения температур равновесий согласуются с данными независимых исследований (табл.14).

Таблица 14. Компонентный состав (%) и температуры равновесий пироксенов из основных магматических пород*

Клинопироксен				Ортопироксен (пижонит)				T, °C
Вол	Эн	Фс	X _{Fe}	Вол	Эн	Фс	X _{Fe}	
Интрузивный комплекс Скаергард								
Пижонитовые габбро и феррогаббро средней зоны								
35,0	37,4	27,6	0,42	Пижонит (инвертированный)				1090
35,8	38,3	25,9	0,40	9,1	45,0	45,9	0,50	1090
36,7	39,3	24,0	0,38	9,0	48,4	42,6	0,47	1080
37,8	39,2	22,0	0,36	9,0	56,3	34,7	0,38	1080
35,8	37,8	26,4	0,42	8,9	48,2	42,9	0,47	1100
34,7	36,8	28,5	0,44	8,8	46,1	45,1	0,49	1090
Закаленные краевые габбро								
36,8	40,3	22,9	0,36	Пижонит (инвертированный)				1100
37,9	45,7	16,4	0,26	" "				1120
Оливиновое феррогаббро средней и верхней (близ основания) зон								
35,4	35,1	30,5	0,46	Ортопироксен				1070
38,0	40,5	21,5	0,55	"				1010
40,0	21,2	38,8	0,65	"				980
40,2	12,5	47,3	0,79	"				910
Интрузивный комплекс Бушвельд								
Пижонитовые габбро								
36,7	38,7	24,6	0,39	10,2	51,1	38,7	0,41	1100
34,1	29,0	36,9	0,56	9,2	34,5	56,3	0,62	1080
37,2	27,0	35,8	0,57	9,4	30,7	59,9	0,66	1040
37,7	41,0	21,3	0,34	8,4	55,4	36,2	0,40	1080
38,0	33,0	29,0	0,47	8,1	50,6	49,4	0,54	1060
Габбро нижних (базальной и критической) серий								
45,0	49,0	6,0	0,11	3,4	82,8	13,8	0,14	970
43,7	45,5	10,8	0,19	2,9	74,4	22,7	0,23	980
42,9	50,2	6,9	0,12	1,6	84,3	14,1	0,14	1040
40,8	50,2	9,0	0,15	2,3	80,5	17,2	0,18	1080
38,0	45,5	16,5	0,27	3,0	63,7	33,3	0,34	1090
41,0	41,0	18,0	0,31	3,3	63,5	33,2	0,34	1010
42,4	39,3	18,3	0,32	2,2	60,7	37,1	0,38	990
41,2	36,1	22,7	0,39	2,7	51,1	46,2	0,47	990
38,8	32,6	28,6	0,47	3,5	41,3	55,2	0,57	1020
Габброиды Имагдинского рудного района								
42,0	49,0	9,0	0,16	3,8	78,8	26,6	0,28	1030
43,0	47,1	9,9	0,17	3,7	75,2	17,5	0,18	1030
43,1	47,6	9,3	0,16	3,4	77,4	21,4	0,22	1020
40,1	46,0	13,9	0,23	Ортопироксен				1090
41,0	47,3	11,7	0,20	3,2	70,4	26,4	0,27	1060

* По данным химических анализов и результатам работы [75].

Равновесия между орто- и клинопироксенами в пижонитовых габбро нижней и средней зон Скаерградской интрузии по показаниям геотермометра устанавливались в интервале температур 1070–1120 °С, отражающем условия формирования краевых закаленных габбро (первичного недифференцированного расплава) в соответствии с экспериментальными данными о температурах ликвидуса [33]. Двупироксен-оливиновые феррогаббро средней и верхней зон интрузивного комплекса по установленным температурам равновесия остывали (от 1050 до 860 °С) с возрастанием степени раскристаллизации и железистости остатка расплава. Это хорошо коррелируется с данными фракционирования базальтовых магм [33].

Сосуществующие орто- и клинопироксены метаморфических пород подразделяются на парагенетические типы, характерные для нижнедокембрийских гранулитовых комплексов: мафические гранулиты чарнокитоидных серий ($Rp+Mp+Pg+Pl\pm Gr$); породы эвлизитовой группы ($Ol+Rp\pm Mp+Gr$, $Rp+Mp+Gr$, $Rp+Mp\pm Mt$) и генетически связанные с ними пироксен-магнетитовые кварциты ($Rp+Mp+Mt$, $Gr+Rp+Mp+Mt$, $Rp+Mp+Mt+Kv$). Колебания кальциевости клинопироксенов и условий равновесия $Rp+Mp$ в каждой из групп обуславливают появление некоторого поля рассеивания точек (рис.44). Это можно объяснить, исключив массовые погрешности химических анализов, длительным остыванием гранулитового комплекса в процессе метаморфизма и перекристаллизацией мафитовых гранулитов, вызывающей неоднородности в строении и составе пироксенов.

Проявления первого из названных факторов заключаются в том, что последовательное понижение температуры по показаниям геотермометра сопровождается закономерным изменением минеральных парагенезисов. Ассоциация $Rp+Mp+Pl$ встречается в виде реликтов среди двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов и характеризуется наиболее высокими температурами равновесий (табл.15, рис.44). Эти породы во времени сменяются двупироксен-роговообманковыми мафитами ($Rp+Mp+Pg+Pl$, $Rp+Mp+Pg$, $Rp+Mp+Pg+Pl+Gr$), орто- и клинопироксены в составе которых отвечают более низким температурам равновесий. Эволюция состава роговых обманок указывает на постепенное изменение температуры (и геохимического режима) регионального метаморфизма уже в пределах двупироксен-роговообманковой субфации. Эвлизиты и родственные им породы являются продуктами глубокой переработки двупироксен-роговообманковых железистых мафитов. Температуры равновесий, отраженные в составах орто- и клинопироксенов из этих образований, отвечают наиболее низким, заключительным, ступеням развития гранулитовой фации.

Неоднородности в строении и составе орто- и клинопироксенов из двупироксен-плаггиоклазовых и двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов изучались с помощью электронного микроанализатора. Как отмечалось, метаморфические пироксены содержат в центральных частях зерен ядра, состоящие из матрицы, в которой заключены пластинки продуктов распада. В клинопироксенах они представлены ортопироксеном, в бедных кальцием пироксенах — клинопироксеном. В двупироксен-плаггиоклазо-

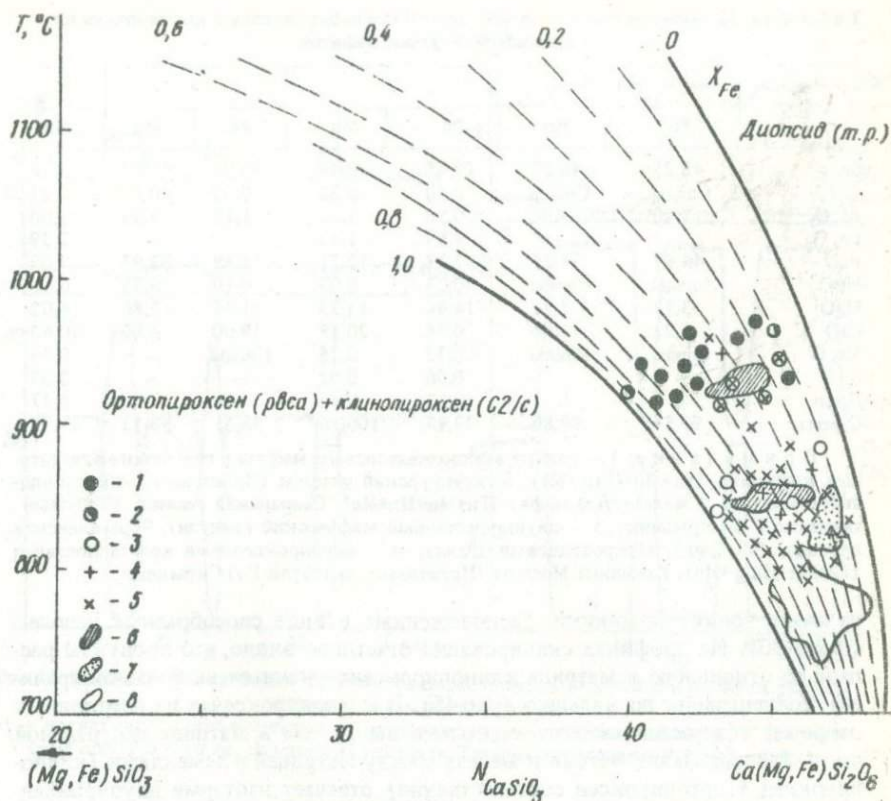


Рис.44. Распределение волластонитового компонента между орто- и клинопироксенами метаморфических пород:

1 – двупироксен-плаггиоклазовые мафические гранулиты; 2 – то же, с гранатом; 3 – двупироксен-рогообманковые мафические гранулиты, Побужье; 4 – то же, блок Аранта (Австралия) [197]; 5 – то же, район Агто (Западная Гренландия) [141]; 6 – мафиты, район Фискенессет (Юго-Западная Гренландия) [194]; 7 – ультрамафиты суперкрупного комплекса Побужья; 8 – эфизитовые породы и двупироксен-магнетитовые кварциты

вых мафических гранулитах ламелли распада распространяются по всей площади зерна пироксена. Кристаллизация высокотемпературной роговой обманки сопровождается возникновением оторочки гомогенного орто- или клинопироксена (в зависимости от состава матрицы). Ранний пироксен, представленный продуктами распада, сохраняется в виде реликтов (центральная часть зерен), в то время как гомогенное новообразование находится в равновесии с роговой обманкой (фото 29, а, б).

Основные морфологические типы распада в ядрах представлены на фото 29. На сканограммах грубые (под микроскопом) ламелли распадаются

Т а б л и ц а 15. Химический состав (%) орто- и клинопироксенов в двупироксен-плагиоклазовой фации мафитов

Оксид	1		2		3		4
	Рп	Мп	Рп	Мп	Рп	Мп	Мп
SiO ₂	48,25	48,69	49,48	50,44	50,22	48,82	51,16
TiO ₂	Следы	Следы	0,50	0,32	0,05	0,04	0,22
Al ₂ O ₃	1,20	1,88	0,98	1,42	1,15	2,23	2,00
Fe ₂ O ₃	—	—	3,99	1,42	—	—	2,39
FeO	44,97	28,85	27,72	12,21	15,89	32,97	7,09
MnO	Следы	Следы	0,23	0,09	0,10	0,35	0,16
MgO	3,77	2,77	14,98	13,33	11,75	12,86	14,02
CaO	1,22	17,54	0,74	20,17	19,00	0,86	20,60
Na ₂ O	Следы	Следы	0,33	0,35	Следы	—	0,54
K ₂ O	—	—	0,06	0,03	—	—	0,05
П.п.п.	—	—	0,17	0,48	—	—	0,77
Сумма	99,51	99,80	99,17	100,26	98,51	98,13	99,13

П р и м е ч а н и е: 1 — реликт высокожелезистого мафита в гиперстен-магнетитовых кварцитах (Рп+Мп+Пл₉₀+Мт), Куксунгурский участок (Приазовье), микрозондовый анализ; 2 — железистый мафит (Рп+Мп+Пл+Ил), Савранский участок (Побужье), аналитик Г.Л.Скрынник; 3 — двупироксеновый мафический гранулит, Черемшанская площадь (Татария), микрозондовый анализ; 4 — двупироксеновый кристаллосланец (Рп+Мп+Пл₈₀+Ил), Каменные Могилы (Приазовье), аналитик Г.Л.Скрынник.

на очень тонкие пластинки, расположенные в виде своеобразных цепочек (фото 30). На профилях сканирования отчетливо видно, что продукты распада по отношению к матрице клинопироксена имеют очень большой градиент концентрации по кальцию (рис.45). В клинопироксенах из гомогенных оторочек содержание железа несколько выше, чем в матрице центральной части. Распределение магния и железа между матрицей и ламеллями (клинопироксен + ортопироксен соответственно) отвечает изотерме двупироксен-роговообманковой субфации (табл.16). Реконструированный состав клинопироксенов наиболее ранних ступеней гранулитовой фации отражает высокие температуры равновесий (930–970 °С). Условия формирования двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов соответствуют температурам 830–890 °С. Двупироксеновые равновесия в эвлизитах и родственных им породах устанавливались в интервале температур 850–710 °С и достигали нижней границы гранулитовой фации. Сопоставление условий равновесия между орто- и клинопироксеном из соответствующих пород блока Аранта (Австралия), района Фискенесет (Западная Гренландия), серии Мадрас (Индия), комплексов Скури (Шотландия) и Амйтсок (Юго-Западная Гренландия) и других районов развития докембрия показывает, что они скорее отражают реальные геологические рубежи в эволюции термодинамического и геохимического режимов гранулитовой фации раннего докембрия (табл.17).

Обменное равновесие $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + CaFeSi_2O_{12} = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + CaMgSi_2O_6$. Интерес к распределению Mg и Fe между гранатом и клинопироксеном определился давно в связи с оценками условий образования глубинных и внутрикоровых эклогитов, пироповых перидотитов, метабази-

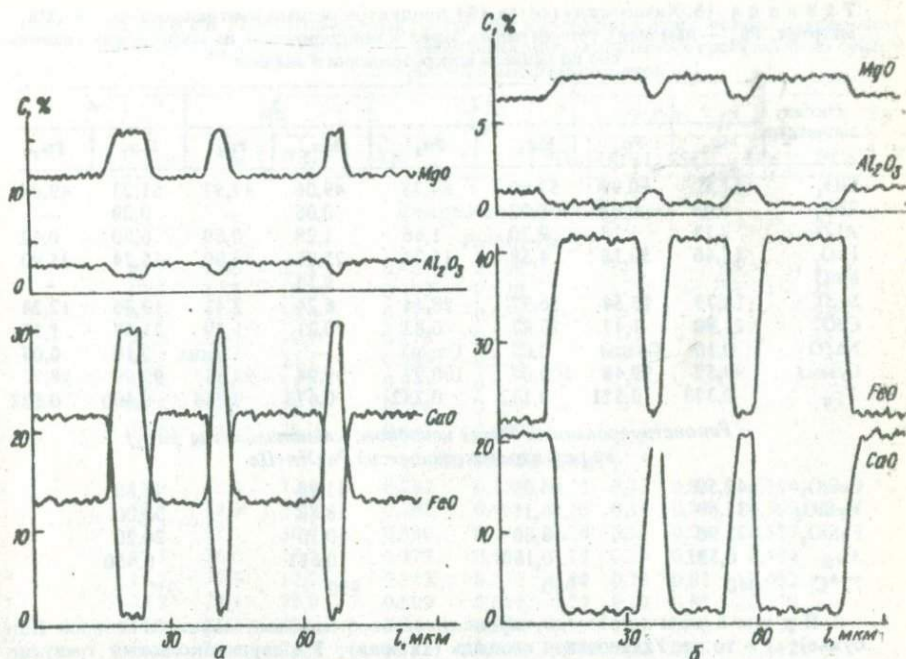
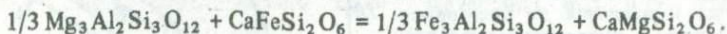


Рис.45. Профили сканирования, ориентированные поперек удлинения пластинок распада гиперстена в клинопироксене:

а — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит близ г.Гайворон (Украинский щит); *б* — то же, Нурлатская площадь, Татария (фундамент Русской плиты)

тов из различных чарнокитовых серий. Экспериментальные исследования этого равновесия проводились в условиях высоких температур (1100 — 1410 °C) и давлений (2200—4500 МПа) [112, 151, 174]. Обстоятельное освещение существующих экспериментальных данных содержится в работе [50]. Термодинамические экстраполяции результатов экспериментов принимались многими исследователями — Л.Л.Перчуком [70], Б.Вудом и С.Банно [196], П.Далем [128], С.Саксеной [80] и др.

Обменное равновесие, в котором моль железистого компонента замещается молем магниального, запишется в следующем виде:



Градуирование обменной реакции по экспериментам А.Рахима и Д.Грина [174], Дж.Акеллы и Ф.Бойда [112], Б.Вуда [195] не позволяет получить согласованных результатов (рис.46). Зависимость значений констант равновесия от изменения температуры можно вывести по термодинамическим константам. Однако этот вариант градуирования приближенный, так как калори-

Т а б л и ц а 16. Химический состав (%) продуктов распада центральных частей (Mn_2 – матрица, Rn_2 – ламелли) гетерогенных зерен клинопироксена из мафических гранулитов по данным микрозондового анализа

Оксид, параметр	1		2		3		4	
	Mn_2	Rn_2	Mn_2	Rn_2	Mn_2	Rn_2	Mn_2	Rn_2
SiO_2	51,20	50,99	51,90	54,73	49,06	47,97	51,23	49,07
TiO_2	0,08	0,02	0,02	—	0,06	—	0,09	—
Al_2O_3	2,15	1,28	2,70	1,66	1,28	0,69	0,80	0,42
FeO	12,46	30,18	4,58	15,31	22,95	40,90	15,74	35,90
MnO	—	—	—	—	0,14	—	—	—
MgO	11,73	15,54	16,97	28,44	6,24	7,41	10,36	12,24
CaO	21,80	1,47	23,83	0,83	20,21	1,59	21,67	1,15
Na_2O	0,10	Следы	0,07	Следы	—	Следы	0,10	0,05
Сумма	99,52	99,48	100,07	100,97	99,94	98,56	99,99	98,77
X_{Fe}	0,373	0,521	0,132	0,232	0,673	0,756	0,460	0,622

Реконструированный состав исходного клинопироксена (Mn_1)
из реликтовых равновесий $Rn+Mn+Pl$

$CaSiO_3$	42,50	45,09	41,08	41,80
$MgSiO_3$	35,60	46,11	18,82	32,00
$FeSiO_3$	21,90	8,80	40,10	26,20
X_{Fe}	0,381	0,160	0,681	0,450
$T, ^\circ C$	940	940	920	950

П р и м е ч а н и я: 1 – двупироксен-роговообманковый мафит, г.Гайворон (Побужье); 2 – то же, Ульяновская площадь (Татария); 3 – двупироксеновый гранулит (реликт в гранат-двупироксен-роговообманковом сланце), Южно-Бондюжская площадь (Татария); 4 – то же (останец в амфиболите), Каменные Могили (Приазовье). Все определения выполнены на микроанализаторе ИХА-5.

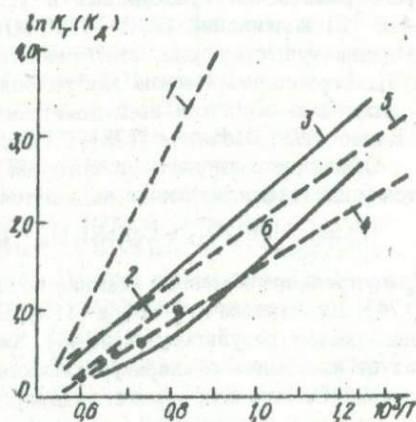


Рис.46. Зависимость константы равновесия обменной реакции Пир+Гед = Альм+Ди от температуры и давления по экспериментальным данным и термодинамическим расчетам:

1 – результаты работы [174], экстраполированные к давлению 0,1 МПа; 2 – теоретические оценки [145]; 3 – данные П.Дала [128]; 4 – эксперименты Б.Вуда [195]; 5 – экстраполяция данных работы [195] к давлению 0,1 МПа; 6 – наши данные

Т а б л и ц а 17. Компонентный состав (%) минералов и парагенезисы двупироксен-плагиоклазовых и двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов из суперкrustального комплекса щитов

Мп				X_{Fe}^{Pn}	Рог				Гр	
$N_{Вол}$	$N_{Эн}$	$N_{Фс}$	X_{Fe}		a_{Ca}	a_{AlVI}	a_{Si}	X_{Fe}	N_{Ca}	X_{Fe}
Днестровско-Бугский район										
Pn+Mn+Pl±Gr										
43,3	31,6	25,1	0,489	0,580	—	—	—	—	12,3	0,799
43,4	37,8	18,8	0,409	0,520	—	—	—	—	18,6	0,817
43,0	24,0	33,0	0,579	0,669	—	—	—	—	28,7	0,980
39,2	20,1	40,7	0,670	0,732	—	—	—	—	15,8	0,912
42,2	34,7	23,1	0,400	0,521	—	—	—	—	—	—
40,0	8,6	51,2	0,853	0,870	—	—	—	—	—	—
41,8	38,4	19,8	0,340	0,509	—	—	—	—	—	—
39,8	34,2	26,0	0,432	0,590	—	—	—	—	—	—
Pn+Mn+Rog+Pl±Gr										
45,3	42,4	12,3	0,242	0,393	0,75	0,13	0,84	0,344	—	—
46,4	38,5	15,1	0,282	0,463	0,76	0,16	0,79	0,360	—	—
42,3	27,1	30,6	0,530	0,646	0,78	0,25	0,79	0,577	—	—
45,3	36,5	18,2	0,372	0,511	0,73	0,20	0,81	0,434	—	—
45,3	37,5	17,2	0,342	0,536	0,84	0,23	0,82	0,462	—	—
43,9	29,1	27,0	0,509	0,644	0,79	0,19	0,85	0,570	—	—
44,0	35,2	20,8	0,371	0,507	0,75	0,17	0,82	0,424	—	—
43,2	31,1	25,7	0,512	0,635	0,79	0,22	0,86	0,562	—	—
44,5	31,9	23,6	0,449	0,588	0,79	0,16	0,83	0,488	—	—
42,9	25,1	32,0	0,578	0,682	0,74	0,17	0,77	0,633	—	—
46,0	46,0	8,0	0,169	0,270	0,74	0,17	0,77	0,188	—	—
43,7	34,2	22,1	0,419	0,575	0,72	0,21	0,79	0,488	—	—
45,4	30,9	23,7	0,456	0,624	+	+	+	+	—	—
44,5	31,8	23,7	0,502	0,655	+	+	+	+	16,4	0,917
45,6	28,7	25,7	0,474	0,603	+	+	+	+	—	—
45,4	29,1	25,5	0,467	0,589	+	+	+	+	—	—
45,5	33,9	20,6	0,378	0,519	—	—	—	—	+	+
46,2	45,7	8,1	0,150	0,210	0,72	0,18	0,76	0,146	—	—
46,8	38,6	14,6	0,275	0,418	0,75	0,21	0,80	0,320	—	—
44,4	35,6	20,0	0,360	0,490	0,71	0,19	0,82	0,415	16,7	0,706
45,1	37,3	17,6	0,321	0,470	+	+	+	+	19,0	0,712
45,4	37,1	17,5	0,321	0,420	+	+	+	+	18,9	0,708
44,0	31,9	24,1	0,431	0,610	+	+	+	+	+	+
47,4	38,4	14,2	0,270	0,412	0,74	0,23	0,82	0,422	—	—
44,3	35,5	20,2	0,363	0,481	+	+	+	+	—	—
42,5	32,2	25,3	0,440	0,626	0,71	0,21	0,79	0,456	17,7	0,849
Приазовский район										
43,4	34,1	22,5	0,419	0,575	0,72	0,21	0,79	0,49	—	—
47,6	31,6	20,8	0,396	0,538	0,77	0,14	0,83	0,421	—	—
44,2	32,1	23,7	0,425	0,580	0,72	0,12	0,83	0,479	—	—
42,7	14,6	42,7	0,746	0,840	0,86	0,26	0,83	0,767	—	—
44,4	32,3	23,3	0,419	0,580	0,79	0,22	0,82	0,497	—	—
45,7	40,7	13,6	0,250	0,376	+	+	+	+	—	—
44,5	35,4	20,1	0,362	0,523	+	+	+	+	—	—

Продолжение табл. 17

Мп				X_{Fe}^{Pp}	Pог				Гр	
$N_{Вол}$	$N_{Эн}$	$N_{Фс}$	X_{Fe}		a_{Ca}	a_{AlVI}	a_{Si}	X_{Fe}	N_{Ca}	X_{Fe}
44,5	42,1	13,4	0,214	0,368	—	—	—	—	—	—
44,5	42,3	13,2	0,239	0,361	—	—	—	—	—	—
Западная Гренландия										
Район Исорток										
45,5	36,7	17,8	0,327	0,444	0,72	0,14	0,79	0,467	—	—
45,0	36,2	18,8	0,337	0,448	0,72	0,14	0,79	0,474	—	—
45,8	37,6	16,6	0,314	0,438	0,70	0,15	0,77	0,469	18,3	0,720
45,5	39,3	15,2	0,278	0,390	0,69	0,15	0,78	0,420	—	—
45,4	35,9	18,7	0,344	0,458	0,70	0,15	0,78	0,509	18,7	0,756
45,7	36,8	17,5	0,324	0,490	0,71	0,17	0,79	0,477	19,3	0,780
45,2	36,2	18,6	0,340	0,500	0,72	0,15	0,80	0,472	19,7	0,801
45,5	35,8	18,7	0,343	0,474	0,71	0,14	0,79	0,477	—	—
45,4	38,7	15,9	0,294	0,404	0,69	0,14	0,79	0,439	—	—
45,4	37,1	17,5	0,318	0,479	0,72	0,14	0,80	0,494	—	—
Район Фискенессет										
45,4	30,0	24,6	0,451	0,596	+	+	+	+	19,9	0,860
44,7	13,0	42,3	0,765	0,848	+	+	+	+	21,3	0,962
46,4	28,0	25,6	0,478	0,645	+	+	+	+	19,5	0,882
46,1	33,5	20,4	0,371	0,517	+	+	+	+	19,8	0,779
45,9	35,4	18,7	0,346	0,504	+	+	+	+	19,5	0,815
47,5	44,7	7,8	0,149	+	+	+	+	+	—	—
Австралия										
Район Брокен-Хилл										
45,1	31,1	23,8	0,434	0,582	0,86	0,08	0,89	0,476	—	—
45,7	35,3	19,0	0,350	0,506	0,82	0,10	0,89	0,404	—	—
44,8	29,3	25,9	0,469	0,616	0,78	0,11	0,83	0,536	—	—
45,6	31,8	22,6	0,415	0,600	0,75	0,11	0,85	0,526	—	—
46,2	30,9	22,9	0,425	0,576	0,77	0,12	0,83	0,517	—	—
44,0	26,2	29,8	0,532	0,672	0,80	0,10	0,84	0,585	—	—
45,7	27,1	27,2	0,500	0,646	0,96	0,11	0,85	0,594	—	—
44,6	27,1	28,3	0,512	0,651	0,77	0,11	0,84	0,583	—	—
45,4	27,4	27,2	0,498	0,646	0,75	0,13	0,80	0,636	—	—
45,0	31,7	23,3	0,424	0,561	0,72	0,11	0,79	0,564	—	—
44,9	26,3	28,8	0,495	0,643	0,82	0,13	0,82	0,608	—	—
45,3	26,7	28,0	0,512	0,646	0,74	0,13	0,80	0,630	—	—
44,4	30,1	25,5	0,458	0,576	0,80	0,13	0,82	0,556	—	—
46,6	30,1	23,3	0,454	0,600	0,80	0,13	0,81	0,587	—	—
45,0	24,6	30,4	0,554	0,690	0,75	0,12	0,81	0,537	—	—
Индия										
Чернокитондная серия										
46,2	40,4	13,4	0,249	0,383	—	—	—	—	+	+
45,3	37,1	17,6	0,321	0,457	+	+	+	+	—	—
44,0	32,0	24,0	0,429	0,568	+	+	+	+	—	—
46,5	26,4	27,1	0,506	0,632	+	+	+	+	—	—
46,1	40,4	13,5	0,250	0,377	+	+	+	+	—	—

Окончание табл. 17

Мп				X_{Fe}^{Rn}	Рог				Гр	
N_{Vol}	$N_{Эн}$	$N_{Фс}$	X_{Fe}		a_{Ca}	a_{AlVI}	a_{Si}	X_{Fe}	N_{Ca}	X_{Fe}
45,9	32,0	22,1	0,408	0,426	+	+	+	+	+	+
44,4	30,2	25,4	0,457	0,411	+	+	+	+	+	+
46,9	41,9	11,2	0,211	0,350	+	+	+	+	+	+
47,0	38,4	14,6	0,275	0,412	+	+	+	+	—	—
45,8	38,3	16,2	0,299	0,414	+	+	+	+	+	+
45,7	38,1	16,2	0,298	0,432	+	+	+	+	+	+
Провинция оз.Верхнее (бассейн р.Миннесота, США)										
Рп+Мп+Пл										
40,1	20,4	39,5	0,659	0,733	—	—	—	—	—	—
42,5	28,0	26,7	0,325	0,538	—	—	—	—	—	—
42,4	30,8	26,8	0,458	0,587	—	—	—	—	—	—
42,9	31,3	25,8	0,452	0,585	—	—	—	—	—	—
Рп+Мп+Рог+Пл±Гр										
45,9	38,3	15,8	0,292	0,480	+	+	+	+	+	+
45,9	37,9	16,2	0,299	0,485	+	+	+	+	+	+
45,4	32,8	21,7	0,397	0,552	+	+	+	+	+	+
Алданский щит										
Рп+Мп+Рог+Пл±Гр+Би										
45,7	37,9	16,4	0,302	0,374	+	+	+	+	+	+
46,7	35,8	17,5	0,328	0,408	+	+	+	+	+	+
45,3	34,1	20,6	0,377	0,472	+	+	+	+	+	+
46,5	35,6	17,9	0,335	0,418	+	+	+	+	+	+
45,3	33,2	21,5	0,393	0,508	+	+	+	+	+	+
44,9	37,2	17,9	0,325	0,431	+	+	+	+	+	+
46,1	37,3	16,6	0,308	0,407	+	+	+	+	+	+
45,3	36,8	17,9	0,327	0,417	+	+	+	+	+	+
44,3	40,7	15,0	0,269	0,353	+	+	+	+	—	—
46,3	38,0	15,7	0,292	0,364	+	+	+	+	—	—
46,4	44,0	9,6	0,179	0,245	+	+	+	+	—	—
44,7	39,8	15,5	0,280	0,388	+	+	+	+	—	—
43,1	38,7	18,2	0,320	0,384	+	+	+	+	—	—
45,2	34,9	19,9	0,363	0,486	+	+	+	+	—	—
45,5	31,6	22,9	0,420	0,553	+	+	+	+	—	—

Примечание: "+" — минерал установлен; "—" — минерал отсутствует.

метрические данные описывают термодинамические свойства пироба до 970 К. Результаты калориметрических определений высокотемпературных теплоемкостей пироба в интервале температур 350–970 К мы аппроксимировали степенным уравнением Келли $C_p = a + bT - cT^{-2}$ и с его помощью экстраполировали приращения свободной энергии в область высоких температур. Общее выражение свободной обменной реакции принято в такой форме:

$$\Delta G_T^0 = \Delta H_{298}^0 + T \sum \left(\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T} \right).$$

Согласованное значение $\Delta H_{298}^0 = -44850$ Дж для реакции получено с погрешностью ± 4686 Дж. Зависимость функции $\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T}$ от изменения температуры представится следующим уравнением:

$$\frac{G_T^0 - H_{298}^0}{T} = -21,45 - 1,18 (T \cdot 10^{-3}) - 0,706 (T \cdot 10^{-3})^2,$$

откуда, следует соответствующее выражение свободной энергии реакции:

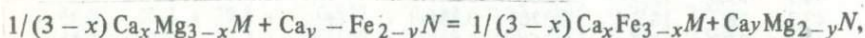
$$\Delta G_T^0 = -44852 + T [21,45 + 1,18 (T \cdot 10^{-3}) + 0,706 (T \cdot 10^{-3})^2].$$

Связь константы равновесия с температурой передается выражением, приведенным ниже:

$$\ln K_T = \frac{5395}{T} - [2,58 + 0,142 (T \cdot 10^{-3}) + 0,085 (T \cdot 10^{-3})^2].$$

Константа равновесия при 1373 К, рассчитанная по модели субрегулярного раствора (табл.18), хорошо согласуется с экспериментальными данными.

Определение наклона линии равновесия реакции $(dP/dT)_{x_i}$ служит предметом дискуссии. Причиной ряда несоответствий при корреляции экспериментальных данных и природных равновесий является расхождение в оценке объемного эффекта реакции. Источник недоразумений, по нашим данным, заключается в том, что ΔV принимается по аналогии с соотношениями константы равновесия и активности компонентов. Действительно, $K_T^0 = [(a_{Fe}^{Gr})^{1/3} / (a_{Mg}^{Mn})] [(a_{Mg}^{Gr})^{1/3} / (a_{Fe}^{Mn})]$. Изменение состава твердых растворов компенсируется соответствующим изменением коэффициентов активности по закону действия масс. Между тем объемные эффекты реакции во всех случаях зависят от состава реагирующих твердых растворов. Обменное равновесие тогда записывается в следующей форме:



где x и y — формальные количества Са в гранате и клинопироксене соответственно; M и N — анионные группы соответственно в гранате ($Al_2 Si_3 O_{12}$) и клинопироксене ($Si_2 O_6$).

В упрощенном виде зависимость ΔV от состава сосуществующих гранатов и клинопироксенов представится как

$$\Delta V^{Gr-Mn} = \frac{0,657}{1 - X_{Ca}^{Gr}} + \frac{0,5}{1 - X_{Ca}^{Mn}} [3,445 X_{Ca}^{Mn} - 1,829 (X_{Ca}^{Mn})^2 - 3,423].$$

Приведенное выражение ΔV позволяет привести значения K^{Gr-Mn} в экспериментах к изобарическим условиям: $\ln K_D^{T,P} = \ln K_D^T + \frac{\Delta V(P-1)}{RT}$. Как отмечалось, коэффициенты активностиgrossулярового компонента в кальцийсодержащих альмандине и пиропе почти не изменяются в интервале температур 800–1200 К (см. главу 4, раздел "Гранаты"). Это позволяет ввести

Т а б л и ц а 18. Состав гранатов и пироксенов, сосуществующих при переменных температурах и давлениях (экспериментальные данные [112, 151, 195])

$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{МПа}$	Гр		Мп		$X_{\text{Fe}}^{\text{Рп}}$	$\Delta V^{\text{Гр}-\text{Мп}}$ $\text{м}^3 \cdot 10^{-6}$
		X_{Ca}	X_{Fe}	X_{Ca}	X_{Fe}		
1110	2250	0,167	0,330	0,404	0,181	0,20	-1,116
1110	4050	0,082	0,320	0,420	0,16	0,17	-1,266
1100	4000	0,189	0,360	0,379	0,192	0,201	-1,106
1100	4500	0,221	0,354	0,402	0,174	0,177	-1,108
1100	3000	0,177	0,507	0,365	0,331	0,336	-1,009
1100	3500	0,186	0,586	0,342	0,354	0,380	-1,061
1100	4000	0,199	0,570	0,366	0,324	0,356	-1,078
1100	2000	0,145	0,255	0,436	0,119	—	-1,356
1100	4000	0,136	0,247	0,446	0,100	—	-1,495
1250	3000	0,149	0,209	0,380	0,116	—	-1,146
1300	3000	0,171	0,189	0,395	0,111	—	-1,148
1300	4000	0,156	0,201	0,383	0,099	—	-1,144
1300	4500	0,176	0,239	0,429	0,114	—	-1,200
1400	4000	0,143	0,159	0,334	0,107	—	-1,093

постоянные коэффициенты в уравнение связи K_T и K_D для всего интервала температур регионального метаморфизма:

$$\ln K_T = \ln K_D + (1 - X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}})^2 (1,691 - 8,731 X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}} + 2,910 X_{\text{Ca}}^{\text{Гр}}) - \\ - (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Гр}})^2 (0,564 - 2,922 X_{\text{Mg}}^{\text{Гр}} + 0,974 X_{\text{Ca}}^{\text{Мп}}) + (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Мп}})^2 (1,168 - \\ - 1,023 X_{\text{Mg}}^{\text{Мп}}) - (1 - X_{\text{Fe}}^{\text{Мп}})^2 (0,646 + 1,023 X_{\text{Fe}}^{\text{Мп}}).$$

Показания предложенного геотермометра, если давление принять равным 600 МПа, вполне удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными Б.Вуда [195], Дж.Акеллы и Ф.Бойда [112]. Температуры равновесий гранат — клинопироксен для метаморфических пород раннедокембрийских комплексов резко расходятся с показаниями геотермобарометра, предложенного Л.Л.Перчуком [70], и в пределах 20–30 °С совпадают с результатами, полученными по гранат-клинопироксеновому геотермометру С.Саксены [80]. Формирование гранатов в докембрийских мафитах охватывает широкий интервал температур (880–770 °С), в гранат-пироксеновых эвлизитовых породах нижняя граница температур равновесий смещается к 680–650 °С (840–650 °С).

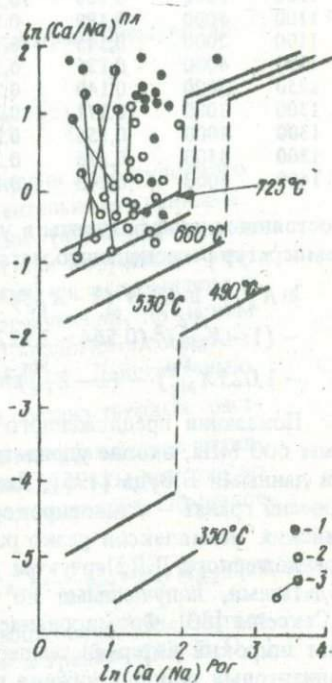
Обменное равновесие $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2 = 2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{Na}_2\text{Mg}_3\text{AlSi}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Первый практический геотермометр, основанный на распределении натрия и кальция между роговой обманкой и плагиоклазом, был предложен Л.Л.Перчуком [70]. Он показал, что с возрастанием температуры приведенная реакция смещается вправо — плагиоклаз обогащается анортитовым компонентом и амфибол становится все более натриевым. По мере накопления фактических данных, полученных с использованием электронных микроанализаторов, стало очевидно, что такая закономерность прослеживается в наиболее общем виде (для групп пород — вулканитов, амфиболитов, глаукофановых сланцев и т.д.).

Рис.47. Распределение натрия и кальция между роговыми обманками и плагиоклазами по экспериментальным данным [181]:

1 — двупироксен-роговообманковые мафические гранулиты района Агто, Западная Гренландия [141]; 2 — то же, Украинский щит и фундамент Татарии; 3 — смещение равновесия при сопоставлении центральных и периферических частей зерен плагиоклаза по данным микрозондового анализа

Гетеровалентный изоморфизм $\text{NaSi} \rightarrow \text{CaAl}$ в сосуществующих роговых обманках и плагиоклазах экспериментально изучался Ф.Спиром [181], который пришел к выводу, что эти обменные реакции могут служить приближенным геотермометром для интервала температур $450\text{--}750^\circ\text{C}$ ($\pm 50^\circ\text{C}$). Графическая интерпретация полученных результатов оказалась очень сложной и Ф.Спир [181] пришел к заключению о резко выраженной неидеальности твердых растворов плагиоклаза. Это противоречит результатам калориметрических исследований Р.Ньютона и др. [167], которые показали, что твердые растворы "высоких" плагиоклазов характеризуются умеренным положительным отклонением от закона Рауля.

Анализ отношения Ca/Na в сосуществующих роговых обманках и плагиоклазах показывает, что в мафитовых гранулитах нижнего докембрия отразились равновесия, устанавливавшиеся в интервале температур $600\text{--}800^\circ\text{C}$, или процесс метаморфизма сопровождался последовательным изменением этого отношения в породе (рис.47). Сопоставление состава роговых обманок и плагиоклазов (от центра к периферии) убеждает нас в том, что по распределению натрия и кальция в роговой обманке и плагиоклазе можно выяснить степень изохимизма в процессе регионального метаморфизма и масштабы привноса щелочей в метабазиты.



ГЛАВА 6

МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В КОМПЛЕКСАХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД

В породах мафит-ультрамафит-железистой формации малые элементы представлены в основном хромом, никелем, титаном, кобальтом, ванадием и марганцем. Распределение этих элементов регулируется составом пород формации и особенностями регионального метаморфизма. Они вызывают перераспределение редких и рассеянных элементов — разубоживание их концентраций или, наоборот, появление их аномально высоких содержаний.

Ультрамафиты. Как отмечалось выше, ультраосновные тела, заключенные в массивах мафитовых пород, состоят из метаморфогенных ультрамафитов и реликтовых гипербазитов — древнейших магматических пород. Сопоставление указанных ультраосновных образований показывает, что метаморфогенные ультрамафиты характеризуются низкими фоновыми содержаниями никеля (сотые доли процента), в то время как реликтовые гипербазиты могут содержать значительные его количества (до 0,4 %). Если сравнить распределение никеля в оливине и ортопироксене архейских гипербазитов с его распределением в экспериментальных расплавах и силикатах, то можно прийти к выводу, что в процессе магматической кристаллизации никель рассеивался, входя в кристаллические решетки силикатов. Это подтверждается наличием промышленных концентраций никеля в корях выветривания ультраосновных пород Среднего Побужья.

Задачи расширения минерально-сырьевой базы обусловили интенсивные поиски никеля в комплексах мафит-ультрамафитовых пород Украинского щита. Поиски были направлены на выявление магматических руд ликвационного типа. В основу прогнозирования были положены представления о наличии в гранулитовом комплексе щита метаморфизованных аналогов вулканитов зеленокаменных поясов — коматиитов [92]. Проведенные исследования позволили установить пока лишь единичные проявления никеленосной сульфидной минерализации. Несмотря на незначительные размеры таких зон, они представляют большой интерес, так как их детальное изучение позволяет уточнить генетический тип сульфидной минерализации и разработать систему поисковых критериев.

С этой целью была изучена сульфидная минерализация в мафит-ультрамафитовых породах Среднего Побужья (Демовярский, Кумаровский и Деренюхинский участки). Результаты исследования показывают, что сульфидная минерализация представлена гнездами, вкрапленностью и сложными

прожилками, приуроченными к зонам наложенной графитизации. Каждая из зон образует структуры типа "конский хвост". По морфологии новообразования графита выделяются два основных типа: импрегнационный и прожилковый.

Образование графита, сопровождающего сульфидную минерализацию, может быть вызвано разными причинами. Сопоставление экспериментальных данных и термодинамические расчеты на основе согласованных констант компонентов природных флюидов [62] позволяют отдать предпочтение схеме образования графита при разложении углекислоты: $\text{CO}_2 = \text{C} + \text{O}_2$. Существование зон графитизации с сульфидным оруденением указывает на то, что мафит-ультрамафитовые породы в процессе изменения физико-химических условий метаморфизма оказались в аномальной геохимической обстановке, обусловленной эволюцией флюидного режима.

Ассоциация природных сульфидов, описываемых в системах $\text{Fe} - \text{Ni} - \text{S}$ и $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$, объединяет фазы, возникшие на различных стадиях минералообразования. Наличие реликтовых фаз вызвано низкими скоростями реакций между сульфидами в системе $\text{Fe} - \text{Ni} - \text{S}$ [63]. Низкая скорость реакции позволила изучить последовательность формирования сульфидов в зонах графитизации ультраосновных пород, условия образования и разложения твердых растворов никелевых сульфидов с помощью электронного микроанализатора.

Установлено, что образование, распад и перекристаллизация твердых растворов пирротина протекают в несколько стадий. Исследования с помощью сканирующего микроскопа позволили выделить следующие генерации пирротина: 1) наиболее ранний — нестехиометрический — со значительным дефицитом железа, находится в равновесии с пиритом; состав последнего строго соответствует стехиометрическим соотношениям (см. табл. 16); 2) твердый раствор никелевого пирротина; 3) фаза, образовавшаяся при перекристаллизации пирротиновой матрицы, из которой ранее выделился продукт распада — пентландит.

Пирротин первой генерации, как и ассоциирующий с ним пирит, не содержит никеля. Минералы парагенезиса $\text{FeS} + \text{FeS}_2$ встречаются в тесном сростании с гранатом и биотитом из гранат-биотитового плагиогнейса (Демовярский участок).

По показаниям гранат-биотитового геотермометра Л.Л.Перчука [70], температура равновесного распределения магния и железа составляет 680°C ; по нашей градуировке, полученной по термодинамическим константам, температура равновесия несколько выше:

$$TK = \frac{4369}{\ln K_T + 3,12} = 1010(732^\circ\text{C}).$$

По пирротин-пиритовому геотермометру можно получить верхний предел температуры равновесия: $\text{Fe}_{1-x}\text{S} = \text{Fe}_{1-x-y}\text{S} + \text{FeS}_2$ [63]. Для пирротина и пирита (см. табл. 16) Демовярского, Деренюхинского и Кумаровского участков равновесное распределение Mg и Fe достигалось при температурах

690–710 °С. При постоянной температуре равновесие углекислого флюида с графитом служит кислородным барометром (на границе моновариантной реакции $2\text{CO}_2 = 2\text{CO} + \text{O}_2$), показания которого отвечают $\lg f_{\text{O}_2} = -19,2 \div -20,7$ [62]. Близкие температуры равновесий в изученных силикатах и сульфидах указывают на появление высокотемпературной ассоциации пирротин + пирит, связанной с реакцией между железисто-магнезиальными силикатами и привнесенной серой. Термодинамические расчеты по данным работы [62] показывают, что наиболее вероятной формой привнесенной серы является SO_2 .

Никельсодержащий пирротин характеризуется переменным отношением Fe / Ni (см. табл. 16), что соответствует серии твердых растворов в ряду $\text{Fe}_{1-x}\text{S} - \text{Ni}_{1-x}\text{S}$. С помощью сканирующего микроскопа устанавливается более поздняя кристаллизация растворов $(\text{Fe}, \text{Ni})_7\text{S}_8$ относительно пирротина ранней генерации. Зерна последних отчетливо замещаются каймами никельсодержащего пирротина. Новообразованные фазы содержат резко колеблющиеся количества никеля (табл. 19). Самый распространенный тип замещения — образование все более расширяющейся оторочки никелевого пирротина, развивающегося за счет извлечения никеля из оливина, пироксенов, шпинелей и частично роговых обманок вмещающих пород. Этот процесс можно охарактеризовать как особый случай проявления метаморфической дифференциации.

Т а б л и ц а 19. Химический состав (%) сульфидов, ассоциирующих в комплексах мафит-ультрамафитовых пород Побужья (по определениям на электронном микроанализаторе * IXA-5)

Номер образца	Fe	Ni	Cu	S	Кристаллохимическая формула
1	61,4	0,3	—	39,3	$\text{Fe}_{0,897}\text{S}$
2	60,9	Следы	Следы	40,1	$\text{Fe}_{0,876}\text{S}$
3	61,2	—	—	39,7	$\text{Fe}_{0,885}\text{S}$
4	45,9	Следы	0,4	53,3	$\text{Fe}_{0,989}\text{S}_2$
5	46,2	"	Следы	53,8	$\text{Fe}_{0,986}\text{S}_2$
6	45,0	17,5	"	37,2	$(\text{Fe}_{0,698}\text{Ni}_{0,251})_{0,946}\text{S}$
7	58,9	3,9	—	36,9	$(\text{Fe}_{0,916}\text{Ni}_{0,06})_{0,976}\text{S}$
8	56,1	6,1	0,3	37,9	$(\text{Fe}_{0,849}\text{Ni}_{0,088})_{0,937}\text{S}$
9	59,3	1,9	—	39,3	$(\text{Fe}_{0,866}\text{Ni}_{0,030})_{0,896}\text{S}$
10	29,7	30,7	—	38,8	$(\text{Fe}_{3,522}\text{Ni}_{3,46})_{6,982}\text{S}_8$
11	29,9	31,5	Следы	38,1	$(\text{Fe}_{3,606}\text{Ni}_{3,613})_{7,219}\text{S}_8$
12	28,8	32,4	—	39,0	$(\text{Fe}_{3,390}\text{Ni}_{3,630})_{7,020}\text{S}_8$

Примечания. Пирротин: 1, 2 — участок Демовярский, 3 — участок Кумаровский; пирит из парагенезиса пирротин + пирит: 4 — участок Деренюхинский, 5 — участок Демовярский; никельсодержащий пирротин: 6 — участок Демовярский, 7, 9 — участок Кумаровский, 8 — участок Деренюхинский; 10–12 — пентландит, участок Демовярский.

В результате распада твердых растворов $(\text{FeNi})_7\text{S}_8$ возникают вростики пентландита в железистом пирротине поздней генерации. Распад сопровождается полным удалением никеля из минерала-хозяина. Состав пентландита

из мафит-ультрамафитовых пород Побужья близок к стехиометрическому (см. табл. 16). Распад твердого раствора пирротина $(\text{Fe}, \text{Ni})_{1-x}\text{S}$ с выделением пентландита происходит при температуре ниже 610°C [63]. При последовательном понижении температуры растворимость никеля в фазе Fe_{1-x}S и железа в фазе Ni_{1-x}S становится все более низкой. По-видимому, самое высокое содержание никеля в твердом растворе пирротина $(\text{Fe}_{0,695}\text{Ni}_{0,251})\text{S}$ (см. табл. 16) отвечает на фазовой диаграмме точке разрыва смесимости растворов в ряду Fe_{1-x}S и Ni_{1-x}S . Измененное положение коннод будет отвечать равновесию пирротин $\text{Fe}_{1-x}\text{S} + \text{FeS}_2 + (\text{Fe}, \text{Ni})_7\text{S}_8$, которое устанавливается в интервале температур $400\text{--}450^\circ\text{C}$ [63].

Снижение температуры способствует переходу SO_2 в H_2S и H_2SO_4 . Если освобождение ионов H^+ при диссоциации H_2S и H_2SO_4 протекает быстрее, чем их связывание, то pH рудообразующей среды существенно понижается. Такой путь изменения физико-химических условий может вызвать дополнительный сульфидный (или сульфатный) метасоматоз. На низкотемпературных стадиях метаморфизма дробление сульфидов не сопровождается их полным залечиванием. Метасоматическое перераспределение никеля, приуроченное к пересекающимся трещинам, может служить ясным отражением подобных процессов. Пластические деформации в сульфидно-графитовых агрегатах приводят к появлению микроплочатости, вдоль которой происходит вынос никеля из твердого раствора пирротина.

Образование никельсодержащих сульфидов в высокотемпературных мафитах — ультрамафитах Побужья нельзя объяснить магматической несмесимостью сульфидного и силикатного расплавов. Формирование сульфидных обособлений связывается с притоком восстановленного флюида мантийного (или субмантийного) происхождения, в состав которого входил SO_2 . Основными факторами, контролирующими оруденение, являлись, по-видимому, мобилизация рудных элементов из силикатов, кислородный режим и изменяющийся pH в процессе внутрикоровой эволюции глубинного флюида.

Эта точка зрения подтверждается наличием никельсодержащего пирротина и пентландита в чарнокитах и энтербитах южнее г. Винница; в энтербитах из карьера близ г. Сабаров содержание никеля в сульфидах достигает 0,4–0,6 %. Ультраосновные породы пояса Томпсон в провинции Пикунтоной (Канадский щит) по залеганию и особенностям высокотемпературного регионального метаморфизма очень похожи на породы мафит-ультрамафит-железистой формации Украинского щита (особенно в пределах Брусилів-Одесского линеамента). Промышленные скопления сульфидных никелевых руд, судя по литературным данным, скорее всего связаны с метасоматическими процессами в период метаморфизма. Залежи никеленосного пирротина известны также в пределах вмещающего гнейсово-энтербитового комплекса.

Большой интерес для сопоставлений имеет сульфидная никелевая минерализация промышленного значения в серпентинитах и высокометаморфизо-

ванных парасланцах, богатых графитом, распространенная в Северной Карелии и Финляндии.

Высокожелезистые метабазиты. Пироксен-магнетитовые кварциты, эглизиты и родственные им породы по традиции интерпретируются как метаморфические эквиваленты осадочных или вулканогенно-осадочных напластований. Эта геологическая модель не вполне пригодна для описания и стратиграфической корреляции древнейших железорудных месторождений. Пироксен-магнетитовые кварциты в гранулитовых комплексах нижнего докембрия хорошо сопоставляются по геологическому положению, ассоциациям вмещающих и сопутствующих пород, соотношению минеральных парагенезисов. Примерами могут служить Молдовское, Савранское, Куксунгурское, Мангушское, Андреевское месторождения магнетитовых кварцитов в Украинском щите; железорудные месторождения гранулитового пояса Иматка в Гвианском щите; месторождения пироксен-магнетитовых кварцитов Пейн-Бейн, Вабуш, Ганьон, Флиндерс, Хатчисон, проявления таких руд в северо-восточной части полуострова Лабрадор в Канадском щите; обособления пироксен-магнетитовых кварцитов в останцах гранулитового комплекса в австралийских щитах (Йилгарн, Масгрейв) и ряд других регионов.

Как было показано, в останцах гранулитовых комплексов Днестровско-Бугского и Приазовского районов Украинского щита различные пироксен-магнетитовые кварциты залегают в массивах мафит-ультрамафитовых пород, приуроченных к древнейшим (дометаморфическим) линеаментам. Маломощные тела гипербазитов тесно перемежаются с обособлениями магнетитовых кварцитов и феррогиперстенитов, образуя метаморфогенные реакционные зоны с вмещающими мафитами.

Внутри зоны пироксен-магнетитовых кварцитов и феррогиперстенитов нередко встречаются реликты высокожелезистых метабазитов с обычным для мафитовых гранулитов парагенезисами минералов $Rp + Mp + Pl_{70-90}$, $Rp + Mp + Roq + Pl$, $Gr + Rp + Mp$, $Roq_{65-78} + Pl_{80}$, $Mp + Roq + Pl$. К настоящему времени доказано, что они являются закономерной составной частью разреза основных вулканитов раннего докембрия: в керне скважин высокожелезистые метабазиты перемежаются с другими (менее железистыми) двупироксен-роговообманковыми мафическими гранулитами вне видимой пространственной связи с магнетитовыми кварцитами (см. главу 2, раздел "Мафит-эндербитовая формация"). Кроме того, высокожелезистые метабазиты содержат обособления хромсодержащих гипербазитов, окаймленные зонами реакционно-метаморфического перехода к вмещающим образованиям (см. главу 2, раздел "Мафит-ультрамафит-железистая формация").

В высокотемпературных железорудных месторождениях Среднего Побужья и Приазовья высокожелезистые метабазиты иногда становятся непосредственным источником магнетита за счет окисления феррогиперстена (фото 31).

Роговые обманки являются чувствительным индикатором геохимиче-

ских условий метаморфизма и изменений состава породы. Результаты проведенных исследований показывают (см. главу 4, раздел "Роговые обманки"), что состав роговых обманок значительно колеблется с изменением состава породы, однако железистость остается неизменной. Таким образом, наличие в составе основных вулканитов высокожелезистых разновидностей отражает наиболее характерные черты раннеархейского вулканизма, отличая его от магматизма последующих геологических периодов. Этот вывод хорошо коррелирует с данными о химизме мафитовых гранулитов и амфиболитов Западной Гренландии, Западной Австралии, фундамента Восточно-Европейской платформы, архейских пород Прибайкалья. Вполне вероятно, что высокожелезистые основные вулканиты являлись, главным источником железа в истории Земли, преобладающая часть которого сконцентрирована в нижнедокембрийских комплексах пород.

Формирование пироксен-магнетитовых кварцитов связано с выделением магнетита при окислении своеобразных пород — метаморфогенных (вторичных) феррогиперстенитов (FeO 39,65–44,4 %; MgO 4,2–7,84; CaO 0,96–1,9; SiO_2 46,4–57,9 %). При детальном исследовании довольно часто устанавливаются пироксен-магнетитовые руды, состоящие из крупных зерен феррогиперстена, насыщенных агрегатами магнетита (фото 32). Возникновение этих руд ($\text{Pn} + \text{Mt} + \text{Kv}$) обуславливается разложением высокожелезистого гиперстена (рис. 48).

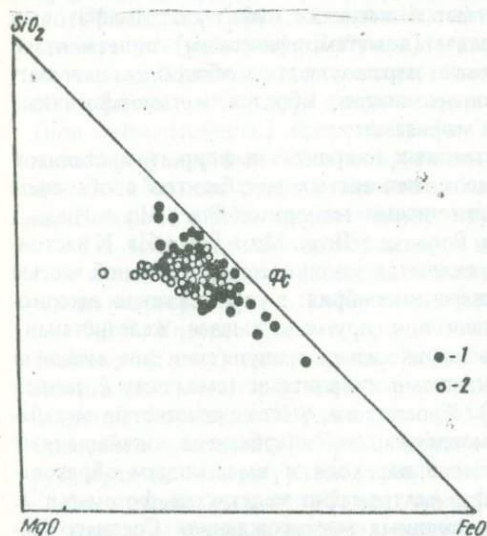


Рис. 48. Сопоставление составов пироксен-магнетитовых кварцитов и чередующихся с ними феррогиперстеновых пород из железорудных месторождений Украинского щита: 1 — магнетит-гиперстеновые кварциты; 2 — феррогиперстен

Метаморфогенная природа магнетитовых кварцитов гранулитовых комплексов подтверждается такими факторами:

1. Наличие многочисленных реликтов феррогиперстенитов внутри тел магнетит-пироксенитовых кварцитов и обособленных зон слабоокисленных феррогиперстенитов с мощностью, вполне сопоставляемой с масштабами локализации магнетитовых кварцитов (70–100 м в пределах Мангушского месторождения и до 140 м в пределах Куксунгурского и т. д.).

2. Наличие реликтов высокожелезистого гиперстена среди агрегатов среднежелезистого гиперстена в магнетитовых кварцитах при изучении на электронном микроанализаторе.

3. Полосчатость пироксен-магнетитовых кварцитов, которая ранее считалась реликтом первичной слоистости, отчетливо образуется путем кливажа скольжения, рассланцевания феррогиперстенитов или массивных магнетит-пироксеновых руд; в тонкополосчатых магнетит-пироксеновых кварцитах, богатых кварцем, наблюдаются резко секущие прожилки, также состоящие из параллельных полосок магнетита ($\pm$ гематит), кварца и пироксена ($\pm$ куммингтонит).

4. Происхождение вторичных феррогиперстенитов связано с селективными выплавками лейкократовой составной части железистых мафитов, которая обособляется в виде эндербитовых или анортозитоподобных мигматитов. Метабазиты многих железорудных месторождений оказываются насыщенными такими прожилками, которые часто превращаются в пироксен-гранатовые полосы или линзочки. Как было показано, эндербитизация характеризуется очень крупными масштабами и определяет возникновение специфических метаморфогенных формаций. Вторичные феррогиперстениты и родственные им породы — эвлизиты — являются своеобразными реститами в процессе выплавления лейкократовых компонентов. Отделение последних не всегда бывает полным. Нередко образуются феррогиперстеновые породы, содержащие 5–15 % основного плагиоклаза. Относительно хорошо сохранились в Приазовье, в Побужье превратились в гранат-пироксеновые эвлизитовые породы, в которых феррогиперстенит с примесью плагиоклаза остался в виде реликта. Наличие в эвлизитах инвертированного ферропижонита указывает на то, что отделение селективных выплавок начиналось при очень высоких температурах, сопоставимых с верхними пределами стабильности роговых обманок. Вместе с тем отчетливо видно, что эвлизиты и эвлизитовые породы возникли позднее двупироксен-роговообманковых мафических гранулитов. Останцы последних нередко сохраняются в зонах гранатовых и иных ферропироксеновых пород. Можно предположить, что данные процессы связаны с аномально высоким парциальным давлением воды в региональных зонах повышенной проницаемости, что вызывало дегазацию верхней мантии. Широкий интервал температур (900–700 °C), в котором устанавливались минеральные равновесия эвлизитов и пироксен-магнетитовых кварцитов, скорее всего свидетельствует об очень длительной эволюции ассоциаций пород мафит-ультрамафит-железистой формации.

5. Окисление высокожелезистого гиперстена и фаялита было, вероятно, обусловлено проникновением растворов с высокими значениями pH в процессе стрессовых напряжений или медленной фильтрации, о чем свидетельствуют зоны графитизации, рассекающие мафит-ультрамафитовые породы.

Некоторые особенности основного — ультраосновного магматизма в раннеархейской коре

Современные геофизические данные и результаты экспериментального изучения глубинных включений из лав щелочных базальтов и кимберлитов

свидетельствуют о вертикальной и площадной неоднородности верхней мантии. Главными факторами, определяющими ход ее дифференциации, считаются степень плавления пиролита, температура, глубинность и процессы флюидно-магматического взаимодействия. Сопоставление взглядов на ход эволюции дометаморфического архейского магматизма показывает, что данные для оценки основных параметров древнейшей мантии отсутствуют. Результаты проведенного исследования свидетельствуют о том, что парагенезис древнейших мафитовых и ультрамафитовых пород имеет черты, необычные для продуктов фанерозойского вулканизма и интрузивного магматизма. Вполне вероятно, что они вызваны специфическими составом и условиями эволюции раннеархейской верхней мантии.

Геохимический режим архейского регионального метаморфизма гранулитовой фации оказал существенное влияние на состав мафитов: увеличались содержания натрия и алюминия, уменьшились — железа и магния. Графическая экстраполяция представительного фонда химических анализов (см. Приложение) позволила учесть наложенные химические изменения древнейших мафитовых пород. Их исходный состав (табл. 20) изменялся в следующих пределах (в %): SiO_2 45,2–46,8; TiO_2 1,9–0,3; Al_2O_3 8,0–10,2; $(\text{FeO} + \text{MgO})$ 24,2–28,7; CaO 10,0–12,8; Na_2O 0,0–1,4; K_2O следы. Двупироксен-плаггиоклазовые мафитовые гранулиты, которые предшествовали появлению амфиболсодержащих мафитов, нередко сохраняются в виде реликтов. Химический состав практически неизменных останцов двупироксен-плаггиоклазовых мафитов и варьирующий состав двупироксен-

Т а б л и ц а 20. Химический состав (%) двупироксен-плаггиоклазовых мафитовых гранулитов нижнеархейской гранулитовой фации

Оксид	1	2	3	4	5
SiO_2	46,20	46,20	46,84	46,50	45,90
TiO_2	1,06	1,10	1,15	0,99	1,43
Al_2O_3	10,17	10,40	8,90	10,90	8,70
Fe_2O_3	2,36	0,26	2,34	2,34	2,73
FeO	10,53	12,67	10,45	10,75	10,46
MnO	0,21	0,38	0,27	0,21	0,21
MgO	15,85	13,88	19,88	15,44	19,35
CaO	10,29	11,70	9,45	10,00	10,76
Na_2O	1,15	1,32	0,90	1,58	0,88
K_2O	0,11	0,32	0,21	0,18	0,18
H_2O^-	0,10	0,12	—	0,14	0,11
П.п.п.	1,18	0,75	0,22	0,68	—
Сумма	99,21	99,10	100,61	99,71	100,71
F	29,1	33,9	26,2	31,8	27,3

П р и м е ч а н и е. 1 — Центральное Приазовье, с. Сачки; 2 — там же, близ с. Садовое; 3 — Татария, Ульяновская площадь, скв. 123; 4 — Побужье, Капитановский участок, скв. 11838, гл. 236,4 м; 5 — Восточная Антарктида, нейпирский комплекс, пересчет по микронзондовым анализам минералов (коллекция Е.Н.Каменева).

роговообманковых мафических гранулитов сходны. В двупироксен-роговообманковых кристаллосланцах повышенной железистости встречаются реликты очень кальциевых плагиоклазов (№ 80–90). В единичных случаях на электронном микроанализаторе устанавливаются реликты анортита (№ 100), по которому развиты каемки и прожилки несколько более натриевого анортита (№ 93).

Реликты высокожелезистых двупироксен-плагиоклазовых, двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов и амфиболитов нередко встречаются в эвлизитовых ферропироксеновых и гранат-ферропироксеновых породах (Куksунгурское, Мангушское, Молдовское и другие месторождения магнетитовых кварцитов). В отличие от послепармидских железистых дифференциатов базальтоидных магм толеитовой серии, в которых вместе с относительно высоким возрастом концентрации железа накапливаются кремнезем и щелочи, высокожелезистые мафитовые гранулиты характеризуются низкими содержаниями натрия (0,8–1,4 %) и магния (6–2 %) и высоким железом (19–29 %). Подробные данные о химическом составе этих пород приведены в Приложении.

Высокожелезистые амфиболиты и кристаллосланцы (ферромафиты) распространены в кратонизированном основании щитов значительно шире, чем представлялось. Минеральные парагенезисы ферромафитов, как было показано, не отличаются от характерных ассоциаций умеренно железистых двупироксен-плагиоклазовых, пироксен-роговообманковых кристаллосланцев, мафитовых гранулитов и амфиболитов. Ферромафиты легко распознаются по аномально высокой железистости сосуществующих железисто-магнезиальных минералов и продуктам разложения, обогащенных магнетитом. Высокожелезистые мафитовые гранулиты не представляют собой экзотических находок, плохо увязывающихся с окружающими породами, а являются закономерными составляющими древнейших базальтоидных серий. Одним из примеров служат мафитовые комплексы района Фредериксхоб (метавулканическая серия Западной Гренландии), железистость которых достигает 75–88 при концентрации Na_2O 0,7–1,2 % (см. рис. 38).

Останцы ферромафитов в образованиях так называемой высокометаморфизованной железисто-кремнистой формации изучены еще очень слабо. Однако сообщения об их находках в последние годы встречаются все чаще. В частности, М.Гоул и К.Клайн [143] в зеленокаменном поясе щита Йилгарн (Западная Австралия) установили останец высокометаморфизованных пород: эвлизитов, пироксен-магнетитовых кварцитов и ферромафитов. Химические составы последних в районах Находка Майерса, Находка Гейни Квин Виктория (восточная золоторудная провинция щита Йилгарн) и в архее Прибайкалья хорошо коррелируются с химическим составом типичных метабазитов.

Высокометаморфизованные комплексы мафит-ультрамафитовых пород имеют еще одну важную особенность, которая не зависит от географической привязки и, по всей вероятности, связана с первичной природой древнейших

базитов: обособления ультраосновного состава никогда не образуют крупных самостоятельных массивов, подобных тем, что развиты в складчатых областях.

Ультрамафиты в гранулитовых комплексах древних щитов развиты среди вмещающих мафитов в виде скоплений маломощных тел. Прослой ультрамафитов в массивах, представлявших обширные поля, распределены крайне неравномерно: в одних случаях это беспорядочно разбросанные линзовидные тела, в других — единичные обособления.

О первоначальной форме ультраосновных тел данные отсутствуют. Высокая пластичность оливина (ползучесть) в условиях умеренных деформаций, когда происходит формирование текстур метаморфических пород, способствует "размазыванию" породы вдоль плоскостей кливажа, сланцеватости и т.д. Если принять за эталон пироксениты — породы, наиболее стойкие в обстановке механических деформаций, то обособления ультраосновного состава характеризуются очень сложными формами.

Как отмечалось, скопления тел ультраосновного состава в поле метабазитов района Фиксенессет (Западная Гренландия) отнесены к высокометаморфизованным расслоенным интрузиям. Однако следует обратить внимание на то, что основные и ультраосновные породы характеризуются полосчатой текстурой, в то время как крупно- и грубозернистые анортозитоподобные обособления не затронуты рассланцеванием.

Если отвлечься от моделей геологической интерпретации пород и принять во внимание их химический состав, структурно-текстурные признаки, минеральные парагенезисы, ассоциации пород и условия залегания, то мафит-ультрамафитовые комплексы древнейшего основания Гренландии и Украинского щита хорошо сопоставимы. Важно отметить, что гренландские мафит-ультрамафиты основания в некоторых участках не претерпели регрессивных изменений, повлиявших в других областях докембрия на состав и результаты изотопного датирования пород. Период наращивания дометаморфической архейской коры за счет материала верхней мантии (по данным рубидий-стронциевого метода) завершился около 3,8 млрд. лет назад.

На кривых фракционирования коматитовых вулканитов (рис. 49) различных зеленокаменных поясов значения параметра A составляют 0,41—0,70, принципиально отличаясь от таковых для сопоставляемых комплексов древнейшего основания. Такие различия можно интерпретировать как ступени эволюции дометаморфического (основного — ультраосновного) вулканизма, отражающего степень "примитивности" родоначальных расплавов. В связи с этим следует отметить исследования А.Гликсона [21], установившего глобальную последовательность в формировании вулканических серий зеленокаменных поясов (на примере Южного полушария): ассоциации базальтоидных — пикритовых вулканитов в их основании сменяются вверх по разрезам ассоциациями базальтоидных — кислых вулканитов. Гипотеза подкрепляется исследованиями [57, 64, 65, 186], доказывающими, что петрогенетическое разнообразие ассоциаций, сопутствующих коматито-

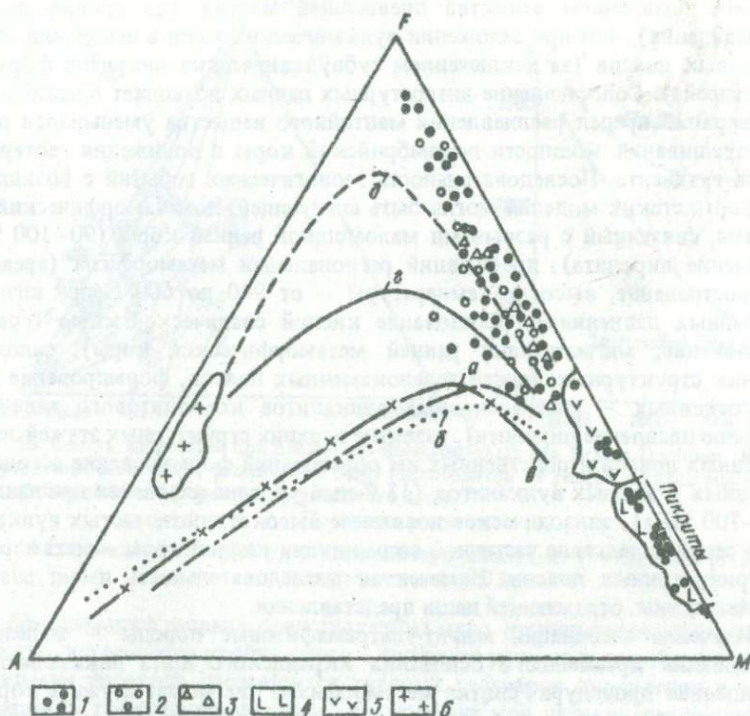


Рис. 49. Кривые фракционирования некоторых вулканитов и тренды метаморфических пород гнейсовых комплексов нижнего докембрия:

1 — мафит-ультрамафитовые породы Украинского щита; 2 — мафиты района Фредериксхоб, Западная Гренландия; 3 — мафиты района Фискенесет, там же; 4 — пикриты зеленокаменного пояса Калгурли — Кулгарди, Австралия; 5 — оливиновые амфиболиты реакционно-метаморфических зон Украинского щита; 6 — кислые отщепления в коматитах пояса Абитибии, Канада;

a — тренд накопления щелочей и железа в льюниских гнейсах Шотландии; б — то же, в породах мафит-эндербитовой формации Украинского щита; в — то же, в гнейсах Амйтсок, Западная Гренландия; г — кривая фракционирования толейтовых серий; д — то же, для коматитовых лав из Монро-Тауншип, Канада

вым вулканитам, связано с различиями в полноте выплавления пиролита (от 30 % до почти полного расплавления). Ранее было показано [39], что основные — кислые вулканические серии пород высоких стратиграфических уровней зеленокаменных поясов по содержанию щелочноземельных и распределению редкоземельных элементов отвечают более высокой степени фракционирования.

Мафит-ультрамафитовые образования дометаморфических линейментов в суперкрупном комплексе Украинского щита характеризуются свое-

образным трендом фракционирования, который можно объяснить более полным плавлением вещества древнейшей мантии (до уровня полного расплавления), чем при заложении вулканических толщ в основании зеленокаменных поясов (за исключением субвулканических пикритов формации Сандспрейт). Сопоставление литературных данных позволяет предположить, что верхний предел расплавления мантийного вещества уменьшался по мере наращивания мощности докембрийской коры и понижения геотермического градиента. Последовательность геологических событий с позиций не-униформистских моделей могла быть следующей: дометаморфический вулканизм, связанный с разрывами малоомощной ранней коры (90–100 %-ное плавление пиролита), древнейший региональный метаморфизм (ареальное распространение, высокие температуры — от 940 до 600°C при низких и умеренных давлениях), образование кислой сиалической коры (гранитообразование, мигматизация ранней метаморфической коры), заложение нижних структурных этажей зеленокаменных поясов, формирование древних основных — ультраосновных вулканитов коматиитового типа (30–70 %-ное плавление пиролита), развитие верхних структурных этажей зеленокаменных поясов и родственных им образований формирование ассоциаций основных — кислых вулканитов (15 %-ный уровень плавления при давлении 500–700 МПа), эпизодическое появление высокоглиноземистых вулканических серий вследствие частичной ассимиляции кислой коры — метаморфизм внутрикратонных поясов. Намеченная последовательность имеет значение рабочей схемы, отражающей наши представления.

Изучение ассоциаций мафит-ультрамафитовые породы — железистые образования древнейшего основания Украинского щита показывает, что упрощенная процедура "снятия метаморфизма" не может служить корректной основой для палеовулканической реконструкции нижнедокембрийских метаморфических толщ. Полученные косвенные признаки позволяют лишь предположить некоторые особенности дометаморфического основного вулканизма.

Исходный состав ультрамафических обособлений в мафитах древнейшего основания часто замаскирован наложенными продуктами метаморфической гидратации в условиях умеренных и низких температур. Для ряда ультрамафитов в суперкрупном комплексе Украинского щита оказалась возможной реконструкция соотношений оливина, орто- и клинопироксенов ($\pm$ шпинель), существовавших до метаморфической гидратации. Эти данные получены с помощью количественного минералогического анализа и представлены на диаграмме (рис. 50, 51). Она отражает изменение состава закаленных жидкостей, сосуществующих с оливином, орто- и клинопироксеном соответственно. Следует особо подчеркнуть, что орто- и клинопироксены, характеризующие минеральный состав пород, являются типично метаморфическими минералами, резко различающимися по особенностям распределения компонентов от пироксенов слабометаморфизованных эффузивно-экструзивных ультрамафитов зеленокаменных поясов. Реликты инвертированных пижонитов, клино- и ортопироксенов с ламелля-

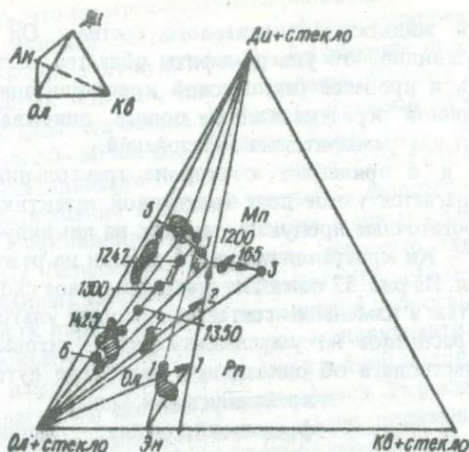
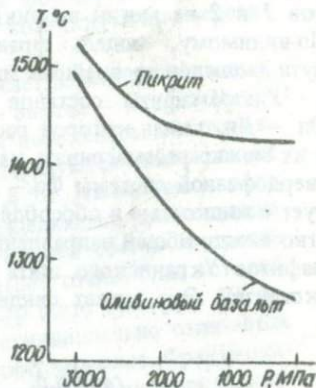


Рис. 50. Состав жидкостей при плавлении коматиитовых лав Монро-Тауншип (Канада) в сравнении с составом реликтовых ядер гипербазитов из ультрамафитов мафит-ультрамафит-железистой формации Украинского щита.

Пояснение в тексте

Рис. 51. Соотношение температур и давлений при плавлении: 1 — пикрита [115]; 2 — оливинового толеита [33]



ми бинодального распада, представленных орто- и клинопироксеном соответственно, встречаются крайне редко и являются уникальными образованиями. Механизм перехода распавшихся твердых растворов пироксенов в микроскопления гомогенных фаз при метаморфической перекристаллизации рассматривался нами ранее [76]. Предполагается, что химический состав ультрамафитов, изученных в ядрах реакционно-метаморфических зон, существенно не изменился.

Диаграмма Ол—Ди—Кв разделяется линией Алькемаде Эн—Ди, и в условиях равновесной кристаллизации следует ожидать, что жидкость раскристаллизуется с образованием фаз Ол+Ди+Эн и Ди+Эн+Кв (тридимит или кристобалит). При кристаллизации области состава 1 жидкость изменяется по отрезку прямой Ол — точка 1 до разделительной линии 1—2—4 и далее в направлении реакционной точки 4. Между тем состав жидкости не сможет так измениться. Другая сторона фазового треугольника попадает в точку 2, что соответствует исчезновению оливина. Появившаяся степень свободы (по правилу фаз $A = C + 1 - P = 1$, так как давление здесь не играет никакой роли) обуславливает смещение точки 1 с разделительной линии в точку 3, где равновесие вновь становится трехфазным (Ди + Кв + жидкость), а состав приближается к составу кварцевого толеита. Область состава 2 заключена в поле кристаллизации оливина, но при достижении жидкостью разделительной кривой 1—2—4 начинается кристаллизация энстатита и далее (в точке 4) появляется ассоциация Ол + Эн + Ди + жидкость. В точке 4

происходит реакция оливина с жидкостью толеитового состава: Ол + жидкость = Ди + Эн. Вполне очевидно, что ультрамафиты областей составов 1 и 2 не могли возникнуть в процессе равновесной кристаллизации. По-видимому, модель фракционной кристаллизации полнее описывает пути эволюции древнейших мафит-ультрамафитовых образований.

Ультрамафиты составов 5 и 6 прилегают к стороне треугольника Ол — Ди, вдоль которой располагается узкое поле толеитовой эвтектики, и их можно рассматривать как остаточные продукты, так как на ликвидусе твердофазной системы Фо — Ди — Кв кристаллизующийся оливин не реагирует с жидкостью и обособляется. На рис. 52 показано принципиальное сходство между общей направленностью в изменении состава некоторых ультрамафитов Украинского щита и расплавов некумулятивных коматитовых экструзий. Это может свидетельствовать об однотипном характере путей

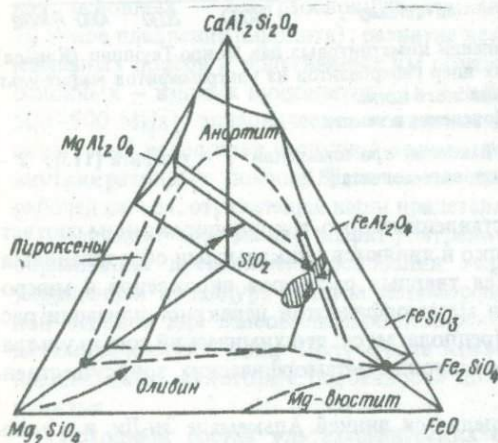


Рис. 52. Диаграмма фазовых взаимоотношений в системе $\text{MgSiO}_3 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{FeO} - \text{SiO}_2$. Рассчитаны по приближенным уравнениям Шрёдера

кристаллизации. Однако фракционирование ранних стадий кристаллизации в подсистеме Ол — Ди — Кв при сопоставлении с реальным составом экструзий Монро-Тауншип (Канада) позволяет судить о вполне закономерной эволюции расплава (составы пород в системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ располагаются вдоль линии изменения состава стекол при плавлении природных коматитов). Ультрамафитовые обособления в мафитах Украинского щита, в отличие от коматитовых экструзий Монро-Тауншип [115], образуют резко различающиеся по составу группы пород (см. рис. 50, области составов 5 и 6), которые могут

находиться в пределах даже очень небольшого участка совместного развития мафит-ультрамафитовых пород. Данная особенность начальной кристаллизации сопровождается, как отмечалось, неравномерным рассеянным распределением ультрамафитовых тел в мафитах Украинского щита, что скорее всего характеризует кристаллизацию неравновесного расплава в условиях сверхбыстрого охлаждения. По данным Д.Грина, А.Рингвуда [23], состав плавящегося пикрита более всего изменяется в процессе подъема магмы (понижения давления от 300 МПа до $1,013 \cdot 10^5$ Па), когда даже незначительное уменьшение температуры вызывает интенсивную кристаллизацию оливина (см. фото 19). Такой процесс обуславливает довольно резкое от-

деление ультраосновной составляющей расплава от базальта. Можно предположить, что быстрое неравномерное остывание, связанное с массой внедрившегося расплава, застает процесс фракционирования на различных стадиях и маломощные кумулятивные обособления оказываются заключенными в стекловатых потоках, или экструзиях. Данный путь формирования связывается с адиабатическим эффектом, который может возникнуть при перепаде глубин 50–60 км (до глубины 15 км).

Кристаллизация при температуре 1200 °C отражает изменения фазовых взаимоотношений в системе анортит – форстерит – вюстит – кварц. Завершение фракционирования расплава сопровождается появлением высокожелезистых базальтовых расплавов, которые характеризуются пониженным содержанием щелочей и невисоким SiO_2 (45,0–47,8 %). Изменение состава жидкости проходит вдоль пограничной полосы, разделяющей поля оливина и пироксена, а при достижении моновариантной кривой состав жидкости будет изменяться в направлении тройной инвариантной точки, близ которой располагаются составы ферромафитов Украинского щита (см. рис. 50, заштрихованное поле). Этот путь кристаллизации принципиально отличается от хода эволюции толеитовых базальтов более поздних периодов. Фракционирование последних протекает при постоянной фугитивности кислорода, когда поле магнетитового твердого раствора препятствует накоплению железа в расплаве и способствует появлению контрастных кислых отщеплений. Кристаллизационный тренд раннеархейских магм, если учитывать приведенные новые данные, требует крайне восстановительной обстановки. Экстраполяция экспериментальных данных Э.Осборна [64] позволяет прийти к выводу, что формирование высокожелезистых базальтов нижнего докембрия осуществлялось в условиях парциального давления кислорода, приближающегося к тому, которое задается буферной смесью фаялит + кремнезем + железо. Такие условия кристаллизации обуславливают существенное постоянство реологических свойств расплава. Указанная обстановка способствует слиянию и накоплению ликвационных обособлений. Как установлено на примерах лунных базальтов и некоторых земных толеитов, явления несмесимости в базитовых магмах развиты значительно шире, чем считалось. Эксперименты над системой $\text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$ (см. Реферат. журн., 1980, 4B616 – 4B617) показали, что при температурах, превышающих ликвидусные, несмесимость проявляется значительно полнее, чем в субликвидусных условиях. В целом явления ликвации могут играть важную роль в дифференциации базальтовых расплавов. Так, глобулы стекла, обогащенные железом, возникают при раскристаллизации толеитового расплава на 60–90 %, что указывает на стабильную ликвацию. Эти данные хорошо согласуются с намеченными путями кристаллизации для раннеархейских основных – ультраосновных магм, эволюция которых завершается образованием высокожелезистого базальтового расплава (см. рис. 52). Ликвационная природа магматических эквивалентов неархейских ферромафитовых гранулитов представляется наиболее вероятной.

Архейский региональный метаморфизм накладывался на специфические продукты базальтоидного вулканизма, которые не имели аналогов в более поздние эпохи. Древнейшие вулканы, судя по масштабам распространения реликтов и продуктов глубокой переработки, слагали преобладающую часть основания континентальной коры. Многие типы пород, которые относят к архейским осадочным образованиям, возникли в процессе регионального метаморфизма за счет глубокого изменения базальтоидного субстрата (энтербитовые гранулиты и плагиогнейсы, энтербиты и некоторые пироксен-магнетитовые кварциты, корунд-сапфириновые плагиоклазиты и т.д.). Продукты изохимического метаморфизма нижеархейских вулканитов встречаются в виде реликтов, представляя собой редкие образования. Судя по их составу и петрохимическим экстраполяциям, первичные базальтоидные вулканы характеризовались повышенной фемичностью и низким содержанием глинозема. В составе древнейших комплексов устанавливается непрерывный ряд пород с возрастающим отношением Fe/Mg, которое достигает очень высоких значений. Исходное вещество верхней мантии, согласно полученным данным, существенно отличалось от современного, которое устанавливается по глубинным включениям в лавах щелочных базальтов и кимберлитах. Древнейший пиролит, по нашим представлениям, был значительно ближе по составу к базальтам, чем, например, к гранатовому перидотиту или любому другому альтернативному типу исходного вещества. Существующие гипотезы (например, работа [33]) не могут объяснить возникновение огромных масс базальтов, слагающих основание земной коры. Доказательством выдвинутого положения служат включения пироксеновых мафитовых гранулитов, вынесенных с глубины щелочными базальтами и трубками взрыва в тех районах, где породы суперкрустального комплекса неизвестны или перекрываются мощным осадочным чехлом [121, 135, 199].

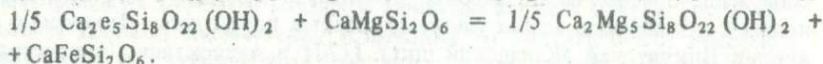
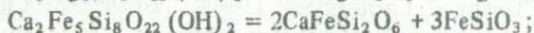
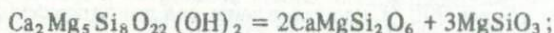
Древнейшие проявления гранулитовой фации в раннем докембрии сопоставляются с останцами двупироксен-плагиоклазовых мафитовых гранулитов и родственных им пород. К данным образованиям, как подчеркивалось, относятся мафитовые гранулиты со строго определенными петрохимическими признаками. В целом ассоциация $Rp + Mp + Pl$ вряд ли может служить бесспорным свидетельством наличия продуктов наиболее древнего метаморфизма.

Древнейшие двупироксен-плагноклазовые мафитовые гранулиты содержат распавшиеся орто- и клинопироксены. Температуры равновесия между матрицей и ламеллями распада при разложении как ортопироксена, так и клинопироксена отвечают условиям формирования двупироксен-роговообманковых гранулитов. По модели обменного равновесия $\text{Гед} + \text{Эн} = \text{Ди} + \text{Фс}$ получены температуры, изменяющиеся в интервале 820–850 °С. Расчеты проводились по данным определения составов на электронном микроанализаторе. Результаты валового химического анализа двухфазовых пироксенов дают представление о составе первичных гомогенизированных минералов. Судя по распределению волластонитового компонента между орто- и клинопироксенами переменной железистости, равновесие между пироксенами в фации двупироксен-плагноклазовых мафитовых гранулитов устанавливалось при температурах 920–960 °С. Распад этих твердых растворов происходил (по показаниям того же геотермометра) в обстановке длительного остывания (температуры 790–870 °С). О глубинности таких процессов пока нет прямых данных. Верхний предел давления при наиболее высокотемпературном метаморфизме оценивался по точке пересечения моновариантных кривых анортит + энстатит = диопсид + плеонаст + кварц и анортит = = гроссуляр + 2силлиманит + кварц, которая при температуре 950 °С (1223 К) отвечает давлению 1050 ± 135 МПа. Полученные результаты сопоставлялись с данными изучения других районов развития высокотемпературных участков суперкрустальных толщ. Высокие температуры раннеархейского метаморфизма (более 900 °С) установлены для двупироксеновых мафитовых гранулитов Западной Гренландии [190], комплекса Скури (Шотландия) [172] (так же описаны ассоциации пижонита и мезопертита, содержащего необычайно высокое количество кальция); для двупироксеновых парагенезисов мафит-ультрамафитовых пород пояса Томпсон в провинции Пиквитоней (Канадский щит) [177] и Антарктиды (в пространственной ассоциации с осумилитовыми породами, по данным Е.Н.Каменева). К указанным температурам близки температуры равновесий метапелитов; изученных в Сутамском блоке Алданского щита [43].

Основные особенности равновесий высокотемпературного метаморфизма указывают на чрезвычайно низкие давления водного флюида. Однако образование метаморфических структур двупироксен-плагноклазовых мафитовых пород могло протекать только в обстановке полного насыщения флюидом поровых пространств. Отсюда следует, что на ранних стадиях архейского метаморфизма в число компонентов флюидной системы вода (или протоны) не входила. Это обстоятельство служит серьезным препятствием на пути использования результатов экспериментов, воспроизводящих равновесие $\text{Рог} + \text{Кв} = \text{Рп} + \text{Мп} + \text{Пл} + \text{H}_2\text{O}$ в условиях $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ [181]. В двупироксен- и гиперстен-плагноклазовых мафитовых гранулитах особое значение имеют высокожелезистые парагенезисы $\text{Рп} + \text{Мп} + \text{Пл}$ и $\text{Рп} + \text{Пл}$. Детальные петрографические исследования авторов и литературные данные [9] свидетельствуют о том, что высокожелезистые пироксены ($X_{\text{Fe}}^{\text{Pn}} = 0,87 \div$

0,95) были стабильны в геохимической обстановке двупироксен-плагноклазовой субфации метаморфизма мафитов. Распад и частичное замещение этих пироксенов магнетитом относятся к значительно более поздним процессам. Термодинамические расчеты с помощью принятой системы согласованных констант (см. табл. 6) приводят к выводу о резко восстановительных условиях в период регионального метаморфизма высокотемпературных ступеней (при температуре 1223 К кислородное давление определяется параметром $\ln f_{O_2} = -22,2$). Это позволяет предположить, что двухатомный атомарный кислород отсутствовал в системе и возникал в процессе возрастания водного давления за счет частичной диссоциации воды. Следует заметить, что приведенное значение функции фугитивности кислорода представляет верхний предел.

Двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты и их гиперстеновые аналоги наиболее широко распространены в древних останцах гранулитовых комплексов. Главным источником данных о существовавших температурах и параметрах водного давления являются составы минералов, характеризующие равновесие $Por + Kv = Rn + Mn + H_2O$. Ранее нами отмечалось, что обменные равновесия $Por_{Fe} + Rn_{Mg} = Por_{Mg} + Rn_{Fe}$ и $Por_{Fe} + Mn_{Mg} = Por_{Mg} + Mn_{Fe}$ практически не зависят от масштабов изоморфизма $NaAl \rightarrow (Mg, Fe^{2+})Si$ в роговых обманках и $NaSi \rightleftharpoons CaAl$ в плагноклазах. Это означает, что равновесие $Por + Kv = Rn + Mn + Pl + H_2O$ может быть записано в виде нескольких реакций:



Константа равновесия $Ca_2(Fe^{2+}, Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2 = 2Ca(Fe^{2+}, Mg)Si_2O_6 + 3(Fe^{2+}, Mg)SiO_3 + H_2O$ с достаточной точностью характеризует вариации парциального давления водного компонента во флюиде:

$$\ln f_{H_2O} = \Delta G_T^0 / RT = \frac{(a_{Fe}^{Rn})^3 (a_{Fe}^{Mn})^3}{(a_{Fe}^{Tr})^{Por}},$$

где $(a_{Fe}^{Tr})^{Por}$ — активность ферротремолитового компонента в роговой обманке, представляющего собой $(a_{Fe}^{Tr})^{Por} = v_{Fe}^{Por} (a_{Fe}^{Tr})^{Ид}$. Величина $(a_{Fe}^{Tr})^{Ид}$ со-

ставляет так называемую идеальную активность ферротремолитового компонента в роговой обманке. На ранних стадиях формирования двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов равновесия с участием умеренно глиноземистых кальциевых роговых обманок устанавливались при темпера-

турах 840–870 °C и парциальном давлении воды 28–43 МПа. Возникновение несколько более поздних гастингситоподобных роговых обманок, которые характеризуются увеличением концентрации натрия при изоморфизме $\text{NaAl} \rightleftharpoons (\text{Fe}, \text{Mg})\text{Si}$, протекает в том же температурном интервале. Однако параметры данных равновесий изменяются: в обстановке привноса натрия повышаются натриевость роговой обманки и сосуществующего с ней плагиоклаза, парциальное давление воды $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (55–70 МПа).

Установлено, что роговые обманки являются чувствительным индикатором наложенных метасоматических процессов. Возрастание содержания натрия в системе существенно расширяет поле стабильности роговых обманок (рис. 53) и, как было показано выше, вызывает последовательные перестройки в их составе и структурах. Важным фактором равновесий, в которых принимают участие роговые обманки, служат изменения окислительно-восстановительных условий минералообразования (рис. 54). Приведенные данные характеризуют верхний предел стабильности роговых обманок, развитых в равновесии с орто- и клинопироксеном. С возрастанием фугитивности кислорода равновесия $\text{Pog} + \text{Kv} + \text{Rp} + \text{Mp} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O}$ смещаются (при постоянном давлении воды) в область магнезиального состава.

При метаморфизме гипербазитов в условиях двупироксен-плагиоклазовой субфации устанавливается распад твердых растворов хромшпинелидов, орто- и клинопироксенов. Равновесия между матрицей клинопироксена и ламеллями ортопироксена в одних случаях устанавливались в условиях двупироксен-плагиоклазовой субфации (900–940 °C), в других – двупироксен-роговообманковой (810–830 °C). В процессе формирования гранобластовых структур продукты распада высокотемпературных пироксенов часто гранулируются, превращаясь в сложный агрегат из орто- и клинопироксенов. Сопоставление таких участков с участками хорошо сохранившихся двухфазных пироксенов показывает, что состав и количественные соотношения орто- и клинопироксенов при грануляции почти не изменяются. Отсюда следует, что метаморфизм гипербазитов на самых высокотемпературных ступенях протекал без существенных изменений химического состава пород.

В процессе образования двупироксен- и гиперстен-роговообманковых мафитовых гранулитов состав включений гипербазитов закономерно изменяется. Перидотитовые, дунитовые и пироксенитовые тела окружаются сравнительно мощной оторочкой ультрамафитовых амфиболитов, связанных постепенными переходами с вмещающими мафитовыми гранулитами. Зональность всего проявляется симметрично. Одним из наиболее распространенных типов метаморфической зональности в нижнедокембрийских гипербазитах является следующий: гипербазит (дунит или перидотит) → шпинель-оливиновый амфиболит ($\text{Шп} + \text{Ол} + \text{Rp} + \text{Pog} \pm \text{Mn}$) → оливиновый амфиболит ($\text{Ол} + \text{Rp} + \text{Pog} \pm \text{Mn}$) → бесплагиоклазовый пироксеновый амфиболит ($\text{Rp} + \text{Pog} \pm \text{Mn}$) → двупироксен- или гиперстен-роговообманковый мафитовый гранулит. Результаты проведенных исследований показывают, что возникновение зональности в процессе регионального метаморфизма связано

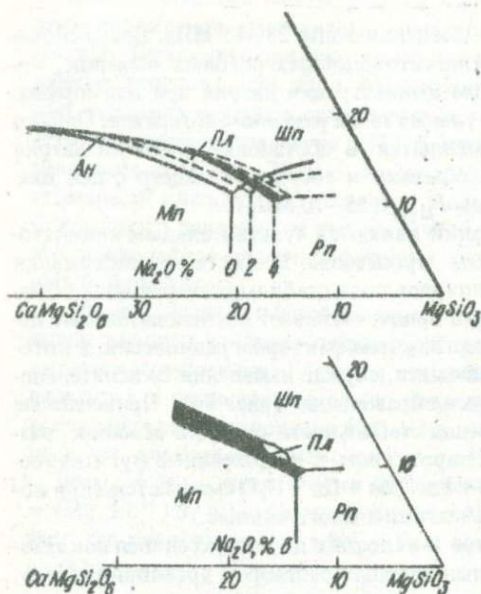


Рис. 53. Поля стабильности роговой обманки в зависимости от содержания натрия в системе (при постоянных температуре и давлении), по экспериментальным данным [45]

температура 870–850 °С, парциальное давление воды 28–39 МПа).

Эндербитизация мафитов раннего докембрия протекает в поле стабильности парагенезисов $Рп + Мп + Роg + Пл$, $Рп + Роg + Пл$, $Рп + Роg$. Сложные взаимоотношения энтербитовых мигматитов с мафитовым субстратом служат основной причиной различий во взглядах на их генезис. По нашему мнению, энтербитовые мигматиты являются продуктами селективного плавления пироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов. В пользу этих представлений свидетельствуют небольшие бескорневые тела крупно- и среднезернистых анортзитоподобных образований, заключенные в массивах мафитовых пород. Возникновение их сопровождается развитием зон феррогиперстенитов или эвлизитов. Количественные соотношения этих меланократовых реститов и анортзитоподобных пород указывают на то, что на ранних стадиях энтербитизации мафитовых гранулитов сохранялся вещественный баланс.

Влияние водного давления на температуры плавления смесей породообразующих минералов давно привлекало внимание экспериментаторов. Анортзитоподобные энтербиты, изученные в пределах Украинского щита и фундаменте Русской плиты, содержат 67–78 % плагиоклаза (N 52–64) и

с первичной неоднородностью мафит-ультрамафитовых комплексов пород. На контакте гипербазита и вмещающего гипербазита появляются химические градиенты, обуславливающие подвижность некоторых элементов. В процессе формирования зональности наиболее важную роль играет вполне подвижное поведение SiO_2 . Процессы силификации гипербазитов и десиляции вмещающих мафитов, как было показано, сопровождаются переносом Ca и Mg. В данной обстановке вполне вероятно локальная подвижность Al, которая реализуется за счет объемного баланса вытеснения при кристаллизации роговой обманки. Происхождение реакционно-метаморфической зональности связывается с условиями ранних ступеней регионального метаморфизма двупироксен-роговообманковой субфации (тем-

22–16 % гипперстена ($X_{Fe} = 0,53–0,72$). Экспериментальные данные о составах эвтектических расплавов в системе гиперстен (т.р.) – плагиоклаз (т.р.) отсутствуют. Если использовать для расчетов приближенное уравнение И.Ф.Шредера

$$\ln N_i = \frac{\Delta H_i (T - T_i)}{RT_i T},$$

связывающее состав эвтектической жидкости для любых соотношений компонентов с температурой плавления, то, принимая величины энтальпии плавления (ΔH_i) по Х.Йодеру [33], получим следующие параметры генерации расплавов (по упрощенным оценкам): температура 820 – 900 °С, давление водного флюида 90 МПа; содержание компонентов в смесях – плагиоклаза 61–82 %, гиперстена ($X_{Fe} = 0,6$) 39–18 %, что согласуется с данными о природных составах выплавов. При рассмотрении высокожелезистых мафитовых гранулитов учитывалось эмпирическое правило, согласно которому эвтектика бинарной системы должна смещаться в сторону компонента с более низкой температурой плавления. Эта закономерность хорошо объясняет возникновение большого количества эвлизитового и феррогиперстенного материала при селективном плавлении двупироксеновых и гиперстен-роговообманковых ферромафитовых гранулитов, когда относительный объем анортозитовых выплавов ограничен.

Эндербиты довольно отчетливо подразделяются на перемещенные, выведенные из области генерации, и непеременные, сохраняющиеся в участках формирования. По отношению к процессам деформации и сжатия также выделяются до- и последеформационные эндербиты. В обоих типах устанавливаются вполне определенные циклы. Наиболее ранние фазы представлены анортозитовыми и диоритовыми эндербитами – эндербитовыми гранулитами. По мере развития эндербитизации образуются более кислые разновидности эндербитовых мигматитов. Конечные члены каждого цикла – кварци-

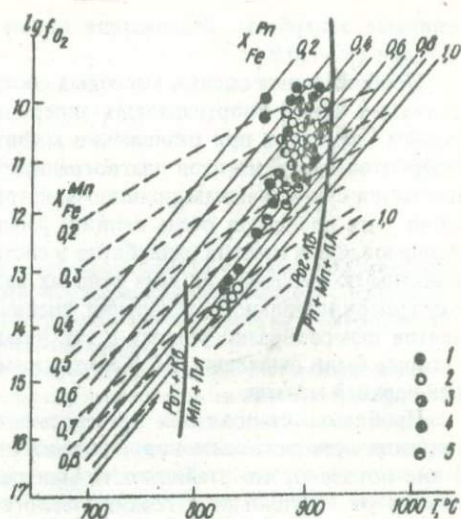


Рис. 54. Стабильность парагенезисов Рп + Мп + Rog + Пл из мафитов нижнего докембрия в зависимости от температуры и фугитивности кислорода

1 – двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты, Побужье, Украинский щит; 2 – то же, Приазовье, Украинский щит; 3 – то же, Татария, фундамент Русской плиты; 4 – то же, район Агто, Юго-Западная Гренландия; 5 – то же, район Стрейнджуэй, блок Аранта, Западная Австралия.

Границы реакций Rog + Кв = Рп + Мп + Пл и Rog + Кв = Мп + Пл даны по эксперименту [182]

товидные эндробиты, содержащие кроме плагиоклаза, гиперстена и биотита кварц (60–70 %).

Приближенные оценки массовых соотношений лейко- и меланократовых составных частей анортозитовых эндробитов свидетельствуют о сохранении баланса вещества при разложении мафитовых гранулитов. Возникновение эндробитовых мигматитов плагиогранитного и более кислого состава сопровождается существенным привносом натрия и кремнезема. Масштабы проявления этих процессов очень велики. Аналоги деформированных и перекристаллизованных кислых эндробитов в составе мафит-эндробитовой формации известны по существу во всех районах развития высокотемпературных блоков суперкрустального основания древних щитов. Привнос указанных элементов целесообразно увязать с так называемыми колоннами фильтрации, которые были выделены Д.С.Коржинским [44] как пути дегазации древнейшей верхней мантии.

Проблемы становления минеральных фаций метаморфических пород получили принципиально новое освещение в работах А.А.Маракушева [55]. В них показано, что стабильность минеральных парагенезисов существенно зависит от *PT*-условий и геохимического режима метаморфизма, а также изоморфизма породоплазующих минералов. Результаты наших исследований подкрепляют заключение А.А.Маракушева "... об ограниченной роли изохимического метаморфизма, которому раньше приписывалась ведущая роль" [58, с. 265].

Среди метабазитов и метаультрабазитов в суперкрупном основании Украинского щита выделены мафит-эндербитовая и мафит-ультрамафит-железистая формации. По ассоциациям пород и особенностям распространения они коррелируют с нижнедокембрийскими мафитами и ультрамафитами других районов.

Преобладающая часть пород мафит-эндербитовой и мафит-ультрамафит-железистой формаций возникла в процессе раннеархейского регионального метаморфизма гранулитовой фации и не имеет аналогов среди постархейских магматических и осадочных образований. Метаморфизм исходных базитов сопровождался существенным приносом натрия и протекал на фоне широко проявленных процессов селективного плавления, которое привело к возникновению характерного для многих нижнедокембрийских толщ чередования метабазитов и эндербитов (мафит-эндербитовая формация).

Сложная эволюция геохимического режима метаморфизма в значительной степени стерла большинство первоначальных петрохимических черт метабазитов и гипербазитов. В рамках мафит-ультрамафит-железистой формации преобладают также чисто метаморфогенные образования — продукты метаморфической переработки высокожелезистых метабазитов: эвлизиты, эвлизитовые породы, феррогиперстениты, пироксен-магнетитовые кварциты. Выделен новый тип ультраосновных пород — метаморфогенные ультрамафиты, составляющие зональные ореолы вокруг исходных гипербазитов, — результат реакционно-метаморфического взаимодействия исходных базальтоидов и распадавшихся в них гипербазитов.

Образование метаморфогенных пород обеих формаций связывается с эволюцией физико-химического (особенно геохимического) режима при метаморфизме высоких ступеней. Наиболее древний этап (изохимический) характеризовался высокими температурами ($920\text{--}950^\circ\text{C}$) в условиях геотермического градиента $45\text{--}50^\circ\text{C}/\text{км}$, что отвечает глубинам $18\text{--}20\text{ км}$ и давлениям $500\text{--}600\text{ МПа}$. Данный этап метаморфизма отразился в реликтовых участках орто- и клинопироксенов, сохранившихся среди более поздних продуктов высокотемпературной гидратации. Давление водного флюида не превышало $0,1\text{--}0,05\text{ Ps}$. Последующая стадия метаморфизма сопровождалась приносом натрия и возрастанием водного давления за счет интенсивной дегазации верхней мантии, что приводило к изменению состава метабазитов и соответственно содержащихся в них роговых обманок. Реликты более ранних амфиболов свидетельствуют о длительном и последовательном изменении геохимических условий метаморфизма. Преобладающая часть сохранившихся до настоящего времени равновесий с участием орто-, клинопироксенов и роговых обманок устанавливалась в температурном интервале $840\text{--}870^\circ\text{C}$ при давлении водного флюида $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,15 \div 0,20\text{ Ps}$. В этой обстановке образовывались реакционные переходы от гипербазитов к метабазитам (метаморфогенные ультрамафиты). Привнос натрия существенно облегчал протекание процессов

ультраметаморфизма (образование эндербитов). Анортзитоподобные и плагиогранитоидные породы претерпели кристаллобластизм и рассланцевание, что обусловило появление эндербитовых гнейсов и гранулитов.

Становление мафит-эндербитовой формации протекало на фоне нарастающего обогащения флюида водой и щелочами при очень медленном остывании всего гранулитового комплекса. Это сильно расширило масштабы высокотемпературного ультраметаморфизма, генерирующего массовые выплавки диоритового и плагиогранитоидного состава. Обособления их сопровождалось возникновением своеобразных рестигов — меланократовых зон — в массивах метабазитов. В составе таких зон формируются ферропироксениты, эвлизиты и эвлизитовые породы, некоторые бесплагноклазовые амфиболиты. Значительная часть продуктов разложения железистых метабазитов характеризуется высоким содержанием железа и играет важную роль в образовании пироксен-магнетитовых кварцитов. Возникновение метаморфогенных формаций сопровождается процессами метаморфогенного рудообразования.

Проведенные исследования показали, что широко распространенное мнение, которого придерживался Н.Г.Судовиков, об отсутствии в гранулитовой фации условий для образования различных руд следует считать преждевременным. Так, магнетит-пироксеновые кварциты в составе мафит-ультрамафит-железистой формации представляют собой типично метаморфогенные породы, сформированные в процессе геохимической эволюции гранулитовой фации. Источником железа для них служили высокожелезистые метабазиты, впервые установленные нами в нижнедокембрийских комплексах Украинского щита и фундамента Русской плиты. Последовательность формирования метаморфогенных магнетитовых руд в нижнедокембрийских гранулитовых комплексах следующая: высокожелезистый базальтоидный вулканит → пироксеновый, а затем пироксен-рогообманковый мафитовый гранулит → разложение высокожелезистых метабазитов на эндербитовые выплавки и богатые железом силикатные обособления (ферропироксеновые породы, эвлизиты и родственные им выделения) → окисление высокожелезистых гиперстенов, сопровождаемое обычно рассланцеванием. Окисление (по предварительным данным) связано с изменением режима кислотности — щелочности растворов, возрастанием рН среды при постоянном давлении кислорода.

Отметим также, что образование никелевого пирротина в останцах гипербазитов связано с метасоматическими процессами, протекавшими в условиях нижней границы гранулитовой фации. Они вызваны притоком восстановленного флюида при дегазации верхней мантии и сопровождалась графитизацией. Никель, рассеянный в магматических силикатах гипербазитов, являлся, по-видимому, основным источником для образования скоплений промышленной сульфидной минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барт Т.Ф. Теоретическая петрология. — М. : Изд-во иностр. лит., 1956. — 414 с.
2. Белевцев Я.М., Прус А.К. Основные этапы геологического развития Украинского щита. — Геол. журн., 1962, 22, вып. 5, с. 35–52.
3. Белевцев Р.Я. Проблема метаморфической зональности докембрия. — Киев : Наук. думка, 1974. — 229 с.
4. Берк К., Дьюи У.С., Кидд У.С. Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа. — В кн.: Ранняя история Земли. М. : Мир, 1980, с. 123–142.
5. Бергельсен А., Нью-Йорк А. Докембрий Гренландии. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М. : Мир, 1968, с. 107–235.
6. Бинс Р.А., Ганторп Р.Дж., Гровс Д.И. Особенности метаморфизма и развитие зеленокаменных поясов в Восточно-Йилгарнском блоке, Австралия. — В кн.: Ранняя история Земли. М. : Мир, 1980, с. 309–322.
7. Богатилов О.А. Эволюция магматизма в истории Земли. — Природа, 1981, № 7, с. 32–40.
8. Богатилов О.А., Дмитриев Ю.И. Базальты и анортозиты Луны. — В кн.: Проблемы петрологии. М. : Наука, 1978, с. 156–198.
9. Богданова С.В., Лапинская Т.А., Постников А.В. Метаморфические комплексы восточной части Русской плиты. — В кн.: Метаморфические комплексы Русской плиты. Л. : Наука, 1978, с. 156–198.
10. Вальтер А.А. Ассоциации минералов в элизите Мариупольского месторождения (Приазовье). — Минерал. сб. Льв. ун-та, 1970, вып. 3, № 24, с. 303–307.
11. Венидиктов В.М. Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1978. — 161 с.
12. Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. — М. : Недра, 1980. — 226 с.
13. Вильсон А. Чарнокитовые породы Австралии. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М. : Мир, 1965, с. 178–200.
14. Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. — М. : Изд-во иностр. лит., 1957. — 296 с.
15. Гангули Д., Кеннеди Дж.К. Энергетика природного гранатового твердого раствора. I. Смешивание крайних членов ряда алюмосиликатных гранатов. — Экспресс-информ. ВИНТИ. Сер. Эксперимент и методы в минералогии и геохимии, 1974, № 35, с. 5–12.
16. Ганин Б.М. Петрохимическое сопоставление современной и архейской океанической коры и островных дуг. — В кн.: Ранняя история Земли. М. : Мир, 1980, с. 391–406.
17. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. — М. : Мир, 1968. — 367 с.
18. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. — Л. : Наука, 1973. — 127 с.
19. Глебовицкий В.А. Термодинамический режим метаморфизма и проблема тектоники плит в раннем докембрии. — В кн.: Докембрий : Междунар. геол. конгр. XXVI сес. Докл. сов. геологов. М., 1980, с. 45–50.

20. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Кислотное выщелачивание и железомagneзильный метасоматоз в метаморфических комплексах Балтийского щита. — В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минерогенеза в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979, с. 175–230.
21. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по щитам Южного полушария. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264–285.
22. Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 25–44.
23. Грин Д., Рингуд А. Экспериментальное изучение перехода габбро в эколлит и применение результатов этого изучения в петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 5–9.
24. Грубенманн У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. — М.: Госгеолиздат, 1939. — 373 с.
25. Гудвин А.М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 87–107.
26. Докембрий континентов: Австралия и Африка / Ч.Б.Борукаев, Ю.З.Елизарьев, В.Е.Забродин и др. — Новосибирск: Наука, 1976. — 222 с.
27. Докембрий континентов: Сев. и Юж. Америка / А.К.Баширин, Н.А.Берзин, Б.Д.Дворкина и др. — Новосибирск: Наука, 1976. — 239 с.
28. Есипчук К.Е., Глевасский Е.Б. Гранитизация основных и железисто-кремнистых пород Приазовья. — Геохимия и рудообразование, 1974, № 4, с. 3–16.
29. Дымкин А.М., Махнач А.С., Сараев С.В. Железооруденение в условиях гранулитовой фации метаморфизма. — Новосибирск: Наука, 1979. — 184 с.
30. Ескин А.С., Морозов Ю.А., Эз В.В. Эндогенные процессы в развитии древней земной коры Западного Прибайкалья. — В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980, с. 156–158.
31. Железисто-кремнистые формации Украинского щита / Под ред. Н.П.Семеновко. — Киев: Наук. думка, 1978. — 327 с.
32. Закруткин В.В. Основные породы чарнокитовых серий: специфика химизма и возможности дометаморфических реконструкций. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Недра, 1973, с. 193–197.
33. Йодер Г.С. Образование базальтовых магм. — М.: Мир, 1979. — 201 с.
34. Карлсбэк Ф. Метаморфизм архейских пород Западной Гренландии. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 234–245.
35. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. — М.: Наука, 1978. — 170 с.
36. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н.П.Щербак, В.Г.Элобенко, Г.В.Жуков и др. — Киев: Наук. думка, 1978. — 224 с.
37. Кац М.Б. Соотношение раннедокембрийских гранулитов и зеленокаменных комплексов с трансформными мобильными поясами и океаническими рифтами ранней земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 160–169.
38. Кинг Ф. Докембрийская геология США. — М.: Мир, 1978. — 95 с.
39. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А.Богатикова, Н.П.Микайлова, В.И.Гоньшаковой. — М.: Недра, 1981. — 159 с.
40. Куреев В.А. Методы практических расчетов в термодинамике химических реакций. — М.: Химия, 1975. — 535 с.
41. Коллерсон К.Д., Джессо К., Брайдуотер Д. Геологическая эволюция архейского гнейсового комплекса: Восточный Лабрадор. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 245–263.
42. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. — М.: Наука, 1967. — 298 с.
43. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. — М.: Наука, 1979. — 263 с.
44. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезиса минералов. — М.: Наука, 1957. — 288 с.

45. Коутори Р., О'Хара М. Значение фракционирования амфибола для генезиса известково-щелочных магм. — Экспресс-информ. ВИНТИ. Эксперимент и методы в минералогии и геохимии, 1976, № 36, с. 14–20.
46. Кравченко Г.Л., Яковлев Б.Г. Об условиях метаморфизма Куksунгурского железорудного месторождения (Западное Приазовье). — Геол. журн., 1976, 36, № 2, с. 21–38.
47. Кравчук И.Ф. Энергетика, термодинамика и стабильность твердых растворов оливина и ортопироксена. — Геохимия, 1981, № 8, с. 1200–1215.
48. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964. — 385 с.
49. Кузнецова Ф.В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. — Новосибирск: Наука, 1981. — 181 с.
50. Курепин В.А. Термодинамика минералов переменного состава и геологическая термобарометрия. — Киев: Наук. думка, 1981. — 158 с.
51. Лазько Е.М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1961, № 11, с. 23–29.
52. Ламберт Р.С. Архейские тепловые режимы, температуры коры и мантии и поэтапная модель эволюции Земли. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 367–378.
53. Ламберт Р.С., Чемберлен В.Е., Холланд Дж.Т. Геохимия архейских пород. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 380–390.
54. Летников Ф.А., Шкандрий Б.О. О степени сохранности первичного состава докембрийских пород при развитии метаморфических процессов. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 166–168.
55. Магматические формации раннего докембрия территории СССР / Под ред. К.А.Шуркина, Д.П.Виноградова, Ф.П.Митрофанова. — М.: Недра, 1980. — Кн. 1. — 285 с.
56. Маркс В.А., Яковлева О.Л. О роли давления при формировании метабазитов западного обрамления габбро-перидотитовых комплексов Урала. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма: Тез. докл. III Всесоюз. симпозиум по метаморфизму. Свердловск, 1977, ч. 2, с. 36–37.
57. Майерс С. Раннедокембрийский гнейсовый комплекс Гренландии. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 176–187.
58. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. — М.: Наука, 1964. — 325 с.
59. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. — М.: Наука, 1968. — 199 с.
60. Маракушев А.А. Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидно-магматического взаимодействия. — В кн.: Проблемы петрологии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 65–83.
61. Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. — Киев: Наук. думка, 1972. — 195 с.
62. Мельник Ю.П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. — Киев: Наук. думка, 1978. — 152 с.
63. Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология. — М.: Мир, 1980. — 516 с.
64. Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядок кристаллизации базальтов и андезитов. — В кн.: Химия Земли, М.: Изд-во иностр. лит., 1964, с. 75–87.
65. Накви С.М. Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии Дхарварских образований. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 295–304.
66. Наливкина Э.Б. Офиолитовые формации докембрия и базальтовый слой континентов. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 78–83.

67. Никольский Н.С. Термодинамика минеральных равновесий базитов. — М.: Наука, 1978. — 177 с.
68. Ньютон Р.С. Использование методов термодинамики в геотермометрии и геобарометрии перидотитов. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, с. 103–117.
69. Ньютон Р.С., Шарлю Т., Клеппа О. Термохимия гранатов и пироксенов высокого давления в системе $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. — Экспресс-информ. ВИНТИ. Сер. Эксперимент и методы в минералогии и геохимии, 1977, № 34, с. 15–22.
70. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. — М.: Наука, 1970. — 391 с.
71. Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов. — Докл. АН СССР, 1977, 223, № 3, с. 456–459.
72. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. — М.: Недра, 1976. — 287 с.
73. Попов Н.В. Сравнительная термометрия метаморфических пород гранулитовой фации Алданского щита. — В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 76–92.
74. Породообразующие гранаты Украинского щита / И.С.Усенко, Р.Я.Белевцев, Т.Г.Шербакова и др. — Киев: Наук. думка, 1980. — 176 с.
75. Породообразующие пироксены / Н.Л.Добрецов, Ю.Н.Кочкин, А.П.Кривенко и др. — М.: Наука, 1971. — 453 с.
76. Породообразующие пироксены Украинского щита / В.М.Венидиктов, Е.Б.Глеваский, Е.Н.Голуб и др. — Киев: Наук. думка, 1979. — 228 с.
77. Риваленти Дж. Геохимия метавулканических амфиболитов Юго-Западной Гренландии. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 223–233.
78. Романова М.М. История представлений о происхождении гранитов. — М.: Наука, 1977. — 187 с.
79. Саксена С. Термодинамика твердых растворов породообразующих минералов. — М.: Мир, 1975. — 204 с.
80. Саксена С. Кристаллические растворы пироксена и граната. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, с. 131–145.
81. Семененко Н.П. Ультрабазитовые формации — швы окраин разрастающейся коры континентов. — В кн.: Доклады: Междунар. геол. конгр. XXVI сес. Докл. сов. геологов. М., 1980, с. 93–103.
82. Симон А.К., Баскина В.А. Пикриты и проблемы ультраосновного магматизма. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 260–273.
83. Справочник по петрографии Украины / И.С.Усенко, К.Е.Есипчук, И.Л.Личак и др. — Киев: Наук. думка, 1975. — 579 с.
84. Ткачук Л.Г. Гайворон-Завалевский комплекс чарнокито-поритовых пород та зв'язані з ними родовища хроміту. — К.: Вид-во АН УРСР, 1940. — 149 с.
85. Уиндли Б.Ф. Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 115–122.
86. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы бассейна р. Южного Буга. — Киев: Изд-во АН УССР, 1958. — 143 с.
87. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. — Киев: Изд-во АН УССР, 1960. — 177 с.
88. Усенко И.С., Яковлев Б.Г., Никулина Э.А. Основные — ультраосновные метавулканиды древнейшего основания Украинского щита. — Геол. журн., 1982, 42, № 5, с. 100–112.
89. Фации метаморфизма / Н.Л.Добрецов, В.В.Реввердатто, В.С.Соболев и др. — М.: Недра, 1970. — 432 с.
90. Фации метаморфизма высоких давлений / Н.Л.Добрецов, В.С.Соболев, Н.В.Соболев и др. — М.: Недра, 1974. — 328 с.
91. Флетчер Е.Д. Коальное равновесие в двупироксеновых амфиболитах. — Экспресс-информ. ВИНТИ. Сер. Эксперимент и методы в минералогии и геохимии, 1971, № 47, с. 40–51.

92. Фомин А.Б., Егоров О.С., Когут К.В. О коматитах Украинского щита. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1980, № 2, с. 192–196.
- 92а. Фомин О.Б., Каневский О.Я. Хромшпінеліди ультраосновних порід Середнього Побужжя. — ДАН УРСР. Сер. Б, 1972, № 6, с. 509–512.
93. Фонарев В.И. Термодинамические функции смещения твердых растворов оливина и ортопироксена. — Геохимия, 1981, № 8, с. 1186–1199.
94. Фонарев В.И., Графчиков А.А. Двупироксеновый геотермометр. — Минерал. журн., 1982, 4, № 5, с. 3–12.
95. Фонарев В.И., Корольков Г.Я., Докина Т.Н. Экспериментальное изучение стабильности ассоциации ромбический пироксен + магнетит + кварц. — Геохимия, 1976, № 10, с. 1499–1511.
96. Фонарев В.И., Корольков Г.Я., Докина Т.Н. Стабильность ассоциации куммингтонит + кварц + магнетит. — Геохимия, 1976, № 9, с. 1145–1149.
97. Фонарев В.И., Корольков Г.Я., Докина Т.Н. Экспериментальное исследование ассоциации ортопироксен + оливин + кварц. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, с. 159–170.
98. Хильтова Б.Я., Лобач-Жученко С.Б., Петров Б.В. и др. Проблемы сохранности первичного химического состава пород при метаморфизме. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Недра, 1973, с. 165–166.
99. Хмарук Т.Г., Щербаков И.Б. Чарнокіти Західного Приазов'я. — Геол. журн., 1965, 25, вип. 5, с. 44–52.
100. Штейнберг Д.С., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б. и др. Проблема магматических формаций. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 75–93.
101. Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 278 с.
102. Эйвор О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. — Киев: Наук. думка, 1971. — 183 с.
103. Эрманович И.Ф., Девисон У.Л. Гранулиты Пикунтоной и северо-западная часть провинции озера Верхнего на Канадском щите. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 337–355.
104. Яковлев Б.Г. Изоморфизм и геохимические условия образования гранатов из основных и железистых пород Среднего Побужья. — Минерал. сб. Льв. ун-та, 1976, 30, вып. 2, с. 9–21.
105. Яковлев Б.Г. О зависимости сольвуса геденбергит – ферросилит от температуры и давления. — Геохимия, 1979, № 6, с. 861–867.
106. Яковлев Б.Г., Бочков А.А. О проблеме габброндов Приазовья. — Геол. журн., 1973, 33, № 6, с. 7–15.
107. Яковлев Б.Г., Карпенко А.А. Вермикулиты и гидробиотиты Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1976. — 135 с.
108. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Никулина Э.А. Метаморфизм и рудоносность раннедокембрийских комплексов мафических – ультрамафических пород. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. V Всесоюз. симпози. по метаморфизму (Винница, 25 февр. 1982 г.). — Винница, 1982, с. 84–85.
109. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л. Новый генетический тип метаморфогенных магнетитовых кварцитов в раннедокембрийских комплексах мафических – ультрамафических пород. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. V Всесоюз. симпози. по метаморфизму (Винница, 25 февр. 1982 г.). — Винница, 1982, с. 223–225.
110. Яковлев Б.Г. Термодинамические свойства альмандина. — Геохимия, 1983, № 1, с. 64–74.
111. Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Термодинамические свойства геденбергита. — Минерал. журн., 1980, 1, № 2, с. 70–74.

112. *Akella J., Boyd F.K.* Effect of pressure on the composition of coexisting pyroxenes and garnet in the system $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$. - Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1973, p. 523-526.
113. *Arnold G.O., Rubenach M.J.* Mafic-ultramafic complexes of the Greenvale area North Queensland: Devonian intrusions or Precambrian metamorphics? - J. Geol. Soc. Austral., 1976, 23, № 2, p. 119-139.
114. *Arndt N., Francis D., Hynes A.I.* The field characteristics and petrology of Archaean and Proterozoic komatiites. - Can. Miner., 1979, 17, N 2, p. 147-163.
115. *Arndt N.* Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm and high pressure. - Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1976, p. 555-562.
116. *Baragar W.R.A., Goodwin A.M.* Andesites and Archaean volcanism in the Canadian shield; Oregon: Dep. Geol. Miner. Ind., 1969, p. 121-142.
117. *Blattner P.* Replacement of hornblende by garnet in granulite facies assemblages near Milford Sound, New Zealand. - Contrib. Mineral and Petrol., 1976, 55, N 2, p. 181-190.
118. *Blight D.F.* High-grade retrogressive metamorphism and mineral corona development in basic rocks of the Collie area, Western Australia. - In: Annu. Rept, 1977. Geol. Surv., West. Australia. Perth, 1978, p. 66-68.
119. *Bohlen S.R., Boettcher A.L., Dallase W.A., Essene E.J.* The effect of manganese on olivine - quartz - orthopyroxene stability. - Warth and Planet. Sci. Lett., 1980, 47, N 1, p. 11-20.
120. *Bohlen S.R., Essene E.J., Boettcher A.L.* Reinvestigation and application of olivine - quartz - orthopyroxene barometry. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, 47, N 1, p. 1-10.
121. *Braga G., Casnedi R., Giametti F. et al.* Elementi di granuliti basiche in livelli clastici associati a masse ofilitiche ultrafemiche del versante appenninico padano. - Atti. Ist. geol. Univ. Pavia, 1975/1976, 25, p. 89-105.
122. *Brooks C., Hart S.R.* On the significance of komatiite. - Geology, 1974, N 2, p. 107-110.
123. *Buttler P.* Mineral composition and equilibria in the metamorphosed iron formation of Gagnon region. Quebec, Canada. - J. Petrol., 1969, 10, N 1, p. 56-101.
124. *Charles R.W.* Amphiboles on the join pargasite. - Amer. Miner., 1980, 65, N 9/10, p. 996-1001.
125. *Charlu T.V., Newton R.C., Kleppa O.J.* Enthalpies of compounds in the system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ from high temperature solution calorimetry. - Gechim. et cosmochim. acta, 1975, 39, N 3, p. 1487-1497.
126. *Collerson K.D., Jesseau C.W., Bridgwater D.* Contrasting types of bladed olivine in ultramafic rock from the archaean of Labrador. - Can. J. Earth. Sci., 1976, 12, N 3, p. 422-450.
127. *Collerson K.D., Oliver R.L., Rutland R.V.R.* An example of structural and metamorphic relationships in the Musgrave Orogenic Belt, Central Australia. - J. Geol. Austral., 1972, pt. 4, 18, p. 379-395.
128. *Dahl P.S.* The thermal-compositional dependence of Fe^{2+} - Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene: applications of geothermometry. - Amer. Miner., 1980, 65, N 9/10, p. 854-866.
129. *Davidson L.R.* Metamorphic hornblendes from basic granulites of Quairading district, western Australia. - Neues Jahrb. Miner., Monatsh., 1971, N 8, p. 344-359.
130. *De Laeter J.R., Fletcher I.R., Rosman K.J. et al.* Early archaean gneisses from the Yilgarn Block, western Australia. - Nature, 1981, 292, N 5821, p. 322-324.
131. *Edwards A.C., Lowering J.F., Ferguson J.* High pressure basic inclusions from the Kayrunera kimberlitic diatreme in New South Wales, Australia. - Contrib. Mineral and Petrol., 1979, 69, N 2, p. 185-192.
132. *Evans B.W., Tromsdorff V.* On elongate olivine of metamorphic origin. - Geology, 1974, 2, N 3, p. 131-132.
133. *Ferguson C.C.* Displacement of inert mineral grains by growing porphyroblasts: a volume balance constraint. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, pt. 1, 91, N 9, p. 541-544.

134. *Fleet M.E.* Partition of Mg and Fe²⁺ in coexisting pyroxenes. — *Contrib. Mineral and Petrol.*, 1974, 44, N 3, p. 251–257.
135. *Francis D.M.* Corona-bearing pyroxene granulite xenoliths and the lower beneath Nuni-vak Islands, Alaska. — *Can. Miner.*, 1976, 14, N 3, p. 291–298.
136. *Fraser J.A.* Metamorphism in the Churchill Province District of Mackenzie. — *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1978, N 78–10, p. 195–202.
137. *Fraser J.A., Heywood W.W.* Metamorphism in the Canadian shield. : *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1978, N 78–10, p. 4–36.
138. *Freose E.* Applications of thermodynamic in metamorphic petrology. — *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1976, N 75–43, p. 37.
139. *Fyfe W.S.* Crystal evolution and metamorphic petrology. — *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1978, N 78–10, p. 1–3.
140. *Geological map of western Australia.* — Perth : Dep. Mines. Government Print, Off. 1974.
141. *Glassey W.E., Sorensen K.* Constant $P_S - T$ amphibolite to granulite facies transition agto (west Greenland) metadolerites: implications and applications. — *J. Petrol.*, 1980, pt. 1, 21, p. 69–105.
142. *Goldsmith J.R.* The join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ (anorthite – water) at elevated pressures and temperatures. — *Amer. Miner.*, 1981, 66, N 7/8, p. 1183–1188.
143. *Gole M.J., Klein C.* High-grade metamorphic Archaean banded iron-formations, western Australia: assemblages with coexisting pyroxenes $\pm$ fayalite. — *Amer. Miner.*, 1981, 66, N 1/2, p. 87–99.
144. *McGregor V.R., Mason B.* Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, west Greenland. — *Amer. Miner.*, 1977, 62, N 5/6, p. 887–904.
145. *Ganguly J.* Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe – Mg distribution coefficient. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, 47, N 7, p. 1021–1029.
146. *Gressey G.* Entropies and enthalpies of aluminosilicate garnets. — *Contribs. Mineral and Petrol.*, 1981, 76, N 4, p. 413–419.
147. *Griffin W.L., McGregor V.R., Nutman A. et al.* — Early Archaean granulite-facies metamorphism south of Amlalik, West Greenland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, 50, N 11, p. 59–74.
148. *Hansen B.* The transition from pyroxene granulite facies to garnet clinopyroxene granulite facies : Experiments in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. — *Contrib. Mineral and Petrol.*, 1981, 76, N 2, p. 234–242.
149. *Haselton H.T., Westrum E.F.* Low-temperature heat capacities of synthetic pyrope, grossular and pyrope₆₀ grossular₄₀. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, 44, N 5, p. 701–709.
150. *Helgeson H.G., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K.* Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. — *Amer. J. Sci. A*, 1978, 278, p. 1–229.
151. *Hensen B.J.* Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers. — *Carnegie Inst. Wash. Year-book*, 1973, p. 527–534.
152. *Hensen B.J., Schmid R., Wood B.J.* Activity-composition relationships for pyrope-grossular garnet. — *Contrib. Mineral and Petrol.*, 1975, 51, N 3, p. 161–166.
153. *Kunze F.R., Ave L.H.G.* Non-coaxial deformation of olivine. — *Tectonophysics*, 1981, 74, N 3/4, p. 1–13.
154. *Lewis J.D.* "Spinifex texture" in a slag, as evidence for its origin in rocks. — In: *Annu. Rept.*, 1970. *Geol. Surv. West. Australia*. S.1, 1971, p. 45–49.
155. *Lindsley D.H.* The formation of pigeonite on the join hedenbergite-ferrosilite at 11.5 and 15 kbar experiments and a solution model. — *Amer. Miner.*, 1982, 66, N 7/8, p. 1175–1182.
156. *Lindsley D.H., Dixon S.A.* Diopside-enstatite equilibria at 850° to 1400 °C, 5 to 35 kb. — *Amer. J. Sci.*, 1976, 276, N 10, p. 1285–1301.

157. Martignole J., Schrijver K. Association of (hornblende-) garnetclinopyroxene "subfacies" of metamorphism and anorthosite masses. - Can. J. Earth Sci., 1971, 8, N 6, p. 698-704.
158. Metamorphic map of the Canadian shield. 1 : 3 500 000 / J.A. Fraser, W.W. Heywood, M.A. Mazurski et al. - Ottawa : Cartogr. Geol. Surv. Can., 1978.
159. Mizar Z. Precambrian ultramafic rocks south of Sermilik, Frederikshab district, South-West Greenland. - Grønlands Geol. Underbult, 1973, N 107. - 60 p.
160. Moody J. Serpentinities, spilites and ophiolite metamorphism. - Can. Miner., 1979, 17, N 4, p. 871-887.
161. Moore A.C. Some aspects of the geology of the Gosse Pile ultramafic intrusion, central Australia. - J. Geol. Soc. Austral., 1971, 18, pt 1, p. 69-80.
162. Moore A.C. The mineralogy of the Gosse Pile ultramafic intrusion, central Australia. - J. Geol. Soc. Austral., 1971, 18, pt 3, p. 243-258.
163. Moore A.C., Goode A.D.T. Petrography and origin of granulite-facies rocks in the western Musgrave Block, central Australia. - J. Geol. Soc. Austral., 1978, 25, N 5/6, p. 341-358.
164. Myers J.S. Channel deposits of peridotite, gabbro and chromitite from turbidity currents in the stratiform Fiskenaeset anorthosite complex, South-West Greenland. - Lithos, 1976, N 9, p. 281-291.
165. Myers J.S., Platt R.G. Mineral chemistry of layered Archaean anorthosite at Major gap, gava, near Fiskenaeset, South-West Greenland. - Lithos, 1977, N 10, p. 59-72.
166. Nesbitt R.W. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, western Australia: evidence for an Archaean ultramafic lequid. - Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1976, N 3, p. 331-347.
167. Newton R.C., Charlu T.V., Kleppa O.J. Thermochemistry of the high structural state plagioclases. - Geochim. et cosmochim. acta, 1980, 44, N 7, p. 933-941.
168. Newton R.C., Thompson A.B., Krupka K.M. Heat capacity of synthetic $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ from 350 to 1000 K and the entropy of pyrope. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1977, 58, N 6, p. 523.
169. Peredery W.V. Relationship of ultramafic amphibolites to metavolcanic rocks and serpentinites of the Thompson Belt, Manitoba. - Can. Miner., 1979, 17, N 2, p. 187-200.
170. Perkins D., Newton R.C. Charnokite geobarometers based on coexisting garnet - pyroxene - plagioclase - quartz. - Nature, 1981, 292, N 5879, p. 144-146.
171. Phillips G.N. Water Activity Changes across an amphibolite-granulite facies transition. Broke Hill, Australia. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1980, 75, N 4, p. 377-386.
172. Pride C., Muecke G.K. Rare Earth Distributions among coexisting granulite facies minerals, Scourian complex, North-West Scotland. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1981, 76, N 5, p. 463-471.
173. Prider R.T. South-west Yilgarnia. - In: Mowson Sir D. Anniversary volume. Adelaide, 1952, p. 143-152.
174. Raheim A., Green D.H. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe - Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxenes. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1974, 48, N 2, p. 179-203.
175. Robie R.A., Waldbaum D.R. Thermodynamic properties of minerals and relation substances at 298, 15 (25, 15 °C) and one atmosphere (1, 013 bars) pressure and higher temperatures. - Washington D.C., 1968. - 256 p. - (U.S. Geol. Surv. Bull.; N 1259).
176. Rocci G. Les ophiolites pré-cambriennes: mythes et réalités. - Bull. Soc. géol. France, 1977, 19, N 5, p. 947-951.
177. Russel J.K. Metamorphism of the Thompson nickel belt gneisses, Paint Lake, Manitoba. - Can. J. Earth Sci., 1981, 18, N 2, p. 191-209.
- 177a. Sharpe M. Metasomatic zonation of an ultramafic lens at Ikatog, near Faringehavn southern West Greenland. - Grøn. Geol. Underbult. 135, Kovenhawn, 1980, p. 32.
178. Saxena S.K. Two-pyroxene geothermometer: a model with an approximate solution. - Amer. Miner., 1976, 61, N 7/8, p. 643-652.
179. Selvan T.A., Janardhan A.S. Significance of ultramafic and associated enclaves in a char-

- nockite quarry near Bhavanisagar, Tamil Nadu. - *J. Geol. Soc. India*, 1979, 20, N 11, p. 562-564.
180. *Simmons F.C., Lindsley D.H., Papike J.J.* Phase relations and crystallisation contact-metamorphosed rock from the Gunflint Iron Formation, Manitoba. - *J. Petrol.*, 1974, 15, N 3, p. 539-565.
 181. *Spear F.S.* NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. An empirical model. - *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1980, 72, N 1, p. 33-41.
 182. *Spear F.S.* An experimental study of stability and compositional variability in amphibole. - *Amer. J. Sci.*, 1981, 281, N 6, p. 697-734.
 183. *Stephenson N.C.* Precambrian amphibolites and basic granulites of the south coast of western Australia. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1980, 27, N 1/2, p. 91-104.
 184. *Turnock A.C., Lindsley D.H.* Experimental determination of pyroxene solvi for $P = 1$ kbar at 900 and 1000 °C. - *Can. Miner.*, 1981, 19, N 2, p. 255-267.
 185. *Turnock A.C., Lindsley D.H., Grover J.E.* Synthesis and unit cell parameters of Ca - Fe - Mg pyroxenes. - *Amer. Miner.*, 1973, 58, N 1/2, p. 50-59.
 186. *Villioen M.J., Viljoen R.P.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. - *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 1969, 2, p. 55-86.
 187. *Viswanathan S.* Rocks of unusual chemistry in the charnockitic terrains of India, and their geological significance. - *Geol. Mag.*, 1975, 115, N 1, p. 63-69.
 188. *Weaver B.L., Tarney J.* Chemical changes during dyke in high-grade basement terrains. - *Nature*, 1981, 289, N 5793, p. 47-49.
 189. *Weber W., Scoates R.F.* Archaean and proterozoic metamorphism in the northwestern Superior Province and along the Churchill - Superior boundary, Manitoba. - *Pao. Geol. Surv. Can.*, 1978, N 78-10, p. 5-16.
 190. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems. - *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1977, 61, N 2, p. 129-131.
 191. *Wells P.R.A.* Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, southern-west Greenland. - *J. Petrol.*, 1979, 2, N 2, p. 187-226.
 192. *Williams D.A.* Archaean ultramafic and associated rocks, Mt Monger, Western Australia. - *J. Geol. Soc. Austral.*, 1972, 19, pt 2, p. 163-189.
 193. *Windley B.F., Herd R.K., Bowden A.A.* The Fiskenasset complex West Greenland. Pt 1. - *Greenlands Geol. Under. bull.*, 1973, N 106, p. 1-80.
 194. *Windley B.F., Smith J.V.* The Fiskenasset. Pt 2. - *Gronlands Geol. Under., bull.*, 1974, N 108, p. 1-60.
 195. *Wood B.J.* The partition of iron and magnesium between garnet and clinopyroxene. - *Carnegie Inst. Wash. Year-book*, 1976, 75, p. 571-573.
 196. *Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and Orthopyroxene-clinopyroxene in simple and complex systems. - *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1973, 42, N 2, p. 109-124.
 197. *Woodford P.J., Wilson A.F.* Chemistry of coexisting pyroxenes, hornblends and plagioclases in mafic granulites Strongways Range, Central Australia. - *Neues Jahrb. Mineral. Abh. Band.*, 1976, 128, N 1, p. 1-40.
 198. *Wynne-Edwards H.R.* The Grenville province and its tectonic signification. - *Gepl. Assoc. Can. Pric.*, 1964, 15, pt 2, p. 53-63.
 199. *Yokoyama K.* Finding of plagioclase-bearing granulite from the Yratsu epidote amphibolite mass in central Shikoku. - *J. Geol. Jap.*, 1975, 82, N 8, p. 549-551.

Химический состав (%) минералов из парагенезисов докембрийских метабазитов и родственных им пород

Оксид	1			2			3		4	
	Рп	Мп	Гр	Рп	Мп	Рог	Рп	Мп	Рп	Гр
<i>Днестровско-Бугский район (Украинский щит)</i>										
SiO ₂	49,26	50,63	36,96	48,10	49,56	43,23	48,68	50,53	49,20	38,64
TiO ₂	—	0,01	0,04	0,01	—	1,48	—	0,03	—	0,02
Al ₂ O ₃	0,03	0,66	20,21	0,20	0,55	12,17	0,66	0,98	0,20	19,40
Fe ₂ O ₃	1,68	1,29	1,76	2,10	2,30	2,45	1,72	2,02	1,17	2,49
FeO	32,90	14,36	23,66	31,30	12,60	19,80	32,47	14,65	33,80	27,01
MnO	0,60	1,76	7,68	3,90	1,60	0,25	3,95	1,65	1,30	3,34
MgO	13,92	10,16	4,43	10,88	10,50	6,15	12,28	10,04	11,60	2,03
CaO	0,23	19,35	4,38	1,70	20,50	12,67	0,10	19,06	1,60	6,61
Na ₂ O	0,16	0,53	0,23	0,12	0,40	0,12	0,55	0,35	0,08	0,12
K ₂ O	—	0,05	—	0,08	0,12	0,22	—	—	—	0,06
H ₂ O	0,04	0,26	0,28	0,28	0,40	0,24	—	0,18	0,20	0,14
П.п.п.	0,40	0,51	—	1,13	1,22	1,48	0,08	—	0,90	0,24
Сумма	99,56	99,54	99,73	99,80	99,75	100,26	100,49	99,49	100,05	100,10
X _{Fe}	0,584	0,461	0,799	0,657	0,465	0,643	0,635	0,503	0,636	0,894

Продолжение приложения

Оксид	5			6		7		8		9	
	Рп	Мп	Гр	Рп	Мп	Рп	Гр	Рп	Гр	Рп	Мп
SiO ₂	49,06	50,90	37,41	48,93	50,56	48,38	37,42	48,77	36,91	49,96	50,62
TiO ₂	—	—	0,02	0,01	—	0,03	0,03	—	—	0,12	0,19
Al ₂ O ₃	0,31	0,71	19,50	0,34	0,77	0,65	20,67	0,28	19,80	1,64	1,64
Fe ₂ O ₃	1,96	3,38	3,24	2,92	2,34	3,96	0,81	2,08	4,37	—	1,72
FeO	32,61	13,07	23,71	31,03	14,36	32,00	26,06	32,33	21,66	29,38	11,06
MnO	4,20	1,80	8,64	4,05	1,90	0,04	5,50	4,20	9,40	1,32	0,44
MgO	11,39	9,98	1,64	11,32	9,84	13,94	4,18	11,31	2,42	16,51	12,37
CaO	0,66	19,40	5,47	0,95	18,95	0,93	4,18	0,78	5,90	0,69	21,23
Na ₂ O	0,03	0,35	0,09	—	0,29	—	0,05	—	—	0,09	0,45
K ₂ O	—	—	0,09	—	—	—	—	—	—	0,05	0,05
H ₂ O	0,04	0,18	0,22	0,12	0,12	—	0,18	0,08	—	0,16	0,08
П.п.п.	0,19	0,21	0,41	0,12	0,38	0,32	0,09	0,35	—	0,37	0,37
Сумма	100,45	99,98	100,44	99,79	99,51	100,25	99,83	100,26	100,48	99,88	100,24
X _{Fe}	0,655	0,502	0,917	0,635	0,512	0,589	0,809	0,656	0,878	0,511	0,372

Продолжение приложения

Оксид	10		11		12		13			14	
	Мп	Гр	Рп	Мп	Рог	Рог	Рп	Мп	Гр	Мп	Гр
SiO ₂	51,21	37,15	50,00	50,92	43,64	47,20	47,80	49,10	37,79	49,40	36,95
TiO ₂	—	0,01	0,21	0,16	1,71	1,20	—	0,04	0,02	0,05	0,13
Al ₂ O ₃	0,71	20,61	1,10	1,75	11,75	15,10	1,00	0,90	19,01	1,25	19,70
Fe ₂ O ₃	2,10	2,00	2,54	1,05	3,37	3,10	2,23	2,60	4,04	2,14	2,54
FeO	12,90	22,26	28,87	10,34	15,23	10,90	30,70	15,50	23,17	15,08	26,00
MnO	0,70	7,48	0,85	0,47	0,30	0,22	4,00	0,80	5,32	2,13	6,07
MgO	11,30	4,71	15,55	12,72	9,95	7,90	10,20	7,60	0,33	9,41	2,40
CaO	19,95	4,38	0,72	21,42	10,91	10,21	3,00	22,10	9,23	19,25	6,35
Na ₂ O	0,38	0,05	0,02	0,42	0,70	2,20	0,16	0,08	0,16	0,36	0,10
K ₂ O	—	—	—	—	0,68	0,40	0,12	—	0,06	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,26	0,14	—	—	0,19	0,14	0,10	0,16	—	0,14
П.п.п.	0,38	0,32	—	1,07	1,59	1,63	0,80	1,00	0,96	0,82	—
Сумма	99,63	99,82	100,00	100,32	99,83	100,25	100,15	99,82	100,25	99,89	100,38
X _{Fe}	0,435	0,780	0,536	0,342	0,462	0,536	0,669	0,579	0,980	0,533	0,883

Продолжение приложения

Оксид	15		16		17			18		
	Рп	Гр	Рп	Гр	Рп	Гц	Гр	Рп	Гр	Мп
SiO ₂	48,74	37,08	48,23	37,04	49,49	0,21	38,08	50,33	37,24	50,78
TiO ₂	0,04	0,02	0,07	0,03	0,07	сл.	0,01	0,03	0,02	0,07
Al ₂ O ₃	0,44	19,57	0,45	20,53	0,77	61,70	20,62	0,88	20,86	0,94
Fe ₂ O ₃	1,88	3,04	0,79	0,50	1,48	1,85	0,30	1,64	1,66	1,09
FeO	33,76	26,72	36,10	31,46	32,33	31,10	31,84	29,24	27,96	13,33
MnO	1,80	4,92	0,43	1,83	1,10	0,12	1,64	0,38	1,64	0,20
MgO	12,76	2,73	12,08	1,79	13,73	4,90	1,60	16,08	3,71	11,87
CaO	0,66	6,13	0,35	5,77	0,66	0,12	6,18	0,63	6,46	20,54
Na ₂ O	0,10	—	0,12	0,05	—	—	0,01	0,12	0,05	0,20
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—	0,08
H ₂ O ⁻	—	0,10	0,24	0,38	0,16	—	0,14	—	0,26	0,06
П.п.п.	0,21	—	1,29	0,36	0,13	—	—	0,75	0,51	0,30
Сумма	100,39	100,21	100,15	99,74	99,92	100,00	100,42	100,16	100,37	99,55
X _{Fe}	0,621	0,867	0,634	0,913	0,587	0,781	0,922	0,520	0,817	0,409

Продолжение приложения

Оксид	19			20			21		22	
	Рп	Гр	Би	Рп	Мп	Рог	Рп	Рог	Рп	Гр
SiO ₂	48,60	37,03	37,50	48,45	49,34	41,84	48,50	41,30	52,29	38,00
TiO ₂	0,07	0,07	5,36	0,03	0,03	0,46	0,01	1,69	0,05	0,02
Al ₂ O ₃	1,66	21,15	13,22	0,64	1,05	11,19	0,81	12,28	0,88	22,50
Fe ₂ O ₃	0,38	0,63	2,76	1,68	1,57	5,86	2,37	4,99	0,98	0,60
FeO	34,19	30,74	16,99	35,85	16,94	18,61	33,73	17,58	6,93	21,84
MnO	0,88	3,28	0,16	0,63	0,74	0,25	0,93	0,33	0,45	1,74
MgO	11,86	3,72	10,88	11,67	9,50	7,66	11,98	7,00	15,25	8,26
CaO	0,22	2,89	0,38	0,69	19,38	10,27	0,77	10,81	21,93	6,95
Na ₂ O	0,30	0,20	0,10	0,12	0,80	0,81	0,04	1,45	0,20	0,05
K ₂ O	0,10	0,01	8,28	0,08	0,05	1,23	—	1,02	—	—
H ₂ O ⁻	0,04	0,13	0,22	0,10	0,26	0,09	—	—	—	0,22
П.п.п.	1,35	0,01	2,26	0,22	0,25	1,93	0,36	1,79	0,99	0,20
Сумма	99,57	99,77	99,65	100,16	99,91	100,20	99,50	100,24	99,95	100,38
X _{Fe}	0,626	0,837	0,467	0,646	0,530	0,577	0,633	0,585	0,233	0,616

Продолжение приложения

Оксид	23			24	25		26		27	
	Рп	Гр	Би	Гр	Рп	Гр	Би	Гр	Би	Гр
SiO ₂	49,50	38,80	35,30	38,90	50,40	39,70	34,79	37,55	34,65	36,90
TiO ₂	0,03	0,04	1,92	0,06	0,02	0,02	2,65	0,07	2,45	0,12
Al ₂ O ₃	1,14	20,65	15,65	20,88	1,00	20,66	17,67	20,94	17,70	21,71
Fe ₂ O ₃	2,47	5,17	5,06	4,24	2,00	1,80	9,57	0,16	7,36	0,19
FeO	34,68	27,76	21,00	28,16	32,69	27,36	14,94	35,12	16,04	32,56
MnO	0,62	1,40	0,06	1,20	1,11	2,33	0,05	2,11	0,16	4,98
MgO	11,44	2,62	9,01	3,42	11,37	2,43	5,97	1,89	7,24	1,45
CaO	0,42	3,74	0,30	3,21	0,77	5,46	0,28	1,24	0,28	1,52
Na ₂ O	0,04	0,08	0,08	0,08	—	0,11	0,44	0,32	0,30	0,30
K ₂ O	0,02	0,06	7,80	0,09	—	0,11	7,08	0,20	8,42	0,20
H ₂ O ⁻	0,02	—	—	—	—	0,06	0,50	0,12	0,60	0,14
П.п.п.	0,31	—	3,41	0,09	0,39	0,26	5,49	0,31	4,36	0,21
Сумма	100,39	100,32	99,59	100,33	99,75	100,04	99,43	100,03	99,56	100,28
X _{Fe}	0,654	0,862	0,567	0,828	0,637	0,813	0,584	0,917	0,560	0,936

Продолжение приложения

Оксид	28		29			30			31	
	Рп	Гр	Рп	Гр	Би	Рп	Гр	Би	Би	Гр
SiO ₂	50,87	38,07	45,28	38,16	34,67	47,87	38,28	34,07	33,95	38,17
TiO ₂	0,10	0,29	0,07	—	2,97	—	—	3,29	1,91	—
Al ₂ O ₃	0,40	19,73	1,15	19,94	13,39	0,40	19,59	13,97	13,69	20,00
Fe ₂ O ₃	0,24	1,80	1,36	—	3,84	0,80	—	4,28	4,31	0,56
FeO	27,65	29,52	39,89	31,68	24,14	40,14	31,68	23,87	24,86	31,39
MnO	0,72	1,37	0,70	1,40	0,08	0,60	1,54	0,06	0,10	1,48
MgO	17,57	7,13	8,40	1,82	7,00	8,73	1,84	7,03	7,34	1,78
CaO	0,68	1,70	1,42	6,44	0,12	1,04	6,44	0,06	0,12	5,62
Na ₂ O	0,09	0,09	0,12	0,20	0,20	0,10	0,20	—	0,10	0,18
K ₂ O	0,03	0,05	0,04	0,14	8,00	0,05	0,17	8,64	7,80	0,17
H ₂ O ⁻	0,20	0,10	0,12	0,06	0,80	0,14	0,02	0,30	0,53	0,02
П.п.п.	1,52	0,10	1,17	0,21	4,61	0,44	0,04	4,07	4,43	0,38
Сумма	100,07	99,95	99,72	100,05	99,82	100,31	99,80	99,64	99,14	99,75
X _{Fe}	0,471	0,709	0,736	0,911	0,659	0,727	0,910	0,770	0,655	0,912

Продолжение приложения

Оксид	32		33				34			35		
	Рп	Гр	Рп	Рог	Гр	Би	Рп	Гр	Би	Рп	Гр	Би
SiO ₂	48,23	38,28	47,10	39,24	37,84	33,78	47,31	37,79	34,70	47,97	37,68	33,52
TiO ₂	—	—	0,04	0,82	—	2,25	0,08	—	2,28	0,08	—	3,19
Al ₂ O ₃	0,50	19,96	0,42	11,82	19,90	15,29	0,55	19,56	14,36	0,50	19,84	13,82
Fe ₂ O ₃	—	0,39	1,48	5,38	—	3,42	0,67	0,08	2,66	0,33	0,24	4,17
FeO	40,81	31,54	39,72	21,26	31,40	24,28	40,32	31,68	24,71	40,38	31,68	23,70
MnO	0,58	1,62	0,56	0,17	1,48	0,08	0,62	1,48	0,06	0,50	1,34	0,05
MgO	8,50	1,70	8,55	5,56	1,80	7,46	8,86	2,73	7,08	8,62	1,99	6,94
CaO	0,81	6,20	0,87	10,18	6,64	0,17	0,71	6,20	—	1,04	6,61	0,22
Na ₂ O	0,10	0,18	0,05	1,36	0,18	—	0,13	0,18	0,20	0,10	0,18	0,22
K ₂ O	0,05	0,17	—	1,50	0,16	8,64	0,04	0,15	8,37	0,05	0,10	8,09
H ₂ O ⁻	0,27	0,02	0,16	0,32	0,04	0,30	0,06	0,04	0,33	0,27	0,04	—
П.п.п.	0,30	0,21	0,61	2,20	0,41	4,29	0,29	0,37	4,47	0,45	0,07	5,83
Сумма	100,15	100,27	99,56	99,81	99,85	99,85	99,64	100,26	98,82	99,22	99,77	99,75
X _{Fe}	0,729	0,916	0,732	0,682	0,911	0,646	0,725	0,867	0,662	0,728	0,906	0,657

Продолжение приложения

Оксид	36		37		38		39		40		41	
	Рп	Гр	Рп	Рог	Рп	Гр	Рп	Рог	Мп	Рог	Рп	Мп
SiO ₂	47,66	38,46	48,99	42,65	47,92	38,19	48,18	40,55	52,51	40,32	48,54	50,98
TiO ₂	0,07	—	0,18	2,16	—	—	—	0,22	0,01	0,03	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	0,40	19,90	0,70	10,30	0,40	19,84	0,80	12,06	0,78	12,02	1,28	0,55
Fe ₂ O ₃	1,10	0,08	0,52	2,92	0,87	0,16	1,12	4,75	0,74	4,82	0,05	1,33
FeO	39,95	31,68	33,77	17,52	39,70	31,10	35,78	19,40	6,54	15,44	31,88	12,67
MnO	0,80	2,12	0,86	0,22	0,67	1,76	2,90	0,60	0,65	0,56	0,60	0,42
MgO	8,58	1,83	12,50	7,90	9,11	1,83	9,51	6,11	14,67	9,26	16,42	11,68
CaO	0,81	5,50	0,93	11,81	1,04	6,20	1,10	11,03	22,75	11,12	0,71	21,54
Na ₂ O	0,16	0,18	0,10	1,12	0,10	0,15	0,10	0,64	0,11	0,85	0,35	0,36
K ₂ O	0,05	0,14	0,06	1,20	0,05	0,16	0,05	1,86	—	1,71	0,03	0,02
H ₂ O ⁻	0,38	—	0,36	0,02	0,20	0,02	0,20	—	0,10	0,40	0,12	0,14
П.п.п.	0,40	0,34	0,72	2,17	0,21	0,35	0,10	2,25	0,99	2,94	0,40	—
Сумма	100,36	100,23	99,69	99,99	100,27	99,76	99,84	99,47	99,55	99,47	100,37	99,74
X _{Fe}	0,732	0,912	0,612	0,554	0,777	0,910	0,701	0,640	0,231	0,483	0,521	0,400

Продолжение приложения

Оксид	42		43		44		45		46		47	
	Рп	Мп	Рп	Мп	Мп	Гр	Рп	Гр	Рп	Гр	Рп	Гр
SiO ₂	48,42	50,00	48,90	—	51,48	37,25	46,84	36,82	47,62	37,54	46,48	36,80
TiO ₂	0,04	0,03	0,05	—	0,09	0,04	0,15	0,13	0,25	0,05	0,04	0,05
Al ₂ O ₃	1,56	2,36	0,64	—	1,83	21,84	3,60	21,67	1,35	21,88	1,08	21,14
Fe ₂ O ₃	2,11	1,14	1,00	—	1,08	2,29	1,86	1,80	5,62	1,12	3,75	1,90
FeO	32,61	14,26	32,68	14,86	6,58	26,88	33,85	32,18	24,42	29,17	38,30	30,46
MnO	0,82	0,38	1,01	—	0,74	1,20	0,13	0,40	0,08	0,28	0,27	0,64
MgO	12,76	9,77	13,12	9,53	15,00	3,98	12,62	3,20	19,56	7,27	8,73	2,26
CaO	1,40	21,62	1,42	20,68	22,28	5,58	0,56	3,30	0,70	2,28	1,24	6,30
Na ₂ O	0,04	0,04	0,12	—	0,20	0,05	0,05	0,05	0,08	—	0,04	0,05
K ₂ O	—	0,14	0,03	—	0,10	0,10	0,10	0,20	0,06	0,04	0,04	0,10
H ₂ O ⁻	—	—	0,10	—	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	—	0,02
П.п.п.	0,20	0,36	0,67	—	0,09	0,45	0,45	0,51	0,28	0,20	0,32	0,09
Сумма	99,96	100,35	99,74	—	100,48	99,67	100,22	100,27	100,02	99,83	100,24	99,81
X _{Fe}	0,603	0,474	0,589	0,467	0,237	0,798	0,613	0,857	0,458	0,694	0,729	0,885

Продолжение приложения

Оксид	48			49		50		51		52		
	Мп	Рог	Би	Мп	Рп	Рп	Спф	Рп	Мп	Рп	Мп	Рог
SiO ₂	51,95	44,80	39,66	47,80	47,05	—	18,34	48,60	49,10	52,78	51,76	42,35
TiO ₂	0,05	0,48	0,05	0,26	—	—	0,02	0,12	0,24	0,10	0,25	1,40
Al ₂ O ₃	1,58	12,97	21,75	2,68	0,62	2,96	56,60	1,04	0,90	2,28	3,20	13,56
Fe ₂ O ₃	1,41	2,42	2,26	2,00	0,35	—	4,39	0,45	1,38	1,04	0,91	2,32
FeO	5,39	7,58	19,47	21,64	41,43	7,80	1,72	36,60	16,09	15,84	4,75	6,60
MnO	0,35	0,21	1,54	1,27	2,58	—	0,09	0,82	0,39	0,39	0,15	0,15
MgO	15,98	14,09	6,84	4,30	6,25	33,28	16,46	11,75	9,60	26,02	15,75	15,95
CaO	21,50	12,34	7,55	19,02	1,45	0,35	0,47	0,59	20,23	0,23	21,90	12,46
Na ₂ O	0,10	0,52	0,18	0,30	0,16	—	0,19	0,05	0,27	0,14	0,48	1,74
K ₂ O	0,03	1,56	0,23	0,05	0,05	—	0,03	0,05	—	0,03	0,03	1,10
H ₂ O ⁻	0,06	—	0,12	0,56	0,22	—	1,52	0,04	0,20	0,16	0,12	0,22
П.п.п.	1,21	2,76	0,22	—	0,23	—	0,60	0,13	0,78	0,72	0,37	1,86
Сумма	99,55	99,73	99,87	99,88	100,39	—	100,43	100,24	99,18	99,73	99,53	99,71
X _{Fe}	0,198	0,232	0,615	0,736	0,788	0,116	0,162	0,644	0,509	0,270	0,169	0,188

Продолжение приложения

Оксид	53			54			55		56		
	Рп	Мп	Рог	Рп	Мп	Мт	Рп	Мп	Рп	Мп	Рог
SiO ₂	47,20	49,32	41,62	49,56	50,02	0,90	48,58	50,60	52,27	52,46	46,27
TiO ₂	0,08	0,20	1,71	0,20	0,27	0,38	0,20	0,19	0,06	0,12	1,34
Al ₂ O ₃	0,64	1,44	10,57	1,28	2,72	0,50	0,65	0,76	0,81	0,80	9,03
Fe ₂ O ₃	2,10	0,80	3,74	0,79	1,76	64,62	1,00	0,98	0,15	0,59	2,38
FeO	36,43	18,43	20,26	25,20	8,93	31,40	35,27	14,22	23,33	7,60	10,78
MnO	1,15	0,62	9,27	1,04	0,42	0,06	0,82	0,29	0,58	0,24	0,20
MgO	10,35	8,10	6,58	19,91	12,40	0,38	12,49	10,30	20,73	14,72	14,77
CaO	1,18	19,42	10,10	0,71	21,57	0,18	0,47	21,13	0,35	21,86	10,56
Na ₂ O	0,13	0,35	1,68	0,13	0,56	0,12	0,09	0,27	0,10	0,27	1,68
K ₂ O	0,04	0,03	0,50	0,03	0,03	0,06	0,03	—	0,03	—	0,35
H ₂ O ⁻	0,10	0,22	0,06	0,16	0,16	0,04	0,04	0,08	0,08	0,01	—
П.п.п.	0,41	0,68	2,45	0,66	0,91	0,09	0,10	0,78	0,15	0,78	2,29
Сумма	99,81	99,61	99,54	99,67	99,75	99,67	99,75	99,60	99,64	99,45	99,65
X _{Fe}	0,682	0,578	0,633	0,432	0,331	—	0,624	0,456	0,393	0,242	0,344

Продолжение приложения

Оксид	57			58		59			60		
	Рп	Мп	Рог	Рп	Рог	Рп	Мп	Рог	Рп	Мг	Ил
SiO ₂	50,60	50,95	43,90	48,44	43,62	49,43	50,55	44,38	49,28	0,54	0,12
TiO ₂	0,12	0,24	2,08	0,19	1,13	0,16	0,18	1,24	0,16	0,93	49,88
Al ₂ O ₃	0,87	1,80	10,08	1,27	11,28	1,03	1,41	10,04	0,25	1,41	1,17
Fe ₂ O ₃	2,39	1,06	3,07	1,88	3,33	0,90	1,41	2,82	3,29	64,64	6,20
FeO	27,60	11,65	14,37	33,61	18,16	33,03	13,87	17,06	28,74	30,60	40,12
MnO	0,60	0,25	0,16	0,83	0,17	0,58	0,36	0,12	0,32	0,06	1,44
MgO	16,58	12,21	10,96	12,49	8,19	13,54	10,66	10,03	17,21	0,65	1,13
CaO	0,81	20,61	11,01	0,51	10,27	0,71	20,43	11,16	0,75	0,07	—
Na ₂ O	0,10	0,32	1,60	0,15	1,65	0,15	0,35	1,50	0,15	0,20	—
K ₂ O	0,05	—	0,44	0,10	0,30	0,05	0,05	0,20	0,05	0,05	0,04
H ₂ O ⁻	0,21	0,04	—	—	0,28	—	0,04	—	0,04	0,06	—
П.п.п.	0,20	0,70	2,04	0,25	2,06	0,11	0,96	1,89	0,96	0,61	—
Сумма	100,13	99,84	99,71	99,72	100,44	99,69	100,27	100,44	100,27	99,82	100,00
X _{Fe}	0,507	0,371	0,424	0,619	0,554	0,588	0,449	0,488	0,511	0,964	—

Продолжение приложения

Оксид	61		62				63		64	
	Рп	Ил	Рп	Гр	Рог	Би	Рп	Гр	Рп	Мп
SiO ₂	48,87	2,16	51,11	39,33	41,61	38,20	—	38,20	51,33	—
TiO ₂	0,48	53,17	0,18	0,13	2,68	3,18	—	0,07	0,13	—
Al ₂ O ₃	0,90	0,70	1,22	20,66	12,94	17,92	0,38	21,18	1,06	—
Fe ₂ O ₃	2,28	21,46	0,36	0,09	3,30	3,62	—	1,36	1,67	—
FeO	27,87	21,26	25,14	26,58	10,90	12,50	25,40	19,62	26,10	9,16
MnO	0,96	0,25	0,75	1,50	0,06	0,06	—	5,62	0,60	—
MgO	16,83	0,37	19,85	6,65	13,15	12,25	19,92	4,21	18,32	13,10
CaO	0,71	0,24	0,47	5,21	10,70	0,81	0,65	8,70	0,50	21,98
Na ₂ O	0,08	0,20	0,08	0,15	1,60	0,72	—	0,20	0,07	—
K ₂ O	—	—	—	0,15	1,05	7,40	—	0,16	—	—
H ₂ O ⁻	0,08	—	—	—	0,10	—	—	0,02	—	—
П.п.п.	1,02	0,47	1,29	—	1,35	2,67	1,25	0,48	0,61	0,80
Сумма	100,10	100,28	100,45	100,45	99,44	99,33	—	99,82	100,39	—
X _{Fe}	0,507	—	0,426	0,703	0,318	0,364	0,417	0,771	0,463	0,282

Продолжение приложения

Оксид	65			66		67	68	69	70		71	
	Рп	Гр	Би	Гр	Рп	Рог	Рп	Рп	Рп	Рог	Рп	Рог
SiO ₂	50,50	39,57	37,36	37,30	51,56	48,30	55,02	55,42	52,95	50,55	50,70	49,42
TiO ₂	0,18	0,04	4,80	0,05	0,05	0,58	0,17	0,14	0,17	0,74	9,10	1,24
Al ₂ O ₃	1,44	20,63	15,14	21,05	5,70	8,92	2,14	2,17	2,17	8,91	1,78	7,05
Fe ₂ O ₃	1,48	1,04	1,70	—	0,76	0,45	0,32	—	2,88	0,04	1,43	1,04
FeO	22,75	24,91	13,71	23,94	14,78	4,60	7,63	7,92	8,06	4,31	14,69	10,77
MnO	0,43	1,48	0,05	0,52	0,14	0,90	0,20	0,23	0,38	0,18	2,10	0,89
MgO	20,76	6,46	14,32	11,74	26,50	20,27	33,60	34,00	32,42	20,15	18,08	16,30
CaO	0,94	5,03	0,40	5,53	0,42	11,57	—	—	—	11,45	10,52	10,28
Na ₂ O	0,11	0,15	0,13	0,06	—	1,20	0,16	0,04	0,08	0,83	0,24	1,14
K ₂ O	0,05	0,23	9,25	0,16	—	0,16	0,05	—	0,05	0,09	0,05	0,16
H ₂ O ⁺	0,02	—	0,20	0,04	0,06	—	0,21	0,01	0,01	0,12	—	—
П.п.п.	1,21	0,47	2,89	—	0,25	2,60	0,68	0,40	0,40	2,33	—	1,95
Сумма	99,87	100,01	99,77	100,39	100,26	99,55	100,18	100,33	99,57	99,70	99,69	100,24
X _{Fe}	0,398	0,696	0,349	0,539	0,248	0,113	0,138	0,140	0,156	0,107	0,331	0,270

Продолжение приложения

Оксид	72		73		74		75			76		
	Рп	Рог	Рп	Рог	Рп	Рог	Рп	Мп	Рог	Рп	Мп	Рог

Днестровско-Бугский район

Приазовский район (Украинский щит)

SiO ₂	51,14	47,85	50,80	47,84	50,65	47,36	49,33	50,06	42,06	49,09	50,95	45,01
TiO ₂	0,14	1,34	0,12	1,34	0,12	1,34	0,15	0,15	1,67	0,27	0,06	1,45
Al ₂ O ₃	2,00	9,91	1,71	9,30	1,25	9,60	1,23	1,88	12,37	1,35	2,17	9,94
Fe ₂ O ₃	0,15	0,11	3,35	0,34	0,96	0,67	1,15	1,00	2,81	0,69	1,09	1,91
FeO	18,50	9,77	21,60	12,06	23,90	12,06	31,61	13,07	15,37	30,31	11,35	14,65
MnO	0,68	0,67	0,90	0,50	1,20	0,50	0,88	0,52	0,20	0,71	0,28	0,14
MgO	25,87	16,57	20,67	14,62	20,56	14,78	13,86	11,28	9,06	15,22	10,81	11,30
CaO	0,57	10,06	0,34	10,17	0,46	10,17	0,86	20,00	11,76	0,92	21,56	11,20
Na ₂ O	0,24	1,52	0,12	1,36	0,20	1,29	0,40	0,66	1,70	0,60	0,50	1,56
K ₂ O	0,05	0,18	0,05	0,27	0,11	0,32	0,14	0,07	1,26	—	0,10	0,36
H ₂ O ⁺	0,12	—	—	—	—	0,02	0,08	0,12	0,06	0,04	0,12	0,12
П.п.п.	0,30	1,64	0,20	1,74	0,25	1,94	0,62	1,22	1,98	0,78	1,09	2,50
Сумма	99,46	99,62	99,89	99,54	99,66	100,05	100,31	100,03	100,30	99,98	100,08	100,14
X _{Fe}	0,286	0,249	0,400	0,316	0,403	0,313	0,575	0,419	0,488	0,538	0,396	0,421

Продолжение приложения

Оксид	77				78			79		80		
	Рп	Мп	Гр	Фа	Рп	Гр	Фа	Рп	Гр	Рог ₁	Рог ₂	Кум
<i>Приазовский район (Украинский шит)</i>												
SiO ₂	46,58	47,22	37,39	29,82	46,20	37,16	30,19	47,71	38,36	45,97	51,98	55,69
TiO ₂	0,38	0,30	0,44	0,50	0,15	0,04	0,20	0,10	0,18	0,49	0,32	0,05
Al ₂ O ₃	0,97	2,02	21,02	2,27	0,89	16,47	—	0,23	21,37	11,04	5,35	0,78
Fe ₂ O ₃	1,94	4,90	6,96	2,40	0,18	4,63	1,60	0,20	0,84	4,25	1,55	2,51
FeO	42,66	22,52	24,00	60,84	46,19	30,23	65,20	39,74	29,81	3,88	6,79	8,38
MnO	0,06	0,02	0,10	0,04	0,14	1,42	0,14	1,56	0,11	0,03	0,20	0,16
MgO	3,98	2,97	1,45	1,81	3,46	2,68	1,65	8,40	0,91	17,94	18,67	0,24
CaO	3,06	19,52	8,90	2,00	2,40	6,60	0,80	0,90	7,79	11,42	12,04	29,99
Na ₂ O	0,01	0,35	0,10	1,01	0,08	0,12	0,08	0,17	0,20	2,12	1,30	0,08
K ₂ O	—	0,02	0,42	0,02	—	0,30	—	0,83	0,08	0,44	0,40	0,03
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	0,15	0,04	0,06	0,30	0,04	0,18
П.п.п.	—	—	—	—	0,89	0,73	—	1,05	0,20	1,10	2,02	1,86
Сумма	99,64	99,84	100,78	99,71	100,46	100,38	100,01	100,93	99,91	99,44	100,36	99,95
X _{Fe}	0,862	0,636	0,903	0,951	0,882	0,869	0,957	0,726	0,902	0,106	0,169	0,135

Продолжение приложения

Оксид	81		82		83		84		85		86	
	Мп	Акт	Рог	Ант	Мп	Рог	Мп	Рог	Мп	Рог	Мп	Рог
SiO ₂	53,39	52,97	48,29	55,60	50,52	42,50	50,88	43,00	51,35	43,99	50,80	44,82
TiO ₂	0,25	0,36	0,33	0,02	0,18	1,91	0,13	1,58	0,19	2,00	0,10	1,44
Al ₂ O ₃	0,45	3,34	8,09	0,60	1,03	10,50	0,98	10,21	1,04	8,31	3,14	9,06
Fe ₂ O ₃	0,87	2,05	2,81	0,25	1,52	6,80	2,04	3,44	0,33	5,70	0,99	5,20
FeO	4,75	5,32	4,02	10,20	13,36	12,65	12,10	15,92	12,21	13,79	7,65	10,31
MnO	0,21	0,17	0,15	0,20	0,10	0,23	0,48	0,27	0,15	0,21	0,28	0,12
MgO	16,40	20,52	19,50	31,00	10,50	10,03	10,98	9,60	11,79	10,54	14,40	14,05
CaO	21,31	11,87	11,95	0,23	20,56	11,60	21,20	11,50	21,55	11,48	21,88	11,88
Na ₂ O	0,41	0,85	1,76	0,04	0,48	1,44	0,40	1,45	0,24	1,28	0,40	1,30
K ₂ O	0,25	0,17	0,20	—	—	1,20	—	1,10	0,02	0,69	0,10	1,00
H ₂ O ⁺	0,34	0,34	0,08	0,20	—	0,06	—	0,09	—	—	—	—
П.п.п.	0,87	1,91	2,41	1,67	1,47	—	—	—	—	1,60	0,42	0,92
Сумма	99,51	99,90	99,59	100,01	99,72	100,42	100,39	100,46	100,00	99,59	99,96	100,10
X _{Fe}	0,146	0,127	0,175	0,156	0,440	0,414	0,424	0,497	0,368	0,423	0,230	0,292

Продолжение приложения

Оксид	87		88			89		90		91		
	Мп	Рог	Мп	Рог	Гр	Мп	Рог	Мп	Рог	Мп	Рог	Ил
SiO ₂	51,31	43,98	51,06	44,13	37,92	51,76	43,85	—	44,00	50,17	44,30	0,06
TiO ₂	0,14	1,30	0,23	1,98	0,04	0,23	2,60	—	2,28	0,15	1,71	50,09
Al ₂ O ₃	1,25	9,45	1,43	10,30	20,40	0,94	11,33	—	9,35	1,26	9,15	0,38
Fe ₂ O ₃	0,87	3,11	0,30	3,00	0,85	0,45	1,16	—	2,63	1,20	3,60	7,27
FeO	9,63	13,36	12,50	15,16	34,68	6,90	11,50	12,48	16,95	13,21	17,36	40,81
MnO	0,45	0,30	0,34	0,22	0,10	0,27	0,17	—	0,25	0,41	0,22	0,32
MgO	12,92	12,25	12,30	10,20	3,90	14,40	12,45	10,10	9,30	10,58	8,74	0,48
CaO	21,66	11,60	21,54	11,45	2,20	22,75	11,58	21,90	11,26	21,66	11,50	0,48
Na ₂ O	0,45	1,44	0,32	1,44	0,10	0,35	1,76	—	1,40	0,41	1,33	—
K ₂ O	—	1,05	—	0,70	—	—	1,06	—	0,62	—	0,40	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,08	0,06	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,16	2,11	0,60	1,80	0,20	1,39	2,22	—	2,20	1,01	2,10	—
Сумма	99,84	99,95	100,45	100,38	100,39	99,54	99,83	—	100,32	100,04	100,41	100,50
X _{Fe}	0,327	0,380	0,374	0,455	0,833	0,311	0,341	0,409	0,506	0,438	0,527	—

Продолжение приложения

Оксид	92			93		94	95	96	97		98	
	Рп	Мп	Рог	Рп	Гр	Рп ₁	Рп ₂	Рп	Рп	Мп	Рог	Гр
SiO ₂	49,20	50,80	42,86	46,39	38,02	47,08	46,88	49,18	Н.о.	Н.о.	47,18	38,01
TiO ₂	0,21	0,08	1,97	0,18	0,09	0,27	0,16	0,42	Н.о.	Н.о.	1,08	0,14
Al ₂ O ₃	1,60	1,17	13,52	1,86	21,33	0,98	0,30	0,45	1,04	1,93	9,68	20,92
Fe ₂ O ₃	0,97	0,75	2,02	0,45	0,27	1,49	0,18	0,16	1,12	1,68	0,90	3,05
FeO	28,16	10,32	14,07	40,31	31,03	39,65	42,62	34,56	34,41	12,01	9,50	27,00
MnO	0,76	0,34	0,26	0,11	0,38	0,40	0,32	0,59	Н.о.	Н.о.	0,08	1,00
MgO	16,08	13,96	10,00	7,86	2,15	7,84	6,88	14,42	9,47	11,52	15,01	2,83
CaO	1,28	21,08	11,04	1,30	6,26	1,03	0,93	0,74	1,19	20,11	11,42	6,37
Na ₂ O	0,40	—	2,00	0,40	0,40	0,50	0,39	0,16	0,28	0,26	2,07	0,29
K ₂ O	0,10	0,07	1,01	0,10	0,12	0,10	0,08	0,05	Н.о.	Н.о.	0,67	—
H ₂ O ⁻	0,12	0,15	0,02	0,06	0,08	0,06	—	—	Н.о.	Н.о.	—	—
П.п.п.	0,85	0,97	1,64	0,85	0,33	0,80	0,94	1,29	Н.о.	Н.о.	1,71	—
Сумма	99,73	99,77	100,35	99,87	100,46	100,20	99,68	100,07	Н.о.	Н.о.	99,30	99,77
X _{Fe}	0,510	0,365	0,441	0,744	0,890	0,748	0,778	—	—	—	0,262	0,872

Продолжение приложения

Оксид	99		100		101			102			103	
	Рог	Рп	Рог ₁	Рог ₂	Рп	Рог	Гр	Мп	Рп	Рог	Гр	Рог
SiO ₂	43,52	55,15	42,55	43,00	50,00	43,33	38,15	50,20	48,24	43,54	37,81	43,74
TiO ₂	1,50	0,20	2,38	1,50	0,59	1,82	0,17	0,20	0,15	1,62	0,05	0,50
Al ₂ O ₃	10,52	0,76	11,47	10,55	1,60	12,46	21,21	1,72	0,63	10,00	20,22	16,64
Fe ₂ O ₃	4,12	1,05	5,91	2,70	6,67	2,02	3,36	0,95	2,15	—	0,86	1,20
FeO	14,92	19,50	14,40	13,68	20,88	13,10	25,34	13,48	31,66	17,28	31,86	16,27
MnO	0,37	0,74	0,11	0,13	0,23	0,19	2,20	0,32	0,88	0,15	0,95	0,04
MgO	10,08	17,92	7,35	11,12	17,20	11,24	2,47	11,09	14,00	10,55	2,45	7,20
CaO	10,28	0,47	10,55	12,30	0,77	10,53	6,81	20,51	1,14	11,32	5,62	10,00
Na ₂ O	1,30	0,10	1,96	2,04	0,12	2,37	0,06	0,44	0,15	1,62	0,01	1,27
K ₂ O	0,51	—	1,08	1,20	—	0,48	—	0,08	0,10	1,29	—	0,27
H ₂ O ⁻	0,04	0,63	0,16	—	—	—	0,02	0,08	0,22	0,22	0,02	—
П.п.п.	2,58	2,98	1,68	1,73	1,00	1,85	0,37	1,12	1,09	1,79	0,02	2,26
Сумма	99,76	99,50	99,60	99,95	99,06	99,39	100,16	100,19	100,41	99,32	99,87	99,39
X _{Fe}	0,454	0,379	0,524	0,408	0,469	0,395	0,851	0,425	0,580	0,479	0,883	0,575

Продолжение приложения

Оксид	104		105		106		107			108	
	Рп	Мп	Мп	Рог	Рог	Гр	Рп	Мп	Рог	Рп	Гр
SiO ₂	50,75	51,16	52,02	43,65	44,64	38,23	46,64	47,68	42,91	46,75	37,40
TiO ₂	0,24	0,22	0,50	1,92	1,11	0,03	0,02	0,02	0,04	0,12	0,06
Al ₂ O ₃	1,20	2,00	0,93	11,68	10,83	20,35	0,35	0,66	9,66	0,36	20,50
Fe ₂ O ₃	1,62	2,39	—	2,76	3,03	1,85	1,73	3,67	7,87	3,58	1,25
FeO	26,06	7,09	8,06	10,97	14,77	28,25	44,90	22,04	22,48	41,80	32,08
MnO	0,56	0,16	0,26	0,18	0,29	0,66	0,20	—	0,09	0,18	0,52
MgO	17,50	14,02	14,35	11,19	9,73	3,92	5,00	4,83	3,83	6,33	1,20
CaO	0,68	20,90	22,44	12,40	10,84	5,48	0,95	20,55	10,83	0,73	7,20
Na ₂ O	0,17	0,74	0,30	1,84	1,41	0,05	0,08	0,25	0,81	0,10	0,10
K ₂ O	0,05	0,05	0,17	0,94	0,75	—	—	0,03	0,03	—	0,08
H ₂ O ⁻	0,12	0,13	0,13	0,16	0,12	0,22	—	—	0,02	0,13	0,01
П.п.п.	1,00	0,48	1,06	1,86	1,95	—	0,51	—	1,86	—	—
Сумма	100,00	99,34	100,22	99,55	99,47	100,04	99,38	99,73	100,43	100,08	100,46
X _{Fe}	0,474	0,273	0,240	0,355	0,460	0,805	0,840	0,746	0,767	0,800	0,937

Продолжение приложения

Оксид	109		110		111				112		
	Рп	Гр	Рп	Рог	Рп	Рог	Гр	Ил	Рп	Рог	Ил
SiO ₂	46,26	38,10	50,58	44,99	50,62	42,68	38,20	0,30	50,33	45,07	0,12
TiO ₂	0,19	0,07	0,10	1,90	0,17	2,23	0,21	49,50	0,12	2,47	49,49
Al ₂ O ₃	0,64	20,04	0,60	9,90	1,44	12,83	21,00	0,39	0,45	8,67	1,50
Fe ₂ O ₃	2,85	—	1,30	2,42	1,05	3,81	2,65	9,04	0,62	4,50	6,35
FeO	39,78	35,32	28,02	13,87	27,09	12,50	26,20	38,90	29,67	12,35	39,58
MnO	—	0,31	0,75	0,20	0,57	0,10	1,57	0,75	0,70	0,10	1,70
MgO	9,75	1,65	16,84	11,92	17,60	11,35	4,81	0,22	16,23	11,92	1,00
CaO	—	4,45	0,83	11,01	0,86	10,40	5,65	0,70	0,47	10,86	—
Na ₂ O	0,11	0,14	0,08	1,60	0,05	1,74	0,05	0,20	0,08	1,47	—
K ₂ O	—	0,07	—	0,45	—	0,40	—	—	—	0,53	—
H ₂ O ⁺	0,40	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	—
П.п.п.	0,46	0,20	1,02	1,76	0,36	2,00	—	—	0,92	1,49	—
Сумма	100,44	100,35	99,97	100,02	99,81	100,04	100,34	100,00	99,51	99,55	99,66
X _{Fe}	0,696	0,923	0,493	0,395	0,477	0,381	0,753	—	0,506	0,368	—

Продолжение приложения

Оксид	113		114		115		116			117		118
	Рп	Рог	Рп	Гр	Рп	Гр	Рп	Мп	Ил	Рп	Гр	Андр
SiO ₂	48,80	43,14	46,22	36,52	46,43	36,56	49,48	50,44	0,08	46,71	37,40	36,30
TiO ₂	0,31	2,01	0,01	0,06	0,06	0,04	0,50	0,32	50,66	0,08	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	0,52	12,25	0,24	19,95	0,19	20,21	0,98	1,42	0,44	0,35	20,50	1,25
Fe ₂ O ₃	2,95	2,40	1,84	2,32	2,48	1,70	3,99	1,42	8,72	3,15	1,25	27,95
FeO	31,46	16,45	45,70	32,47	44,82	32,75	27,92	11,35	38,97	43,24	32,08	1,58
MnO	0,28	0,11	0,19	0,40	0,13	0,30	0,23	0,15	0,64	0,21	0,52	0,13
MgO	14,82	9,04	4,16	1,40	4,48	1,09	14,98	11,79	0,62	5,37	1,20	0,09
CaO	0,84	10,63	0,85	6,59	0,90	7,55	0,74	21,55	0,12	1,16	7,20	31,84
Na ₂ O	0,15	1,50	0,13	0,05	0,13	0,05	0,32	0,24	0,02	0,10	0,10	0,12
K ₂ O	0,05	0,75	0,05	—	0,05	—	0,06	0,02	—	0,03	0,08	0,05
H ₂ O ⁺	0,04	—	0,18	0,26	—	0,24	—	—	—	0,02	0,01	0,12
П.п.п.	0,12	2,06	0,06	—	0,06	—	0,47	0,92	—	—	—	0,25
Сумма	100,34	100,34	99,63	100,02	99,73	100,48	99,67	100,00	100,27	100,42	100,40	99,75
X _{Fe}	0,563	0,505	0,865	0,969	0,855	0,944	0,541	0,375	—	0,819	0,937	—

Продолжение приложения

Оксид	119			120			121			122		
	Рп ₁	Мп	Рп ₂	Рог	Рп	Мп	Рог	Рп	Мп	Рог	Рп	Мп
<i>Восточные районы Восточно-Европейской платформы</i>												
SiO ₂	50,75	51,16	47,04	44,15	49,96	50,85	41,86	48,77	50,45	40,62	49,84	52,09
TiO ₂	0,24	0,22	0,01	1,60	0,28	0,20	2,12	0,16	0,20	0,64	0,22	0,30
Al ₂ O ₃	1,20	2,00	0,25	11,94	1,05	1,79	11,09	0,56	1,86	12,02	0,83	1,48
Fe ₂ O ₃	1,62	2,39	2,35	2,75	1,88	2,10	2,66	1,92	0,94	4,94	0,63	0,88
FeO	26,06	7,09	43,68	16,00	29,76	10,88	20,80	32,68	14,38	15,98	30,06	11,30
MnO	0,56	0,16	0,19	0,10	0,44	0,14	0,17	0,90	0,42	0,20	0,28	0,12
MgO	17,50	14,02	5,40	10,12	15,00	12,94	6,75	12,05	10,20	9,59	15,70	10,44
CaO	0,68	20,90	0,79	10,84	0,83	20,25	10,71	0,83	20,55	11,00	0,87	21,85
Na ₂ O	0,17	0,74	0,13	1,27	0,02	0,38	1,55	0,10	0,22	0,82	0,16	0,38
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,70	—	Сл.	0,62	0,02	0,10	1,69	—	0,08
H ₂ O ⁻	0,12	0,13	0,26	Следы	0,42	0,06	0,15	0,02	0,16	0,19	—	0,08
П.п.п.	1,00	1,00	—	1,22	—	0,22	1,70	0,39	0,94	2,45	1,35	1,18
Сумма	99,99	99,86	100,15	100,69	99,64	99,81	100,18	100,40	100,42	100,04	99,94	100,18
X _{Fe}	0,470	0,270	0,827	0,470	0,527	0,320	0,633	0,617	0,442	0,483	0,518	0,378

Продолжение приложения

Оксид	123			124		125		126			127	
	Гр	Рог	Мп	Гр	Рп	Гр	Рп	Гр	Рп	Би	Гр	Рп
SiO ₂	36,96	43,60	—	37,90	49,66	38,97	51,19	38,04	47,28	34,12	37,50	49,00
TiO ₂	0,02	1,84	—	0,04	0,16	0,11	0,26	—	0,06	2,09	0,03	0,12
Al ₂ O ₃	20,90	10,55	—	21,45	1,77	20,78	1,33	20,23	0,76	15,43	20,15	1,97
Fe ₂ O ₃	1,65	Сл.	—	0,49	0,54	0,10	0,49	—	1,33	2,96	1,26	2,46
FeO	27,18	17,08	11,70	30,98	28,70	26,78	25,60	31,52	39,80	24,89	31,19	28,20
MnO	1,93	0,30	0,18	0,44	0,36	0,94	0,20	1,20	0,42	0,02	0,76	0,18
MgO	3,88	10,75	10,56	2,52	15,99	6,77	19,22	1,88	8,86	7,67	2,58	15,52
CaO	6,95	11,02	21,60	5,97	1,42	5,40	0,66	6,06	0,79	0,11	6,89	0,62
Na ₂ O	0,01	1,80	—	0,19	0,09	0,02	0,08	0,16	0,05	0,02	0,04	0,12
K ₂ O	—	1,29	—	0,09	0,06	0,01	—	0,09	Сл.	8,77	Сл.	0,06
H ₂ O ⁻	—	0,22	—	0,10	0,22	—	0,04	0,02	0,16	0,30	0,19	0,18
П.п.п.	0,24	1,73	—	0,32	1,40	—	1,32	0,41	0,69	4,59	Сл.	1,22
Сумма	99,72	100,18	—	100,49	100,37	99,88	100,39	99,61	100,20	100,97	100,59	99,65
X _{Fe}	0,797	0,471	0,383	0,873	0,582	0,883	0,428	0,904	0,716	0,615	0,871	—

Окончание приложения

Оксид	127	128		129		130		131		132			133
	Би	Рп ₁	Рп ₂	Рог	Мп	Гр	Гц	Рог	Ил	Гр	Рп	Би	Рп
SiO ₂	38,53	47,92	50,08	42,94	51,60	38,69	—	42,80	0,25	37,00	49,59	38,67	48,19
TiO ₂	5,60	0,06	0,04	2,40	0,34	0,09	0,1	0,42	55,16	0,07	0,15	4,99	0,35
Al ₂ O ₃	13,85	0,82	1,25	11,80	0,96	20,48	57,1	9,89	0,43	21,59	2,33	12,99	0,88
Fe ₂ O ₃	1,12	1,06	0,81	1,33	0,62	0,10	—	3,60	21,66	0,42	2,29	2,50	—
FeO	16,00	39,80	26,80	11,60	6,94	31,42	37,6	23,01	21,85	31,05	28,79	15,98	37,90
MnO	0,01	0,62	0,64	0,22	0,40	1,24	0,4	0,36	0,21	1,06	0,20	0,04	0,32
MgO	12,57	7,55	19,06	12,85	14,59	5,28	3,1	5,14	0,36	5,67	16,00	12,34	9,87
CaO	0,36	1,19	0,87	10,99	22,06	2,45	—	9,95	—	2,22	0,56	0,35	0,79
Na ₂ O	0,30	0,08	0,09	1,82	0,39	—	—	1,68	—	0,01	0,09	0,20	0,28
K ₂ O	8,28	Сл.	0,04	1,02	Сл.	—	—	1,00	—	—	0,03	8,42	0,01
H ₂ O	0,08	0,09	—	0,08	0,06	—	—	0,19	—	0,08	0,15	0,10	—
П.п.п.	3,70	0,99	—	2,44	1,45	—	—	1,73	—	0,11	0,30	2,98	—
Сумма	100,40	100,18	99,68	99,49	99,41	99,65	98,3	99,47	99,92	99,28	100,48	99,56	98,59
X _{Fe}	0,767	0,747	0,441	0,376	0,210	0,760	0,87	0,715	—	0,754	0,504	0,421	0,183

Примечания. Побужье. Савранский участок, скв.18500: 1 — двупироксен-плагиоклазовый мафитовый гранулит с гранатом, гл.100,6 м, 2 — двупироксеновый эвлизит с реликтами $\text{Pl}+\text{Pg}$, гл.120,4 м, 3 — гранат-гиперстеновый эвлизит, гл.123,2 м, 4 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, гл.123,8 м, 5 — гранат-гиперстеновый магнетитовый кварцит, гл.124,0 м, 6 — гранат-двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, гл.150,0 м, 7 — гранат-двупироксеновый эвлизит, гл.186,2 м, 8 — то же, тонкополосчатый, гл.186,4 м, 9 — двупироксен-плагиоклазовый мафитовый гранулит с примесью роговой обманки, гл.236,0 м, 10 — гранат-клинопироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, гл.244,4 м, 11 — двупироксен-плагиоклазовый мафитовый гранулит, гл.252,0 м, 12 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, гл.262,3 м, 13 — гранат-ферроиксеновый эвлизит с плагиоклазом ($\text{Gr}+\text{Pp}+\text{Mn}+\text{Pl}$), гл.277,4 м, 14 — гранат-клинопироксен-магнетитовая порода, гл.264,2 м, 15 — гранат-гиперстен-магнетитовая порода, гл.302,9 м; Побужье. Молдовский участок, скв.18262: 16 — гранат-двупироксеновый мафитовый гранулит, гл.129,4 м, 17 — гранат-герцинитовый двупироксеновый мафитовый гранулит, гл.162,4 м, 18 — двупироксен-плагиоклазовый мафитовый гранулит с гранатом, гл.170,5 м; скв.18251: 19 — гиперстен-куммингтонитовый магнетитовый кварцит, гл.164,0 м, 20 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, гл.168,1 м, 21 — то же, гл.169,2 м; 22 — гранат-клинопироксеновый мафитовый гранулит, скв.18259, гл.118,5 м; скв.18252: 23 — гранат-биотит-гиперстеновый эндербитовый гранулит, гл.45,5 м, 24 — там же, гранат из кварцевой линзы, гл.58,3 м, 25 — гранат-гиперстеновый мафитовый гранулит, с.Молдовка; 26 — гранат-биотит-гиперстеновый эндербит, там же, 27 — гранат-биотитовое обособление в гиперстен-магнетитовом кварците, в гранате — включения герцинита, скв.18255, гл.142,4 м; скв.18374: 28 — гранат-биотитовый анортитоподобный эндербит, гл.54,8 м, 29 — гранат-гиперстеновый эндербитовый гранулит, гл.58,1 м, 30 — гранат-гиперстеновый эвлизит, гл.58,6 м, 31 — гранат-биотитовый эндербитовый плагиогнейс, гл.59,4 м, 32 — гранат-гиперстеновый безрудный кварцит, гл.60,8 м, 33 — гранат-гиперстен-роговообманковый мафитовый гранулит, гл.67,5 м, 34 — гранат-биотитовый эндербит, гл.68,7 м, 35 — анортитоподобный эндербит, гл.72,4 м, 36 — гранат-двупироксеновый мафитовый гранулит, гл.92,9 м, 37 — гранат-двупироксеновый роговообманковый кристаллосланец, гл.127,0 м, 38 — гранат-гиперстен-плагиоклазовая пегматитовая порода, гл.131,2 м, 39 — гранат-гиперстен-роговообманковый мафитовый гранулит, гл.251,1 м, 40 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит (реликт в магнетитовом кварците), гл.335,0 м; Грушковский участок, скв.18267: 41 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит (реликт в гранат-гиперстеновом эвлизите), гл.74,3 м, 42 — гранат-гиперстеновый мафитовый гранулит (реликт в гиперстен-магнетитовом кварците), гл.104,2 м, 43 — то же, гл.122,1 м, 44 — гранат-клинопироксеновый эвлизит (жила в мафитовом гранулите), гл.123,8 м; Слюсаревский участок, скв.19390: 45 — гранат-гиперстеновый эвлизит, гл.86,0 м, 46 — гранат-гиперстеновый магнетитовый кварцит, гл.87,4 м, 47 — гранат-гиперстеновый эвлизит с кварцем, гл.124,3 м, Среднее Побужье: 48 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, Каменноватский массив, скв.9992, гл.194,0 м, 49 — двупироксен-роговообманковый мафитовый кристаллосланец, Липняговский массив, скв.12433, гл.194,0 м, 50 — сапфирин-гиперстеновый амфиболит, Каменноватский массив, скв.9990, гл.184,0 м, 51 — двупироксен-роговообманковый мафитовый кристаллосланец, Кумаровский массив, скв.15008, гл.89,2 м, 52 — двупироксен-роговообманковый ультрамафитовый амфиболит, Завальевский участок, скв.1953, гл.61,0 м, 53 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, Демоварский массив, скв.10335, гл.56,4 м, 54 — ильменитовый двупироксен-плагиоклазовый мафитовый гранулит, Липняговский массив, скв.12432, гл.65,0 м, 55 — то же, Демоварский массив, скв.10339, гл.77,0 м, 56 — двупироксен-плагиоклазовый кристаллосланец, Кумаровский массив, скв.1510, гл.470,0 м, 57 — то же, скв.15008, гл.91,2 м, 58, 59 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, карьер у с.Зелена Левада, 60, 61 — магнетит-ильменитовая анортитовая порода ($\text{Pp}+\text{Mt}+\text{Ilm}+\text{Pl}$), 62 — двупироксен-рого-

вообманковый мафитовый гранулит, карьер у г.Гайворон, 63 – гранат-гиперстеновый мафитовый гранулит, Синиловский участок, скв.16640, гл.143,0 м, 64 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, карьер у г.Гайворон, 65 – гранат-биотитовый гиперстен-роговообманковый мафитовый гранулит, там же, 66 – гранат-гиперстеновый эвлизит, Завальевский участок, скв.9893, гл.71,0 м; По б у ж ь е. Демовярский участок, скв.16: 67 – оливин-гиперстеновый амфиболит, гл.410,6 м, 68 – апоперидитовый серпентинит (Ол+Рп+Шп), гл.436,9 м, 69 – перидотит (Ол+Рп+Шп), гл.449,6 м, 70 – оливин-гиперстеновый амфиболит, гл.461,2 м, 71 – то же, гл.463,1 м, 72 – то же, гл.464,7 м, 73 – двупироксеновый ультрамафитовый амфиболит (Рп+Мп+Ро₂+Мт), гл.466,9 м, 74 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит с низким содержанием плагиоклаза (11–19 %), гл.471,1 м; П р и а з о в ь е. Украинский шт.: 75 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, скв.20, гл.72,0 м, близ ст.Розовка, 76 – то же, обнажения близ устья р.Каратыш, 77 – двупироксен-фаялитовый плагиоклазовый эвлизит (Рп+Мп+Фа+Пл+Мт), Мариупольское месторождение, скв.102, гл.99,0 м, 78 – гранат-двупироксен-фаялитовый эвлизит, там же, скв.1336, коллекция Е.Б.Глевасского, 79 – гранат-биотит-гиперстеновый эндербитовый гранулит, Каменные Могилы, скв.57, гл.22,5 м, 80 – амфиболизированный оливиновый пироксенит, обнажение по р.Каратюк близ бывш. хут. Петровский, 81 – апопироксенитовый актинолит, там же, 82 – антофиллит-роговообманковый кристаллосланец, там же, 83, 84 – клинопироксен-роговообманковый амфиболит, Каменные Могилы, обнажение, 85 – то же, обнажение близ с.Сачки, 86 – то же, останец в амфиболите, обнажение по р.Берестовая, 87 – то же, Каменные Могилы, обнажение, 88 – гранат-клинопироксеновый мафитовый гранулит (Гр+Мп+Пл), обнажение близ с.Сачки, 89 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, Каменные Могилы, обнажение, 90 – клинопироксеновый амфиболит, обнажение на левом берегу р.Берда близ совх.им.Кирова, 91 – то же, обнажение близ с.Сачки, 92 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, Каменные Могилы, скв.47, гл.50,0 м, 93 – гранат-гиперстеновый эндербитовый плагиогнейс, там же, гл.43,6 м, 94 – феррогиперстеновый релит в двупироксен-роговообманковом ферромафитоовом гранулите, Каменные Могилы, скв.76, гл.36,5 м, 95 – то же, скв.47, гл.56,2 м, 96 – то же, гл.53,7 м, 97 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, там же, скв.57, гл.38,0 м, 98 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит с порфиробластами граната, обнажение по р.Темрюк близ с.Старченково, 99 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, обнажение по р.Берда близ с.Сачки, 100 – клинопироксен-роговообманковый ультрамафитовый амфиболит, обнажение по р.Каратюк близ бывш. хут.Петровский (Ро₂ – в равновесии с диопсидом, Ро₂ – в равновесии с антофиллитом), 101 – гранат-двупироксеновый роговообманковый мафитовый гранулит, Каменные Могилы, скв.49, гл.37,4 м, 102 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит (реликт в мигматизированном амфиболите), карьер близ с.Республика, 103 – гранатовый амфиболит, делювий в среднем течении р.Берестовая, 104 – двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, Каменные Могилы, скв.57, гл.58,0 м, 105 – клинопироксен-роговообманковый сланец (Мп+Ро₂+Пл), там же, гл.62,4 м, 106 – гранатовый амфиболит, обнажение по р.Темрюк, 1 км ниже с.Старченково, 107 – двупироксен-роговообманковый ферромафит, обнажение по р.Берда близ совх. им.Кирова, 108 – гранат-гиперстеновый эвлизит в обнажении амфиболита по р.Темрюк, близ с.Старченково, 109 – двупироксеновый магнетитовый кварцит в обнажении близ с.Сачки, 110 – гиперстен-роговообманковый мафитовый гранулит, обнажение по р.Темрюк близ с.Старченково, 111 – гранат-гиперстен-роговообманковый мафитовый гранулит, там же, 112 – двупироксеновый эвлизит в двупироксен-роговообманковом мафитовом гранулите, обнажение по р.Токмак, 113 – то же, обнажение по р.Темрюк, 1,8 км ниже с.Старченково, 114 – гиперстен-роговообманковый мафитовый гранулит, обнажение по р.Берда близ с.Сачки, 115 – гранат-гиперстеновый эвлизит, жила в ферромафите, обнажение по р.Берда близ совх.им.Кирова, 116 – двупироксен-плагиоклазовый мафитовый гранулит, обнажение по р.Берда близ с.Сачки, 117 – гранат-гиперстеновый эвлизит в ферромафите, там же, 118 – актинолит-андрадитовая порода в магнетит-геденбергитовом кварците, Инзов-

ский участок, скв.29-а, гл.150,0 м, 119 — двупироксен-плагиоклазовый мафитовый гранулит, Каменные Могилы, скв.42, гл.66,3 м; Т а т а р и я. *Фундамент Русской плиты*: 120 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, Азев-Салаушская площадь, скв.17, 121 — то же, скв.20, 122 — двупироксен-роговообманковый мафитовый кристаллосланец, Черемшанская площадь, скв.2, 123 — гранат-салит-роговообманковый мафитовый кристаллосланец (Gr+Mп+Pог+Пл), реликт в амфиболовом плагиогнейсе, Усть-Икская площадь, скв.482, 124 — гранат-гиперстеновый эвлизит (жила в гиперстен-роговообманковом мафите), там же, скв.8, 125 — гранат-гиперстен-магнетитовая порода, Шенталинская площадь, скв.5, 126 — гранат-гиперстеновый эвлизит с биотитом, Ульяновская площадь, скв.333, 127 — гранат-двупироксеновый роговообманковый мафитовый гранулит, Южно-Бондюжская площадь, скв.98, 128 — гиперстен-роговообманковый ферромафитовый гранулит, Ульяновская площадь, скв.309, 129 — клинопироксен-биотитовый амфиболит, Мокшинская площадь, скв.64, 130 — гранат-биотит-силлиманитовый плагиогнейс, там же, скв.80 (гранат и включения герцинита в нем определены на электронном микроанализаторе), 131 — двупироксен-роговообманковый мафитовый гранулит, Ульяновская площадь, скв.333, 132 — гранат-биотитовый эндербит, Мокшинская площадь, скв.64, 133 — анортзитовый эндербит, Ульяновская площадь, скв.350 (определение на электронном микроанализаторе).

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ	5
Г Л А В А 1. ОСНОВНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ МАФИТОВЫХ И УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ	6
Г Л А В А 2. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД	16
Мафит-эндербитовая формация	18
Геологические условия распространения пород мафит-эндербитовой формации	19
Петрографическая характеристика минеральных парагенезисов	35
Мафит-ультрамафит-железистая формация	49
Геологические условия распространения пород мафит-ультрамафит-железистой формации	50
Основные парагенезисы в породах формации	68
Г Л А В А 3. МАФИТЫ И УЛЬТРАМАФИТЫ В ДОКЕМБРИИ КАНАДЫ, ЗАПАДНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ, АВСТРАЛИИ	99
Канада	99
Западная и Юго-Западная Гренландия	105
Австралия	110
Г Л А В А 4. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ИЗОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ	116
Гранаты	116
Пироксены	121
Роговые обманки	128
О распределении катионов Fe^{2+} и Mg между структурными позициями кальциевых амфиболов из метаморфических пород	136
Г Л А В А 5. ПРИРОДНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ	138
Г Л А В А 6. МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В КОМПЛЕКСАХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД	161
Некоторые особенности основного — ультраосновного магматизма в раннеархейской коре	167
Г Л А В А 7. УСЛОВИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА КОМПЛЕКСОВ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД	176
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	183
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	185
ПРИЛОЖЕНИЕ	194

4731

- 2 р. -

НАУКОВА ДУМКА