

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ  
Институт геохимии и физики минералов

на правах рукописи

ЯКОВЛЕВ Борис Гаврилович

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА  
ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ  
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Автореферат диссертации на соискание учёной степени  
доктора геолого-минералогических наук

Киев 1992



00816891 (X)

... в інституті геохімії і фізики мінералів  
АН України

Официальные оппоненты:

Член-корреспондент РАН, доктор геолого-минералогических наук В.А.Глебовицкий,  
доктор геолого-минералогических наук, профессор Л.Л.Перчук,  
член-корреспондент АН Украины, доктор геолого-минералогических наук Ю.П.Мельник

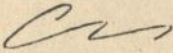
Ведущая организация:

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Защита состоится 22 декабря 1992 г. в 14.00 час.  
на заседании специализированного совета Д.016.17.01  
при Институте геохимии и физики минералов АН Украины по  
адресу: 252680, г.Киев, пр.Палладина, 34

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке  
ИГФМ АН Украины

Автореферат разослан " 20 " ноября 1992 г.

Учёный секретарь  
специализированного совета   
доктор геолого-минералогических наук В.П.Семененко

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы обуславливается: 1) слабой изученностью процессов формирования и метаморфизма комплексов ультрамафит-мафитовых и мафитовых пород гранулитогнейсовых областей; 2) высокой значимостью петрогенетической информации для поисков полезных ископаемых и изучения эволюции магматизма в истории Земли; 3) комплексом дополнительных данных об эволюции физико-химических условий раннего гранулитового метаморфизма, которые не отражались в парагенезисах метапелитов.

Цель работы - характеристика физико-химических условий раннего гранулитового метаморфизма по данным изучения петрогенетических неоднородностей высокометаморфизованных ультрамафит-мафитовых и мафитовых пород; исследование пространственно-временных связей между преобразованием макро-микроструктур пород и состава минеральных ассоциаций; освещение основных черт древнейшего гипербазит-базитового магматизма; термодинамических анализ изученных процессов.

Основные задачи исследований: 1) систематическое описание основных форм распространения высокометаморфизованных ультрамафит-мафитовых и мафитовых пород гранулитогнейсовых областей Украинского и Алданского щитов, Русской плиты (Татария) и Восточно-Антарктической платформы (Земля Эндерби и Земля Мак-Робертсона); 2) изучение петрогенетической неоднородности этих комплексов как отражения последовательных изменений физико-химического режима раннего метаморфизма; 3) термодинамическая характеристика условий магматических и метаморфических процессов; 4) петрографическое и термодинамическое описание главных фаз раннеархейского метаморфизма гранулитовой фации.

Новизна и научная значимость исследований обуславливается тем, что в работе: 1) приводятся доказательства присутствия в составе высокометаморфизованных ультрамафит-мафитовых пород метаморфических парагенезисов и реликтовых магматических минеральных сегрегаций; 2) раскрывается петрогенетическая роль эндербитового ультраметагенеза в процессе формирования ранней континентальной коры; 3) впервые выделены субфации гранулитового метаморфизма раннеархейских ультраосновных пород; проведена петрогенетическая



типизации продуктов древнейшего гипербазит-базитового магматизма; 4) приводятся новые данные о составе и химической неоднородности минералов, отражающих основные фазы изменения термодинамического режима гранулитовой фации; 5) приводятся результаты термодинамического анализа минеральных равновесий, сменявших друг друга в процессе развития гранулитовых комплексов.

Практическое значение работы определяется важной ролью петрографической и петрогенетической информации, которая используется: 1) при интерпретации данных геокартирования гранулитогнейсовых областей; 2) при поисках полезных ископаемых и изучении метаморфогенных рудных месторождений; 3) при построении схем развития эндогенных процессов; 4) при характеристике первичной природы метаморфических комплексов.

Результаты работы представляют собой решение крупной научной проблемы - разработку схемы развития физико-химических процессов в раннеархейской гранулитовой фации и петрогенетическую типизацию продуктов древнейшего гипербазит-базитового магматизма.

#### ОСНОВНЫЕ ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

I. Эволюция физико-химических условий формирования ранней коры отвечает РТ-тенденции гранулитовой фации и отражается в последовательной смене следующих субфаций (от ранних к поздним):

- двупироксен-плагноклазово-метабазитовая (метабазиты) и оливин-двупироксен-шпинелевая (метаультрабазиты) -  $T=910-960^{\circ}\text{C}$ ;  $P_{\text{общ}}=600-700$  МПа;  $\lg f_{\text{O}_2}=-\text{I5}+ -\text{I6}$ ;
- двупироксен-роговообманково-метабазитовая (метабазиты) и оливин-двупироксен-роговообманково-метабазитовая (метаультрабазиты) -  $T=810-890^{\circ}\text{C}$ ;  $P_{\text{общ}}=580-740$  МПа;  $P_{\text{H}_2\text{O}}=60-160$  МПа;
- высокотемпературного ультраметатектонического (эндербитизации метабазитов) -  $T=850-940^{\circ}\text{C}$  (Земля Эндерби и Земля Мак-Робертсона, ВАП; Анабарский щит) и  $T=820-890^{\circ}\text{C}$  (Ущ, Ащ, Русская плита) -  $P_{\text{H}_2\text{O}}=100$  МПа;  $\lg f_{\text{O}_2}=-\text{II}+ -\text{I3}$ ;
- субфаций области перехода от гранулитовой фации к амфиболитовой - биотит-гиперстеновая (эндербиты), гранат-салит-роговообманково-метабазитовая (метабазиты) и диопсид-антофиллит (жедрит)-рогово-

обманковой (метаультрабазиты) -  $T=680-750^{\circ}\text{C}$ ;  $P_{\text{общ}}=560-670 \text{ МПа}$ ;  $P_{\text{H}_2\text{O}}=150-180 \text{ МПа}$  (до 280 МПа в эндербито-гнейсах Земли Мак-Робертсона) /25 /;  $\lg f_{\text{O}_2} = -12+/-16$ .

2. Первичная химическая неоднородность метаультрабазит-метабазитовых комплексов Украинского щита при высокотемпературной метаморфической гидратации вызвала вытеснение изохимических минеральных равновесий аллохимическими, развитие петрографической зональности внутри метаультрабазит-метабазитовых тел и образование метаморфо-метасоматических ультрамафитовых амфиболитов:

-- в оливин-шпинель-двупироксеновой субфации гипербазиты и пироксениты изохимическим путём перекристаллизовывались в микрорзернистые агрегаты безводных метаморфических минералов ( $\text{Oл}^{\text{Al}} + \text{Шп}^{\text{Al}} + \text{Рп}$ ,  $\text{Oл} + \text{Рп} + \text{Мп}$ ,  $\text{Oл} + \text{Мп} + \text{Мт}^{\text{Cr}}$ ,  $\text{Рп}^{\text{Al}} + \text{Шп}^{\text{Al}} + \text{Сапф}$ );

-- в оливин-двупироксен-роговообманковой субфации гидратация ультрамафитовых гранулитов протекала на фоне флюидного массопереноса кремния, магния и кальция и завершалась образованием ультрамафитовых амфиболитов, занимавших по химическому составу промежуточное положение между метаультрабазитами и метабазитами ( $\text{Oл} + \text{Шп}^{\text{Al}} + \text{Рп} + \text{Роg}$ ,  $\text{Oл} + \text{Рп} + \text{Мп} + \text{Роg}$ ,  $\text{Рп}^{\text{Al}} + \text{Шп}^{\text{Al}} + \text{Сапф}$ ,  $\text{Рп} + \text{Шп}^{\text{Al}} + \text{Роg}$ ,  $\text{Oл} + \text{Роg}$ ); в крупных телах метаультрабазитов эти процессы проявлялись в развитии метаморфо-метасоматической зональности: ультрамафитовый гранулит  $\rightarrow$  ультрамафитовые амфиболиты - оливин-шпинелевые ( $\text{Oл} + \text{Шп}^{\text{Al}} + \text{Рп} + \text{Роg} \pm \text{Мп}$   $\rightarrow$  оливин-пироксеновые ( $\text{Oл} + \text{Рп} + \text{Роg} \pm \text{Мп}$ )  $\rightarrow$  пироксеновые ( $\text{Рп} + \text{Роg} \pm \text{Мп}$ )  $\rightarrow$  пироксеновые плагиоклазсодержащие ( $\text{Рп} + \text{Мп} + \text{Роg} \pm \text{Пл}_{\text{Са}}$ )  $\rightarrow$  вмещающие двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты. В этом же направлении постепенно возрастает сопряжённая железистость ассоциирующих минералов, совпадающая с химической зональностью минералов. Пограничная область между ультрамафитовыми и мафитовыми гранулитами в данных условиях близка стационарным системам.

3. Развитие гранулитового метаморфизма повсеместно сопровождалось локальными изменениями исходного состава пород путём многостадийного образования ультраметабазитов, метасоматических (метабазиты) и метаморфо-метасоматических (метаультрабазиты) минеральных сегрегаций; синдеформационный кристаллобластез вызвал "встраивание" их в основную ткань метаморфи-

ческих пород; поэтапная структурно-текстурная гомогенизация ассоциаций изменённых пород обуславливала становление новых, чисто метаморфогенных геологических формаций - мафит-эндербитовой и ультрамафит-мафит-железистой, представлявших основные структурно-вещественные комплексы ранней континентальной коры;

4. Гипербазит-базитовые серии гранулитового комплекса Украинского щита представляли гипабиссальные дайкообразные интрузии пикро- и ферропикробазальтовых магм, приуроченные к до-метаморфическим региональным разломам; по составу и микроструктурам реликтовых ассоциаций магматических минералов идентифицируются следующие петрогенетические черты пикробазальтовых интрузий:

- перегретость внедрившихся расплавов определяется высокой температурой (1390-1450°C) выделения минералов (Ол+Хр, Ол+Рп, Пиж<sup>Са</sup>+Авг+Илм<sup>Мг</sup>, Рп<sup>Al</sup>+Хр) в поле первичной кристаллизации;
- ступенчатая фракционная кристаллизация в температурных интервалах 1150-1380°C (пикробазальты) и 1050-1230°C (ферропикробазальты); по структурам распада и составу минералов распознаются субликвидусная стадия (Пиж+Рп, Авг<sub>1</sub> → Авг<sub>2</sub>+Пиж<sub>2</sub>, Авг<sub>1</sub> → Авг<sub>2</sub>+Рп<sub>2</sub>) и субсолидусная (Пиж → Мп+Рп, Авг<sub>2</sub> → Мп<sub>3</sub>+Рп<sub>3</sub>), протекавшие при температурах 1200-1340°C и 1050-1160°C соответственно;
- кумулятивный генезис метаультрабазитов и метапироксенитов, установленный по признакам грубой фазовой, скрытой и тонкой ритмической расслоенности;
- региональная зависимость фазового и химического состава метаультрабазитов-метапироксенитов от железистости вмещающих метабазитов (аналогов толеитовых базальтов) служит доказательством докристаллизационного (возможно, ликвидусного) разделения пикробазальтовых магм на пикро- и ферропикробазальтовую; в побужской провинции Украинского щита низко- и среднежелезистые метабазиты заключают тела магнезиальных дунитов, перидотитов и (в не несколько меньшей степени) пироксенитов, в приазовской - средне- и высокожелезистые метабазиты содержат кумуляты перидотитового-дунитового типа с более высокой железистостью и оливинные пироксениты-оливиниты повышенной желе-

зистости (F-27-50); термодинамический анализ и экспериментальные данные показывают, что затвердевание пикробазальтовых магм происходило в резко восстановительных условиях, близких лунным.

Структура и объём работы. Диссертация содержит 286 страниц машинописного текста, составляющего 9 глав, введение и заключение. В тексте приводятся 43 таблицы, 76 рисунков и фотографий; список литературы включает 125 наименований.

Основу работы составляют результаты исследований автора по тематическим и аспирантским планам изучения фундамента Русской плиты (ВНИИ геолнеруд МГ СССР в г.Казани) и Украинского щита по тематикам ИГФМ АН Украины. По хозяйственным работам проводилось изучение центральной части Алданского щита и восточных районов Восточно-Антарктической платформы (Земля Эндерби и Земля Мак-Робертсона). Петрогенетические характеристики минеральных парагенезисов опираются на 1300 оригинальных микрозондовых анализов и 460 определений состава минералов методом химического анализа, а также 390 для горных пород.

Примечание <sup>х</sup> Символы минералов: авгит-Авг, актинолит-Акт, альбит-Аб, андрадит-Андр, аннит-Анн, анортит-Ан, антофиллит -Ант, биотит-Би, волластонит-Вол, геденбергит-Гед, герцинит-Гц, гранат-Гр, графит-Гф, гроссуляр-Грос, диопсид-Ди, жедрит-Жед, ильменит-Илм, калиевый полевой шпат-Кпш, карбонат-Ка, клинопироксен (С2/с)-Ип, кордиерит-Корд, корунд-Кор, куммингтонит-Кум, магнетит-Мт, оливин-Ол, ортопироксен-Рп, ортоклаз-Орт, паргасит-Парг, пижонит-Пиж, пироп-Пир, плагиоклаз-Пл, роговая обманка-Рог, сапфирин-Сапф, силлиманит-Сил, спессартин-Спес, сфен-Сф, тремолит-Тр, фаялит-Фа, флогопит-Фл, форстерит-Фо, хлорит-Хл, хромит-Хр, шпинель-Шп, энстатит-Эн; условные сокращения: Алданский щит-АЩ, Восточно-Антарктическая платформа-ВАП, Восточно-Европейская платформа-ВЕП, высокожелезистые минералы-Гр<sub>Fe</sub>, генерации минералов-Рп<sub>1,2...</sub>, железистость минералов-Х<sub>Fe</sub>, железистость пород-Ф, мафит-эндербитовая формация-МЭФ, Украинский щит-УЩ.

Апробация работы. По теме диссертации опубликована 31 ра-

бота (в том числе 5 монографий). Результаты исследований обсуждались на многих совещаниях и симпозиумах. Отмечаются У и VII Всесоюзные петрографические совещания (Алма-Ата, 1976; Новосибирск, 1986); III и VI Региональные петрографические совещания по докембрию Восточно-Европейской платформы (Воронеж, 1982; Петрозаводск, 1987); IV и V Всесоюзные симпозиумы по проблемам изоморфизма (Казань, 1977; Черноголовка, 1981); V Всесоюзный симпозиум по метаморфизму (Винница, 1982); Всесоюзные симпозиумы "Термодинамика в геологии" (Суздаль, 1985; Миасс, 1987); 27<sup>02</sup> Международный геологический конгресс (Москва, 1984); Всесоюзное совещание "Эволюция докембрийской литосферы" (Ленинград, 1991).

При подготовке и оформлении диссертации большую помощь оказала инженер Е.А.Неведомская, которой выражается глубокая благодарность. Автор благодарен за помощь в проведении исследований специальными методами следующим товарищам по работе: О.П.Шаркину, С.Б.Степченко, В.М.Чубарову (рентгеноспектральный анализ); А.Л.Литвину (рентгеноструктурный анализ); Э.В.Польшину (мессбауэровская спектроскопия) и А.С.Кушнир (химический анализ горных пород и минералов).

Основные результаты работы обсуждались с Н.П.Щербаком, В.А.Глебовицким, М.Ф.Митрофановым, С.П.Кориковским, Ю.П.Мельником, В.Е.Шарковым, Р.Я.Белевцевым, В.С.Урусовым, В.В.Ревердатто, С.В.Нечаевым, Ю.Н.Колесником, В.М.Скобелевым, которым автор глубоко признателен за содержательные дискуссии и конструктивные советы.

## Глава I. ИСХОДНЫЙ СОСТАВ И ОСНОВНЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ГЛУБИННЫХ ЗОН КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Формирование и геологическая эволюция докембрийской литосферы связана с необратимыми геотектоническими и геохимическими процессами в глубинных зонах тектоносферы. Наши фрагментарные знания об условиях и масштабах проявления этих процессов не позволяют построить однозначную петрогенетическую схему образования древнейшей континентальной коры. Это обстоятельство приводит к значительному многообразию подходов к решению проблемы. Так, "серые гнейсы" раннего архея по существующим пред-

ставлениям могут являться продуктами - дебазификации ранней мафитовой коры, разделения водосодержащей андезитовой протокры при глобальных анатексисе метаморфической дифференциации на "гранитно-метаморфический" и "гранулит-базитовый" слои, переплавления в зонах субдукции пород андезит-дацитовая протокры, развития гигантских плюмов над верхней мантией (модель "мантийного рециклинга"), переработки андезитовых формаций островных дуг, перераспределения вещества специфического "эндербит-трондьемитового" слоя. Принципиальные расхождения во взглядах исследователей побуждают обратиться к корреляции гипотез с петрогенетическими процессами, которые на различных этапах становления кратонов протекали близ основания континентальной коры.

Химический и минеральный состав вещества глубоких геосфер континентальной коры изучается по ксенолитам из брекчий в трубках кимберлитов, базанитов и щелочных базальтов. В них присутствуют глубинные и коровые ксенолиты. Последние по петрографическим признакам отвечают главным породам раннеархейских гранулитовых комплексов: двупироксен-плаггиоклазовым и двупироксен-роговообманковым мафитовым гранулитам, ультрамафитовым гранулитам и пироксенолитам, "железистым" гранатовым пироксенолитам (они отличаются от глубинных эклогитов более железистым составом минералов) и эклогитоподобным породам. Ранее считалось, что присутствие в "железистых" гранатовых пироксенолитах и эклогитоподобных породах плаггиоклаза ряда олигоклаз-андезин отражает распространение среди пород нижней коры образований кислого и среднего состава. Однако, результаты изучения коровых ксенолитов Якутии (особенно трубки "Удачная") показывают, что образование "железистых" гранатовых клинопироксенолитов и эклогитоподобных пород произошло по пути преобразования двупироксен-плаггиоклазовых и двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов в ходе реакций  $Rp + An = Gr + Mp$ ,  $Rp + An = Gr + Kв$ ,  $Mp + An = Gr + Kв$ . Процесс образования граната ( $Gr_{15-19} Al_{37-59} Pir_{24-43}$ ) сопровождался интенсивной деанортитизацией плаггиоклаза лабрадор-битовнитового состава. Эклогитоподобные породы представляют собой одну из ступеней перехода регионально-метаморфических мафитовых гранулитов ( $Rp_{32-46} + Mp_{22-34} + Pl_{52-76} + Rog_{30-42} + Ilm$ ) в "железистые"

гранатовые клинопироксениты ( $\text{Gr}_{38-58} + \text{Mn}_{22-26} \pm \text{Pl}_{28-35} \pm \text{Илм}$ ). Новообразованные парагенезисы имеют специфичный состав минералов: гранаты образуют (в координатах Грос-Алм-Пир) поле, обособленное как от метаморфических, так и от глубинных разностей; клинопироксен относится к омфацитоподобным.

По данным гранат-пироксеновой геотермобарометрии преобразование мафитовых гранулитов в "железистые" гранатовые пироксенолиты и эклогитоподобные породы протекало в температурном интервале  $860-930^\circ\text{C}$  при давлении  $900-1260$  МПа. Процесс связывается с заложением глубинных тектонических зон, проникавших в "нижнюю" кору, и мантийным диапиризмом. Альтернативные представления исходят из латерального эклогитового слоя в основании коры.

В ксенолитах из трубок взрыва, рассекавших погребённый фундамент платформ Сибири, Австралии и Канады, мафитовые гранулиты также служили субстратом для образования "железистых" гранатовых пироксенолитов, эклогитоподобных пород и гранатитов. Полученные данные свидетельствуют о том, что метабазиты в основании кратонов пользовались значительно большим распространением, чем это принято считать. В данном случае представления о существенно мафитовом профиле "нижней" коры приобретают дополнительные аргументы.

Эти выводы логически согласуются с особенностями распространения раннеархейских ультрамафит-мафитовых пород. В "серых гнейсах" Амисок, послуживших для многих исследователей прообразом мантийной "кислой" протокры (3,6 млрд. лет), содержатся протяжённые останцы высокометаморфизованных ультраосновных и основных пород (формация Акилия, возникшая  $3,887 \pm 65$  млрд. лет назад). Концентрации R3Э в этих породах отвечают неистощенной верхней мантии.

## Глава II. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА И РУССКОЙ ПЛИТЫ

В мафит-эндербитовых комплексах древних щитов сосредоточены перекристаллизованные продукты многостадийного эндербитового ультраметагенеза, локально проявленные магнизиально-железистые метасоматиты и мафитовые гранулиты. В составе ультрамафит-мафит-железистых комплексов преобладают метаморфо-метасоматические ультрамафитовые амфиболиты и мафитовые гранулиты. Масштабы изменений состава пород и региональная повторяемость этих комплексов позволяют

отнести их к метаморфогенным формациям - мафит-эндербитовой (МЭФ) и ультрамафит-мафит-железистой (УМЖФ) / 21 /.

### УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Состоит из четырёх протократонных (Днестровско-Бугский, Ингуло-Ингулецкий, Росинско-Тикичский, Приазовский) и двух зеленокаменных (Днепровский, Кременчугско-Криворожский) геоблоков (районов).

#### Мафит-эндербитовая формация

Днестровско-Бугский район - крупнейшая область развития пород МЭФ, составляющих "островки" в позднеархейских-протерозойских мигматито-гнейсовых полях. Мафитовые гранулиты представляют реликтовый субстрат, который рассекался конкордантными и жилообразными выделениями эндербитов анортозитового, диоритового, плагиогранитного и кварцитового состава, зонками гиперстенового порфиробластеза (Рп<sub>40</sub>-Рп<sub>77</sub><sup>±</sup>Мп<sub>23-65</sub>). Эндербиты в зонах синдеформационного кристаллобластеза поэтапно превращаются в эндербито-гнейсы. Региональные текстурные ориентации осложняются псевдобрахискладками, плейчатостью, микроскладками волочения. Мафитовые кристаллосланцы и эндербито-гнейсы срезаются новыми линейными текстурами и жилами эндербит-мигматитов. Последние преобразуются в кулисообразно расположенные линзы, четковидные будины. Повсеместно распространены реликтовые линзы мафитовых гранулитов и фанеромерных эндербитов.

В приднепровской части района в составе МЭФ ассоциируют гранатовые и биотитовые эндербито-гнейсы (Рп<sub>36-42</sub><sup>±</sup>Би<sub>27-34</sub><sup>±</sup>Пл<sub>28-32</sub><sup>±</sup>Кв<sup>±</sup>Гр<sub>63-70</sub><sup>±</sup>Кпш), эндербитизированные мафитовые гранулиты (Рп<sub>32-45</sub><sup>±</sup>Мп<sub>16-32</sub><sup>±</sup>Пл<sub>45-60</sub><sup>±</sup>Рог<sub>20-39</sub><sup>±</sup>Кв<sup>±</sup>Би), мезократовые эндербито-гнейсы (Рп<sub>50-57</sub><sup>±</sup>Рог<sub>39-46</sub><sup>±</sup>Пл<sub>36-50</sub><sup>±</sup>Мт<sup>±</sup>Би<sup>±</sup>Кв). Верхнепобужская часть геоблока слагается (по данным глубинного геокартирования) мегалинзами пород МЭФ, которые обтекаются директивными текстурами гнейсо-мигматитового комплекса. Строение мегалинз определяется полосо- и кулисовидным чередованием гранатовых эндербитов (Гр<sub>74-77</sub><sup>±</sup>Рп<sub>47-50</sub><sup>±</sup>Пл<sub>38</sub><sup>±</sup>Кв), эндербитоугнейсов (Рп<sub>43-56</sub><sup>±</sup>Би<sub>36-38</sub><sup>±</sup>Пл<sub>34-40</sub><sup>±</sup>Кв<sup>±</sup>Мт), мафитовых гранулитов (Рп<sub>34-48</sub><sup>±</sup>Пл<sub>56-70</sub><sup>±</sup>Рог<sub>29-40</sub><sup>±</sup>Мп<sub>20-34</sub>), изредка ультрамафитовых амфиболитов (Ол<sub>24-28</sub><sup>±</sup>Рп<sub>22-25</sub><sup>±</sup>Рог<sub>14-17</sub><sup>±</sup>Мп<sub>11-14</sub>), железистых кварцитов (Рп<sub>58-64</sub><sup>±</sup>Мп<sub>45-60</sub><sup>±</sup>Мт<sup>±</sup>Кв), эвлизитов (Гр<sub>78-86</sub><sup>±</sup>Рп<sub>57-68</sub><sup>±</sup>Мп<sub>46-63</sub><sup>±</sup>Мт<sup>±</sup>Кв). Встречаются останцы эндербитов ферродиоритового состава (Рп<sub>67-70</sub><sup>±</sup>Пл<sub>34-46</sub><sup>±</sup>Мп<sub>52-56</sub><sup>±</sup>Кв<sup>±</sup>Мт), ассоциирующие с феррома-

фитовыми гранулитами (Рп<sub>62</sub>+Мп<sub>46</sub>+Рог<sub>56</sub>+Пл<sub>58</sub>). Они окружены гранат-гиперстеновыми сегрегациями (Гр<sub>92</sub>+Рп<sub>70</sub>).

В среднебужской части района Гайворонский, Первомайско-Голоневский и Ятранский блоки пород МЭФ частично разделяются гранитами и мигматитами тектонически активной Синицовой зоны. В гранитах сохраняются крупные тела и мелкие включения сильно катаклазированных эндербитов и мафитовых гранулитов: близ г. Гайворона - Рп<sub>47-53</sub>+Пл<sub>48-55</sub> (83-95%)±Мп<sub>33-46</sub>+Кв; Рп<sub>38-52</sub>+Пл<sub>32-43</sub> (56-64%)±Би<sub>35</sub>+Кв (10-20%); Рп<sub>40-46</sub>+Пл<sub>30-36</sub> (44-52%)±Кв (27-34%)±Би<sub>38-40</sub> и Рп<sub>36-52</sub>+Мп<sub>23</sub>±Мп<sub>38</sub>+Пл<sub>40-65</sub>+Рог<sub>32-44</sub>+Илм; Рп<sub>32</sub>+Мп<sub>21</sub>+Рог<sub>27</sub>±Би<sub>30</sub>; в окрестностях с. Кошар-Александровка - Рп<sub>42-51</sub>+Пл<sub>48-50</sub> (80-90%)±Мп±Кв и Рп<sub>49-56</sub>+Мп<sub>34-42</sub>+Пл<sub>46-52</sub> (50-62%)±Рог±Би и с. Зелёной Левады - Рп<sub>50-52</sub>+Пл<sub>48</sub>±Пл<sub>50</sub> (70-84%)±Кв и Рп<sub>46-52</sub>+Мп<sub>31-37</sub>+Рог<sub>42-48</sub>+Пл<sub>49-57</sub> (42-48%). Такие же сочетания пород развиты в бассейнах Ятрани, Синюхи, Горного Тикича и др. Останцы представляют собой фрагменты повсеместно распространённого поля пород МЭФ.

Ингуло-Ингулецкий район сложен гранитами (90%) и метаморфическими толщами каменно-костоватской (нижней) и рошачовской (верхней) свит. Первая из них состоит из эндербито-гнейсов и апоэндербитовых гнейсов (Би<sub>40-49</sub>+Рп<sub>48-56</sub>+Пл<sub>34-37</sub>+Кв±Гф; Гр<sub>72-80</sub>+Би<sub>42-54</sub>+Пл<sub>23-30</sub>+Кв; Би<sub>36-38</sub>+Пл<sub>20-28</sub>+Кв), мафитовых гранулитов и амфиболитов (Рп<sub>47-52</sub>+Мп<sub>36-37</sub>+Пл<sub>50-78</sub>+Рог<sub>47-50</sub>±Мт; Рог<sub>42-58</sub>+Пл<sub>49</sub>±Пл<sub>64</sub>±Би). В составе рошачовской свиты отмечались породы с парагенезисами амфиболитовой фации, однако детальные исследования показали, что в сложноплочатых биотитовых гнейсах этой свиты (р.р. Солёная и Еланец) присутствуют небольшие реликтовые тела (линзы, прерывистые "прослои") эндербито-гнейсов (Рп<sub>44-52</sub>+Би<sub>37-43</sub>+Пл<sub>30-38</sub>+Кв, Гр<sub>74-78</sub>+Рп<sub>45-51</sub>+Пл<sub>36-42</sub>+Кв); в амфиболитах встречаются реликты орто- и клинопироксена (Рп<sub>46-52</sub>+Мп<sub>32-38</sub>). Оказалось, что обе свиты представляли ассоциации пород гранулитового комплекса, которые с разной интенсивностью были перекристаллизованы в амфиболитовой фации.

Росинско-Тикичский район. В мигматито-гнейсовых ареалах заключаются метаморфические породы росинско-тикичской серии. Они ранее рассматривались как монотонное чередование гнейсов и амфиболитов (Би+Пл+Кв±Гф±Гр; Мп<sub>34-48</sub>+Рог<sub>42-54</sub>+Пл<sub>42-64</sub>; Гр<sub>82-84</sub>+Рог<sub>52-57</sub>±

Пл<sub>50-64</sub>; Рог<sub>43-55</sub>+Пл<sub>42-60</sub>; Кум+Рог+Пл; Гр+Кум+Рог+Пл<sub>Са</sub>; Жед+Рог+Пл). Среди отмеченных образований росинско-тикичской серии встречаются реликты пород гранулитового комплекса, отвечающие мафит-эндербитовой формации: мафитовые гранулиты (Рп<sub>30-39</sub>+Рог<sub>25-33</sub>+Пл<sub>55-69</sub>+Би<sub>28</sub>), эндербито-гнейсы (Рп<sub>47-59</sub>+Би<sub>39-44</sub>+Мп<sub>44-45</sub>+Пл<sub>30-45</sub>+Кв), эндербиты (район Гайсина). Останцы высокометаморфизованных пород отмечаются в зоне Володарских магнитных аномалий: эвлизиты (Рп<sub>70-80</sub>+Мп<sub>60-65</sub>+Фа<sub>92-94</sub>+Гр<sub>78-82</sub>+Мт<sub>±Кв</sub>) и амфиболизированные мафитовые гранулиты (Рп<sub>42-60</sub>+Мп<sub>28-34</sub>+Рог<sub>35-41</sub>+Пл<sub>50-62</sub>). Юго-западнее (район с.Хохитва) в амфиболитах содержатся реликты двупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов, заключённые в амфиболитах (Рп<sub>49-50</sub>+Мп<sub>36-38</sub>+Пл<sub>55-63</sub>+Рог<sub>39-43</sub> → Рог<sub>48-50</sub>+Пл<sub>45-60</sub>), диорит-и плагиогранит-эндербитов (Рп<sub>38-44</sub>+Мп<sub>22-27</sub>+Пл<sub>38-42</sub>+Кв; Рп<sub>46-53</sub>+Пл<sub>32</sub>+Кв). Ассоциации реликтовых пород МЭФ описаны также близ с.с.Ольшанка, Косиково, Великое Половецкое; в окрестностях Стеблёвской ГЭС.

Приазовский район - Орехово-Павлоградская зона магнитных аномалий и собственно приазовский кристаллический массив (ОПЗ и ПКМ соответственно) - характеризуется широким распространением пород МЭФ. Их останцы сохраняются среди мигматитов шевченковского комплекса (2,8 млрд. лет). Считалось, что ОПЗ - торцовая часть взброшенного пластинообразного блока. Геолого-геофизические данные, однако, указывают на то, что магнитные аномалии обуславливаются цепочкообразным расположением массивов пород ультрамафит-мафит-железистой формации. Останцы пород МЭФ некогда слагали единое поле с породами мафит-эндербитовых комплексов западных и центральных регионов Приазовья. Геологическая граница между полями развития между этими образованиями отсутствует.

Останцы пород МЭФ относятся к раннему архею: в Новопавловском блоке-останце (7х15 км) вскрываются древнейшие ассоциации этих пород. В керне скважин чередуются эндербитовые (Рп<sub>47-50</sub>+Би<sub>43-45</sub>+Пл<sub>32-40</sub>+Кв+Корд+Гр) и апоэндербитовые (Гр+Би+Пл+Кв+Гф) гнейсы, мафитовые гранулиты (Рп<sub>42-56</sub>+Мп<sub>30-39</sub>+Пл<sub>60-68</sub>+Рог<sub>37-45</sub>), метапироксениты и гиперстенолиты (последние сингенетичны эндербитам), в подчиненных количествах - гранат-кордиери-

товые гнейсы (Гр+Корд+Пл+Кв<sup>±</sup>Би<sup>±</sup>Рп<sup>±</sup>Кпш), пироксен-магнетитовые кварциты и феррометабазиты (Рп<sub>74</sub>+Пиж<sub>68</sub><sup>±</sup>Мп<sub>62</sub>+Пл<sub>57-62</sub><sup>±</sup>Мт). В породах участка прослеживаются следы 4-х фаз синдеформационного кристаллоблестеза и 3 этапа активизации ультраметагенных процессов (эндербитизации метабазитов). Заключительная фаза ультраметагенеза связывается с формированием шевченковского мигматитового комплекса в условиях амфиболитовой фации.

Далее к востоку (западная часть ПКМ) в ареалах развития этого комплекса содержатся рассеянные останцы полосчатых пород МЭФ (бассейны р.р. Молочной, Лозоватки, Крушанлы, Юшанлы) - эндербито-гнейсов (Рп<sub>44-50</sub>+Мп<sub>37-38</sub>+Пл<sub>32-43</sub>+Кв<sup>±</sup>Би<sub>28-44</sub>) и мафитовых гранулитов (Рп<sub>38-46</sub>+Мп<sub>26-38</sub>+Пл<sub>50-65</sub>+РоГ<sub>29-38</sub>). Тожественные по составу реликты встречаются в керне скважин, вскрывающих месторождения железистых кварцитов (Куксунгурское, Корсак-Могила, Каменная Могила, Орловское). В центральной части ПКМ породы МЭФ слагают два поля: в бассейне р. Верды и в западной части Мангушского синклинория. Типичные для Приазовья ассоциации пород МЭФ довольно полно развиты в Каменномогильском массиве (р. Каратыш). "Прослой" эндербито-гнейсов широко распространены в т.н. надрудной толще Демьяновского, Первомайского, Северного и Юрьевского месторождений магнетитовых кварцитов Мангушской группы / 21 /.

Мигматито-гнейсовые поля ПКМ пересекаются тектонически активными зонами - Сорокинской и Фёдоровской. В пределах этих зон чередуются мафитовые, метапелитовые и железистые породы с парагенезисами силлиманит-биотит-ставролитовой и ставролит-хлоритовой субфаций. Ранее эти зоны рассматривались как трюги, а заключённые в них ассоциации пород в качестве продуктов протерозойских седиментации и вулканизма (осипенковская свита). Эти представления не подтвердились. В районе Андреевской магнитной аномалии амфибол магнетитовые кварциты содержат реликты элизитов (Фа<sub>92-96</sub>+Рп<sub>86-88</sub><sup>±</sup>Мп<sub>74-76</sub><sup>±</sup>Мт) и дупироксен-магнетитовых кварцитов (Рп<sub>77-82</sub><sup>±</sup>Мп<sub>68-71</sub><sup>±</sup>Мт+Кв); амфиболиты - реликты дупироксен-роговообманковых мафитовых гранулитов; в ультрамафитовых кристаллосланцах встречаются останцы ультрамафитовых амфиболитов с признаками метаморфической зональности: Ол<sub>16</sub>+Рп<sub>15</sub>+Мп<sub>9</sub><sup>±</sup>РоГ<sub>8-9</sub> (оливиновый пироксенит) -- ультрамафитовые амфиболиты - Ол<sub>17</sub>+Рп<sub>14-15</sub>+РоГ →

Мп<sub>23</sub>+Рог<sub>37</sub> → амфиболиты (с реликтами Рп<sub>40</sub> и Мп<sub>26</sub>). Породы, ассоциирующие в пределах этих зон, как видно, являются продуктами метаморфической деструкции высокометаморфизованного архейского основания /28 /.

В заключение отмечается, что породы МЭФ пользовались на территориях протократонных геоблоков повсеместным распространением.

#### Ультрамафит-мафит-железистая формация

В останцах и реметаморфизованных ареалах гранулитового комплекса УЩ разбурено около 300 участков распространения ультрамафит-мафитовых пород. Многие из них ассоциируют с магнетитовыми кварцитами. Ассоциации высокометаморфизованных пород, выделенных в качестве УМЖФ, образуют массивы-останцы, расположенные в виде сближенных "цепочек" вдоль линеаментов. Последние простираются в субмеридиональном направлении на расстояния от 100-150 км (Приазовье) до 600 км (Брусилы-Одесский линеамент). Заложение линеаментов и развитие гипербазит-базитового магматизма происходило в дометаморфический период. По геофизическим данным ультрамафит-мафитовые комплексы пород прослеживаются до основания коры.

Днестровско-Бугский район. В верхнебужской его части встречаются линзовидные блоки пород УМЖФ (до I кв. км), заключенные в чарнокитах подольского комплекса. Внутренняя структура останцов (близ с.с. Острожок, Кутыща и Плисковка) определяется симметричной метаморфической зональностью: Ол<sub>10</sub>+Рп<sub>8-11</sub><sup>+</sup>Мп<sub>7-9</sub><sup>+</sup>Шп (периодит) → ультрамафитовые амфиболиты - Ол<sub>16</sub>+Рп<sub>10-12</sub>+Рог<sub>9-10</sub> → Рп<sub>26</sub>+Рог<sub>21</sub><sup>+</sup>Мп<sub>17</sub><sup>+</sup>Пл<sub>60</sub> — амфиболитизированный мафитовый гранулит (Рп<sub>42</sub>+Мп<sub>23</sub>+Рог<sub>36</sub>+Пл<sub>48</sub>) ; Рп<sub>23-27</sub>+Ол<sub>22</sub>+Шп (пироксенит) — ультрамафитовые амфиболиты - Мп<sub>32</sub>+Рог<sub>38</sub><sup>+</sup>Пл<sub>Са</sub> → Рог<sub>42</sub><sup>+</sup>Пл<sub>45-57</sub><sup>+</sup>Мт → амфиболитизированный мафитовый гранулит (Мп<sub>38</sub>+Рог<sub>44</sub><sup>+</sup>Пл<sub>45-49</sub><sup>+</sup>Рп<sub>54</sub>).

В Среднем Побужье сосредоточена преобладающая часть слабо реметаморфизованных ультрамафит-мафитовых пород гранулитового комплекса (Первомайско-Голованевский блок). В районе устанавливаются две полосы магнитно-гравитационных максимумов северо-западного простирания. Одна из них задаётся направлением - Липняговский, Капитановский и Липовеньковский массивы; другая - проходит через Молдовско-Тарноватский и Грушковский массивы. Массивы, вск-

рытые бурением, не могут служить источником этих аномалий. Возбуждающие массы – продукты древнейшего гипербазит-базитового магматизма – простираются на большую глубину. Массивы-останцы ультрамафит-мафитовых пород представляют собой "рои" дайкообразных тел, которые составляют ныне только некоторую часть их первоначального объёма: метабазиты в составе комплексов перерабатывались в ходе раннеархейской эндербитизации и протерозойского ультраметагенеза. О мафитах раннего этапа напоминают только реликты мафитовых гранулитов с микровключениями ультрамафитовых амфиболитов и метаультрабазитов, рассеянные вокруг массивов. Форма и размеры массивов-останцов определяются характером локализации исходных ультрамафитовых обособлений в метабазитах. При чередовании с ними ультрамафитовые сегрегации (в форме скрытой или грубой расслоенности) образуют такие механические системы, которые с трудом поддаются сквозному разрыву в процессе синметаморфических деформаций. Основные морфологические типы разобъённых ультрамафит-мафитовых тел рассматриваются на примерах Молдовско-Демовярского, Тарноватского, Деренюхинского, Кумаровского и Капитановского массивов. Приводятся данные о закономерностях изменения минерального состава ультрамафитовых пород.

Преобладающая часть ультрамафит-мафитовых пород Побужья характеризуется развитием симметричной метаморфо-метасоматической зональности. Обособления дунитов, перидотитов и оливиновых пироксенитов, заключенные в мафитовых гранулитах, в условиях высокотемпературной метаморфической гидратации окаймляются зональными ореолами ультрамафитовых амфиболитов. Их минеральный состав закономерно изменяется в направлении вмещающих мафитовых гранулитов: перидотит  $\rightarrow$  ультрамафитовые амфиболиты –  $Ol+Шп+Рп+Рог \rightarrow Ol+Рп+Рог \pm Мп \rightarrow Рп+Рог \pm Мп \pm Пл_{Ca} \rightarrow$  мафитовый гранулит ( $Рп+Рог \pm Пл \pm Мп$ ).

Перекристаллизация ультрамафит-мафитовых пород в условиях "высокой" амфиболитовой фации связывается с субширотными синметаморфическими деформациями. Эти зоны контролировали развитие различных ультрамафитовых амфиболовых сланцев, графитизацию и регенерационное медно-никелевое сульфидное оруденение /14/.

Метаморфизованные тела ультрамафит-мафитовых пород иногда содержат реликтовые сегрегации магматических минералов. По ним устанавливаются следы грубой и тонкой фазовой расслоенности, аккумуляции кристаллов. Приводится детальное описание этих явлений. В хромитоносных массивах (Капитановский) устанавливаются широко развитые метасоматиты, которые приурочиваются к периферии: кальцифировые, флогопитовые, эвлизитовые, гранат-кордиеритовые, кварц-гранатовые, гранат-кварц-магнетитовые, ферроспессартин-манганопироксеновые.

Приазовский район - своеобразная провинция, в которой до раннего гранулитового метаморфизма ультрамафитовые породы были связаны с базитами средней и высокой железистости. В метабазах средней железистости ( $F = 0,38-0,46$ ) -  $Rp_{40-50} + Mp_{26-35} + Pog_{36-44} + Pl_{48-67}$  - содержатся ультрамафитовые амфиболиты с реликтами дунита ( $Ol_{17-21}$ ) перидотита гарцбургитового ( $Ol_{18-20} + Rp_{16-18} \pm Ilp$ ) и лерцолитового ( $Ol_{18-22} + Rp_{19-24} + Mp_{15-22}$ ) состава. Они отделяются мафитовых гранулитов симметричными зонами ультрамафитовых амфиболитов: гипербазит (или ультрамафитовый гранулит) — ультрамафитовые амфиболиты -  $Ol + Rp + Pog \pm Mp$  —  $Rp + Pog \pm Mp$  — мафитовый гранулит. В отличие от Среднего Побужья здесь "выпадает" зона оливин-шпинелевых ультрамафитовых амфиболитов. В железистых ( $Rp_{45-60} + Pog_{42-53} + Pl_{55-70} \pm Mp_{31-47}$ ) и высокожелезистых ( $Rp_{65-79} + Mp_{50-65} + Pog_{59-70} + Pl_{60-78}$ ) мафитовых гранулитов, как правило, содержатся маломощные тела среднежелезистых оливинитов ( $Ol_{49-51} + Rp_{45-51} \pm Kum_{39-45} \pm Akt$ ), оливиновых гиперстенитов ( $Ol_{49-51} + Rp_{47-49} \pm Kum_{39-45} \pm Ilp_{45}$ ) и (реже) вебстеритов ( $Rp_{45} + Mp_{39} \pm Ol_{47-49} \pm Ilp$ ), клинопироксенитов ( $Mp_{32} \pm Rp_{39-42} \pm Akt \pm Kum_{31-35}$ ). В таких ассоциациях пород встречаются реликты грубозернистых габбро-норитов ( $Rp_{35} + Mp_{24} + Pl_{64-70}$ ). Всё вместе наполняет фрагменты расслоенных гиабиссальных интрузий ферропикробазальтовой магмы /29 /.

Фрагменты ультрамафит-мафитовых массивов располагаются среди пород мафит-эндербитовой формации; образования УМКФ и МЭФ слагают "островки" в мигматито-гнейсовых полях (2,6-2,8 млрд. лет): Новопавловский, Сачкинско-Садовый, Корсакомогильский, Каменномогильский и др. С ультрамафит-мафитовыми породами тесно ассоциируют тела эвлизитов и пироксен-магнетитовых кварцитов, в которых содер-

жаты реликтовые включения ферромафитовых гранулитов. Ультрамафит-мафитовые тела имеют овальную и линзообразную формы. Директивные текстуры ультрамафитов совпадают с ориентировкой вмещающих пород. Будинированные тела ультрамафит-мафитовых пород прослеживаются в магнитных полях (полосовидные аномалии), образуя цепочки, которые отражают положение дометаморфических линейментов. Последние протягивались на 100-250 км в субмеридиональном направлении: Новопавлоско-Восточnodаниловский, Черниговско-Куксунгурский, Мангунский.

#### ФУНДАМЕНТ ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Докембрийский фундамент на востоке Восточно-Европейской платформы погребён под нефтегазоносным осадочным чехлом (мощность 1,5-3,5 км). Структура поверхности и элементы глубинного строения изучаются геофизическими методами. Эти данные коррелируются с результатами глубинного бурения. Геологическая интерпретация геофизических данных остаётся неоднозначной: предложенные схемы строения и развития докембрия (Ситдииков и др., 1980; Богданова, 1986) сильно различаются, хотя базируются на одном подходе и характеризуются примерно равной силой доказательств.

Ассоциации пород МЭФ составляют преобладающую часть сохранившегося гранулитового комплекса Татарии и сопредельных территорий. Породы МЭФ изучались в пределах Нурлатской, Ульяновской, Приказанской, Черемшанской, Усть-Икской, Азеево-Салаушской, Миннибаевской, Южно-Бондюжской, Шенталинской и Сулинской площадей. В керне скважин чередуются останцы МЭФ и продукты их переработки в условиях амфиболитовой фации. Типичные взаимоотношения между породами МЭФ прослеживаются в Нурлатском комплексе на юге Татарии - неоднородном линзовидном останце (140x35 км), обрамлённом породами гнейсо-мигматит-амфиболитовой (на северо-западе) и гнейсо-мигматитовой (на юго-востоке) серий. В составе комплекса преобладают грубо- и тонкополосчатые чередования эндербито-гнейсов (Гр72-82+Рп46-59+Пл32-37+Кв±Би42-47) и мафитовых гранулитов (Рп37-46+Мп26-34+Рог32-40+Пл45-64; Рп43-56+Рог40-49+Пл50-60). В эндербито-гнейсах встречаются также реликты фанеромерных эндербитов диоритового и плагиогранитного состава (Рп36-38+Пл42±Кв±Мт; Рп39-52+Пл30-40+Кв+Би41-48). В центральной части блока

присутствуют скопления тел эндробитизированных мафитовых и ферромафитовых гранулитов. С ними ассоциируют "прослои" пироксен-магнетитовых кварцитов и элизитов. В железистых породах почти постоянно встречаются реликты феррометабазитов ( $Pn_{58-68}^{+}Mn_{34-55}^{+}Pg_{50-62}^{+}Pl_{49-57}$ ). В метабазитах развиваются зоны плагиоклазового и гиперстенового порфиробластеза. Нередко устанавливаются "переслаивания" эндробито-гнейсов и апоэндробитовых (с реликтами гиперстена).

Указанные соотношения повторяются почти повсеместно, в том числе и в керне сверхглубокой скважины (СГС) Миннибаевская 20 000. Предполагалось, что в ней вскрывается толща большечеремшанской (метаосадочные породы, амфиболитовая фация) и отрадненской (мафит-эндробитовая формация, гранулитовая фация) серий, которые находятся в довольно монотонном чередовании. "Переслаивание" продуктов метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций с точки зрения "метаморфизма Винклера" не находит объяснения. Полученные данные отвечают следующей схеме. В керне СГС преобладали породы МЭФ, которые были прогреты в условиях амфиболитовой фации, но синдеформационный кристаллобластез и ультраметагенные процессы протекали только в пределах зон деформаций, которые были флюидопроводящими. Здесь эндробито-гнейсы перекристаллизовывались в апоэндробитовые ( $Bi+Pl+Kv+Gr+Kпш$ ), а также представляли субстрат для формирования пост-эндробитовых анатектических мигматитов, с которыми связываются также маломощные обособления кордиеритовых пород. Масштабы их распространения в пределах СГС сильно зашнены. Вероятно, породы большечеремшанской серии составляли не метаосадочную серию, а продукты метаморфической (метаморфо-метасоматической) и ультраметагенной переработки образований древнейшей мафит-эндробитовой формации.

### Глава III. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МАФИТОВ В ГРАНУЛИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

Представления о гранулитовом метаморфизме связываются с развитием латеральной метаморфической зональности (Другова, Глебовицкий, Дук и др., 1982): с востока на запад, сменяя друг друга, развиты пояса метаморфизма низких-умеренных → повышенных → низких или умеренных давлений (Мелемкенский блок). Становление зон коррелируется



с гранулитовым метаморфизмом второго цикла. Предполагалось, что в составе Мелемкенского блока преобладают породы кварцито-гнейсовой толши; в составе Сутамского и Иджекско-Нуямского - гранулит-эндербитовая и эндербито-гнейсовая соответственно. Изучение пород Мелемкенского и Сутамского блоков показывает, что геологическое развитие региона отклоняется от данной схемы.

Кварциты здесь составляют базисный тип пород (специфический этап древнейшей седиментации?) при выделении маркирующих горизонтов, слагающих верхнеалданскую, бугорьктанскую, нихотскую и горбыляхскую свиты. Однако кварцевые породы (кварциты) представлены разновременными группами, имеющими различный генезис (от ранних к поздним): кварцит-эндербиты ( $Kв$  до 80-85%) -  $Rп_{38-42} + Пл_{45-50} + Kв + Мт$  (до 18%) с будинами и линзами мафитовых гранулитов; метасоматические кварциты, связанные с микроклиновыми гранитами; кварцевые породы из зон гидротермального окварцевания. Последние иногда тоже "падают" в кварциты.

Мафитовые гранулиты и эндербито-гнейсы - мезократовые ( $Rп_{34-42} + Пл_{38-46} + Мп + Рог + Kв$ ), плагиогранитные ( $Rп_{38-42} + Пл_{32-36} + Kв + Кпш + Мт$ ) и кварцитовые - наиболее распространённое сочетание пород, составляющих реликты. В эндербито-гнейсах встречаются останцы фанеромерных эндербитов, в амфиболитах - реликты мафитовых гранулитов. Эндербитизация мафитовых гранулитов представляется полифазным процессом. За каждой фазой образования эндербит-мигматитов следует этап их перехода в эндербито-гнейсы, которые пересекаются новыми эндербитами и т.д. (район Бугорьктанских дислокаций, бассейн р. Улахан-Хайдарачи, междуречье Мал. и Бол. Мелемкенов, истоки р. Сутам).

В мигматито-гнейсовом поле Мелемкенского блока встречаются тела ферромафитовых гранулитов ( $Rп_{60-70} + Мп_{47-66} + Пл_{58-77} + Рог_{54-68}$ ) Они "переслаиваются" с метабазами низкой и умеренной железистости. По контактам развиваются метаморфо-метасоматические сегрегации  $Rп_{Fe} + Мт$ ,  $Rп_{Fe} + Рог_{Fe}$ ,  $Kв + Мт + Rп$ . При эндербитизации ферромафитовых гранулитов возникают эндербит-мигматиты с высоким содержанием магнетита (до состава бедных железных руд). В ходе синдеформационного кристаллобластеза железистые мафиты пересекаются конкордантными жилами двупироксен-магнетитовых кварцитов, а руд-

ные кварцит-эндербиты приобретают облик тонкополосчатых магнетитовых кварцитов.

Ультрамафитовые породы, как правило, слагают разобъённые включения в эндербитизированных мафитовых гранулитах. В процессе метаморфизма пироксениты переходят сначала в тонкозернистые ультрамафитовые гранулиты, а затем - в ультрамафитовые амфиболиты (Ол+Рог<sup>±</sup>Рп<sup>±</sup>Мп, Ол+Шп+Рог<sup>±</sup>Кум, Рп+Мп+Рог).

На территории центральной части Адданского щита породы МЭФ некогда слагали обширные поля в рамках Мелемкено-Сутамского мегаблока. Переход эндербито-гранулитовых комплексов в эндербито-гнейсовые происходил на завершающей стадии развития гранулитовой фации. Прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации и ультраметагенез приводили к преобразованию эндербито-гнейсовых серий в мигматито-гнейсовые.

#### Глава IV. ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МАФИТЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ И ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

Геологическое развитие и метаморфическая деструкция мафит-эндербитовой формации Земли Энтерби (Восточная Антарктида).  
 Район сложен породами Нейпирского комплекса, в котором преобладали эндербиты, мафитовые гранулиты, эндербито-гнейсы, а также Рейнерского - в нём образования "нейпирского" типа вытеснялись породами с парагенезисами "низкой" гранулитовой и амфиболитовой фаций. Развитие Рейнерской зоны связано с полифазными региональными деформациями широтного и северо-восточного простирания. Если принимать во внимание лишь те системы деформаций, которые вызвали изменения структур, текстур и минерального состава пород, то последовательность развития метаморфизма представится следующей:  
 Д<sub>1</sub> - ранняя фаза синдеформационного кристаллообластеза; с ней связываются древнейшие мафитовые гранулиты (Рп<sub>32-66</sub><sup>±</sup>Мп<sub>24-55</sub><sup>±</sup>Пл<sub>51-80</sub><sup>±</sup>Пиж<sub>61-64</sub>) и некоторые мезократовые эндербит-мигматиты (условия РТ-пика); Д<sub>2</sub> - разгнейсование ранних эндербитов и развитие эндербит-мигматитов в двупироксен-роговообманковой субфации, где реакции гидратации подавлялись генерацией эндербитовых расплавов; Д<sub>3</sub> - начальная стадия формирования Рейнерского комплекса на границе гранулитовой и амфиболитовой фаций; синдеформационный переход эндербитов в эндербито-гнейсы, которые (в свою очередь) преобразо-

вывались в апоэндербитовые гнейсы (Би+Пл+Кв<sup>±</sup>Гр<sup>±</sup>Кпш); заложение ведущей региональной системы ориентировки директивных текстур; Д<sub>4</sub> - прогрессивный метаморфизм и ультраметагенез в условиях амфиболитовой фации и становление Рейнерского комплекса.

Деструктурированные фрагменты мафит-эндербитовой формации в гнейсо-мигматитовом комплексе Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида). В гнейсо-мигматитовых полях региона содержатся блоки-останцы гранулитового комплекса, разделённые на серии Рейнболт и Ларсеманн. Они близки друг другу по ассоциациям пород, однако в последней более широким развитием пользуются теновые граниты и апоэндербитовые гнейсы (гранат-биотитовые и биотитовые). Минеральный состав пород в обеих сериях изменяется в широких, но примерно в одинаковых масштабах (в скобках содержание минерала, мас.%): метабазиты - Рп<sub>36-63</sub>(18-43)+Пл<sub>77-76</sub>(36-54)+Мт; Рп<sub>42-54</sub>(27-40)+Пл<sub>58-67</sub>(46-55)+Мт (до I4); Рп<sub>45-50</sub>(27-38)+Мп<sub>31-38</sub>(16-22)+Пл<sub>65-70</sub>(50-44)<sup>±</sup>Илм<sup>±</sup>Би<sup>±</sup>Рог; эндербиты и эндербито-гнейсы лабрадоритового типа - Рп<sub>40-48</sub>(8-16)+Пл<sub>53</sub>(79-86)+Рог<sub>37-41</sub>(0-3)<sup>±</sup>Мп<sub>26-33</sub><sup>±</sup>Мт; диоритового - Рп<sub>44-47</sub>(21-25)+Пл<sub>38-45</sub>+Кв(8-14)<sup>±</sup>Орт<sup>±</sup>Би (до I0-I5)<sup>±</sup>Илм и плагиогранитного - Рп<sub>39-43</sub>(6-II)+Пл<sub>27-33</sub>(49-67)+Кв(20-40)<sup>±</sup>Би. В апоэндербитовых гранат-биотитовых и биотитовых гнейсах устанавливаются реликты гиперстена. Парагенезисы Гр+Рп+Би и Гр+Би характеризуют условия нескольких фаз кристаллоблестеза. Показано, что развитие высокотемпературной гидратации в метабазитах подавлялось генерацией эндербитовых расплавов. В пределах региона устанавливаются (по аналогии с Землей Эндерби) фазы синдеформационного кристаллоблестеза Д<sub>2</sub> и Д<sub>3</sub>. С фазой Д<sub>2</sub> связываются бескорневые выделения эндербитов лабрадоритового состава - Рп<sub>42</sub>(6%)+Пл<sub>50-56</sub>(89%)<sup>±</sup>Кв<sup>±</sup>Ап (бухта Реуер). Отмечается существенное сходство процессов, протекавших в породах Нейпирского комплекса в ходе развития Рейнерской зоны и в породах серии Рейнболт на пути их преобразования в ассоциации пород серии Ларсеманн. По модели плюмбо-тектоники возраст ранних эндербитов Земли Мак-Робертсона составляет 3,7 млрд. лет.

## Западная Гренландия

В полосчатом комплексе "серых гнейсов" Амитсок преобладают гнейсы тоналит-адамеллитового состава, содержащие древний циркон (3,65-3,69 млрд. лет). Распространены также амфиболиты с реликтами орто- и клинопироксена, тела очковых гнейсов (блестокатаклизитов с порфиробластами микроклина), эндербито-гнейсов. Встречаются реликты эндербитов и эндербитизированных мезократовых ферромафитовых гранулитов ("ферродиоритов") с цирконом, возникшим 3,6 млрд. лет назад, а также конкордантные пегматитовые жилы. Амфиболиты (синхронно с преобразованием текстуры "серых гнейсов") превращались в тонкие прерывистые линзы и многочисленные "пунктирные" микробудины. Реликтовые пироксены и амфиболы в амфиболитах указывают на то, что эти породы некогда были мафитовыми гранулитами следующего состава -  $Rp_{42-60} + Mp_{24-54} + Prg_{34-62} + Pl_{52-86}$ .

Структура комплекса Амитсок, развитого на больших территориях, отражает процессы многостадийного синдеформационного кристаллоблестеза: реориентирование региональных полосчатых текстур, заложение интрафолиантных складок, причудливых птигматитовых "волн" и т.д. В очковых гнейсах (район Буксе-фьорда) местами содержатся реликты эндербито-гнейсов и амфиболитизированных мафитовых гранулитов ( $Rp + Prg + Pl + Mp$ ).

Высокометаморфизованные ультрамафит-мафитовые породы доамитсокской формации Акилия (3,88 млрд. лет) слагают самостоятельные толщи и присутствуют в виде останцов (до первых сотен метров) в "серых гнейсах" Амитсок. Эти данные свидетельствуют о том, что в период, предшествующий образованию гнейсов Амитсок, существовала мафитовая и ультрамафит-мафитовая кора, метаморфизованная в гранулитовой фации. Совокупность геологических и петрогенетических данных указывает на то, что "серые гнейсы" возникли путём перекристаллизации эндербит-мигматитов в условиях амфиболитовой фации. Эндербиты, в свою очередь, развивались по метабазитам в ходе раннего ультраметагенеза гранулитовой фации. Представляется, что мафитовые и ультрамафитовые комплексы формации Акилия являлись протокорой мафитового профиля, частично поглощённой при полифазных процессах раннего и позднего диатексиса.

## Глава У. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Петрогенетическая интерпретация полученных петрографических данных исходит из того, что формирование нового минерального парагенезиса протекает, как правило, на фоне синметаморфических деформаций и сопровождается преобразованием структур и текстур горных пород.

На основе уравнения Аррениуса —  $K = K_0 \cdot e^{-E/RT}$  или  $K = K_0 \cdot \exp(S/RT) \cdot \exp(-H/RT)$ , где  $K$  — константа скорости реакции,  $K_0$  — то же при реализации всех возможных взаимодействий,  $E$  — энергия активации или разность свободных энергий исходных молекул и активированного комплекса (комплексной конфигурации атомов с "полунарушенными" старыми и "полуобразованными" новыми связями), показывается, что ориентировка внутрикристаллических дислокаций в процессе формирования нового минерального парагенезиса определяется развитием двух или трёх независимых систем скольжения. Направленное накопление дислокаций в зёрнах минералов происходило, главным образом, за счёт трансляционного и двойникового скольжения, истирания зёрен друг о друга и аккумуляции деформаций сдвига. Рост дифференциальной поверхностной энергии обуславливает избирательность зародышевания и ориентированную кристаллизацию с высокой подвижностью совпадающих границ, которая контролируется действующей системой напряжения. Резкое сокращение числа возможных ориентационных положений вызывает снижение значений параметра  $S/RT$ , понижение энергии активации и возрастание скорости метаморфических реакций, которые относятся к типу механохимических, протекающих в диффузионной области. Рекристаллизация направлена на образование ненапряжённых зёрен. Движение их границ определяет остаточная энергия деформации. Уменьшение удельной плотности дислокаций сопровождается перемещением стыков зёрен в пространство пустот ("запльвание" пустот). Циркуляция флюида приостанавливается и реакция прекращается.

В переменном  $PT$ -поле гранулитового метаморфизма последовательность в смене минеральных парагенезисов обуславливалась дискретными процессами пространственно-временного сопряжения региональных флюидопроводящих деформаций и  $PTX$ -параметров, благоприятных для протекания тех или иных реакций.

В главе содержатся данные о синхронном преобразовании структур горных пород и сочетаний фаз в парагенезисе или изменения химического состава минералов, о химической неоднородности минералов как следствия незавершённости метаморфических реакций и явлениях распада некоторых высокотемпературных твёрдых растворов метаморфических минералов.

#### Минеральные парагенезисы мафитовых гранулитов

Петрогенетические неоднородности минерального состава этих пород отражают все основные фазы изменения физико-химических условий раннего гранулитового метаморфизма: (А) изохимический кристаллоблестез в области РТ-пика; (Б) изо- и аллохимическую метаморфическую гидратацию; (В) ультраметагенез (эндербитизацию метабазитов) и связанные с ним метаморфо-метасоматические процессы; (Г) рекристаллизацию в РТ-области, пограничной между гранулитовой и амфиболитовой фациями.

(А) Двупироксен-плагиоклазовые мафитовые (Рп+Мп+Пл) и ферромафитовые (Пл<sub>Гр</sub>+Рп<sub>Гр</sub>+Мп<sub>Гр</sub>+Пл) гранулиты. Реликты в двупироксен-роговообманковых метабазитах. Химический состав (мас. %): SiO<sub>2</sub> -46,3+48,9; TiO<sub>2</sub> -0,3+1,9; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> -10,0+12,2; FeO -11,1+23,4; MgO -15,8+3,8; CaO -10,0+11,4; Na<sub>2</sub>O -1,0+1,7; K<sub>2</sub>O -0,0+0,3; F=100Fe/Fe+Mg =36+77.

В орто- и клинопироксене (С2/с) содержатся продукты бинадального распада (Мп или Рп соответственно). Инвертированный ферропиконит описан в ферромафитовых гранулитах (УЦ, ВАП), эндербитах (ВАП, Анабарский щит), эвлизитах и пироксен-магнетитовых кварцитах (УЦ, Воронежский массив). Приводятся химические составы ранних минералов и продуктов их распада, характеризуются структурные взаимоотношения.

(Б) Двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты (Рп+Мп+Ро<sub>г</sub>+Пл). Образовались путём высокотемпературной метаморфической гидратации метабазитов группы (А). Ранняя совокупность минералов Рп<sub>1</sub>+Мп<sub>1</sub>+Пл<sub>1</sub> вытеснялась более поздней Рп<sub>2</sub>+Мп<sub>2</sub>+Ро<sub>г</sub>+Пл<sub>2</sub>. В зёрнах Рп<sub>2</sub> и Мп<sub>2</sub> встречаются реликты распавшихся Рп<sub>1</sub> и Мп<sub>1</sub>. Показано, что высокотемпературная гидратация представляет повсеместно проявленный этап раннего гранулитового метаморфизма. Этот процесс протекал в изо- и аллохимическом (в зонах флю-

идного массопереноса натрия) режиме. Первый доказывается физико-химическими расчётами, второй — данными о структурной и химической неоднородности роговых обманок и плагиоклаза.

Гранат-двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты (Рп<sub>52-76</sub>+Мп<sub>40-62</sub><sup>±</sup>Ро<sub>г</sub><sub>50-70</sub><sup>±</sup>Гр<sub>76-92</sub>) образуют обособленные пакки среди метабазитов и реликтовые включения в эвлизитах, пироксен-магнетитовых кварцитах (Ущ, Ащ, Русская плита, ВАП). Чаще всего развитие граната в ферромагнитах отражает метаморфо-метасоматические процессы, протекавшие в широком интервале РТ-условий (регрессивная ветвь РТ-тренда). Данные о равновесиях Гр+Рп при РТ-параметрах пика метаморфизма (Земля Эндерби) не подтвердились. Другие метаморфо-метасоматические явления в феррометабазитах связаны с зонами гранатового и пироксенового порфиробластеза, где образуются гранат-пироксеновые и пироксеновые эвлизиты (Рп<sub>Гр</sub>+Гр<sub>Гр</sub><sup>±</sup>Мп<sub>Гр</sub>).

(В) Эндербиты и эндербито-гнейсы. Эндербиты — фанеромерные пироксеновые (существенно гиперстенные) плагиомигматиты в метабазитах. Среди эндербитов по составу выделяются (в скобках содержание минерала, мас. %): анортозит-эндербиты /Рп<sub>39-79</sub> (2-19)+Пл<sub>48-56</sub> (70-80)<sup>±</sup>Пиж<sub>64-68</sub> (0-4)<sup>±</sup>Мп<sub>25-64</sub> (0-10)<sup>±</sup>Кв<sup>±</sup>Илм/; диорит-эндербиты /Рп<sub>44-57</sub> (6-15)+Пл<sub>35-43</sub> (68-78)+Кв (10-18)/; плагиогранит-эндербиты /Рп<sub>40-62</sub> (5-7)+Пл<sub>32-36</sub> (52-70)+Кв (26-46); кварцит-эндербиты /Рп<sub>38-68</sub> (1-3)+Кв (85-96)+Пл<sub>40-50</sub> (1-5)/; магнетитовые кварцит-эндербиты /Рп<sub>49-50</sub> (2-6)+Мт (6-18)+Кв (68-79)+Пл<sub>45-48</sub> (1-5)/. Нередко в этом порядке происходит формирование эндербитов (в рамках одной фазы).

Эндербито-гнейсы — продукты синдеформационного кристаллобластеза эндербитов в условиях гранулитовой фации. Эндербито-гнейсы служат субстратом для образования апоэндербитовых гнейсов в амфиболитовой фации (Би+Пл+Кв<sup>±</sup>Гр<sup>±</sup>Кш). Механизм перехода эндербита в эндербито-гнейс в большинстве древних щитов характеризуется большим сходством. Этот процесс показывается на примере Среднего Побужья: в переходных гетерогранобластовых эндербито-гнейсах состав центральной части более крупных зёрен гиперстена и плагиоклаза отвечает таковым в исходном эндербит-мигматите (Рп<sub>56-57</sub>+Пл<sub>38-42</sub>+Кв+Илм), а периферических зон — вы-

делениям этих минералов в гомеогранобластовом эндробито-гнейсе (Рп<sub>52-53</sub>+Пл<sub>30-32</sub>+Кв<sup>±</sup>Мт).

Биотитовые и гранат-биотитовые эндробито-гнейсы. Развитие парагенезисов Би+Рп+Пл+Кв<sup>±</sup>Гр обнаруживает пространственно-временную связь с образованием антипертита в плагиоклазе. В равновесии Рп+Би состав биотита отвечает ряду флогопит-аннит ( $Al^{VI} - 0,05$ ;  $Al^{IV} - I,0+I, I$ ). При формировании апоэндробитовых биотитовых гнейсов (Би+Пл+Кв<sup>±</sup>Гр) эти слюды обогащаются истонит-сидерофиллитовым компонентом ( $Al^{VI} - 0, I+0,3$ ;  $Al^{IV} - I,2+I,3$ ). Сопряжённая железистость пары Рп-Би изменяется в широких пределах (Рп<sub>30-70</sub>-Би<sub>20-60</sub>) и описывается уравнением:  $X_{Fe}^{Рп} = 0,013 + I,534 \cdot X_{Fe}^{(Би)} - 0,667 \cdot (X_{Fe}^{Би})^2$ . В ассоциирующих "пачках" эндробито-гнейсов нередко встречаются пары Рп-Би, в которых резко изменяется сопряжённая железистость: например, в Верхнем Побужье - Рп<sub>41</sub>+Би<sub>28</sub>+Пл<sub>26-31</sub>+Кв и Рп<sub>70</sub>+Би<sub>59</sub>+Пл<sub>32-36</sub>+Кв; в Приазовье - Рп<sub>46</sub>+Би<sub>34</sub>+Пл<sub>30</sub>+Кв и Рп<sub>73</sub>+Би<sub>63</sub>+Пл<sub>34</sub>+Кв. Интенсивное развитие антипертитов замещения нередко приводит к тому, что биотит становится неустойчивым и его чешуйки окружаются "кружевными" каймами, в которых биотит переполняется микровключениями магнетита и калиевого полевого шпата. Кристаллизация граната в эндробито-гнейсах сопровождается небольшой деанортитизацией плагиоклаза.

Метаморфические и метаморфо-метасоматические минеральные ассоциации ультрамафитовых пород

В породах ультрамафит-мафитовой серии (гранулитовый комплекс УЩ) описаны продукты незавершённых метаморфических и метаморфо-метасоматических реакций: присутствие двух и более поколений минералов в одной породе, химическая зональность минералов, реликтовые магматические сегрегации.

Ультрамафитовые гранулиты - тонкозернистые полигональные и полигонально-гранобластовые породы, которые по химическому составу отвечают реликтовым гипербазитам и пироксенитам, но слагаются метаморфическими минералами: Ол<sub>12-18</sub>+Рп<sub>7-10</sub>+Шп<sub>32-38</sub>+Мп<sub>4-6</sub>; Ол<sub>9-12</sub>+Мт<sup>Gr</sup>; Ол<sub>15-25</sub>+Рп<sub>11-17</sub>+Мп<sub>7-12</sub>+Шп<sub>48-56</sub>; Рп<sub>19-23</sub>+Шп<sub>30-33</sub>+Сапф<sub>17-19</sub>. Эти парагенезисы синхронны минеральным со-

вокупностям метабазитов группы (А) и отражают условия РТ-пика метаморфизма. Сапфириновые ультрамафитовые гранулиты развивались за счёт алюмобронзититов ( $Rp_{16-20}, Al_2O_3^{7+10\%}$ ) -  $Rp_{15-19}$  ( $Al_2O_3^{3,4+5,5\%}$ ) +  $Шп_{30-33}^{Al}$  + Сапф, анортитовых и битовнит-бронзитовых обособлений в полосчатых хромититах -  $Шп_{37}^{Al}$  ( $Cr_2O_3^{1,7+7,0\%}$ ) + Сапф<sub>18-20</sub> +  $Rp_{23}^{±}An^{±}Bi$ .

Ультрамафитовые амфиболиты замещают ультрамафитовые гранулиты и реликтовые перидотиты, пироксениты. Незавершённые реакции их вытеснения отражаются в развитии симметричных зональных ореолов из ультрамафитовых амфиболитов переменного состава: метабразит → ультрамафитовые амфиболиты -  $Ol + Шп + Rp + Rog^{±}Mp$  --  $Ol + Rp + Rog^{±}Mp$  →  $Rp + Rog^{±}Mp^{±}Pl_{Ca}$  → вмещающие двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты. Процессы формирования ультрамафитовых амфиболитов проясняются по данным об изменении минерального состава в пределах каждой из зон. Оливин-шпинелевые ультрамафитовые амфиболиты слагают внутренние зоны ореолов, По направлению к вмещающим метабазитам в них нередко возрастает сопряжённая железистость сосуществующих минералов, которая довольно точно отражается в химической зональности минералов. Одним из примеров здесь может служить зональный ореол, прослеженный на 50 м. (Демовярский массив):  $Ol_{13} + Rp_{11} + Шп_{38} + Rog_{10}$  →  $Ol_{14} + Rp_{13} + Шп_{40} + Rog_{12}$  →  $Ol_{17} + Rp_{15} + Шп_{43} + Rog_{16}$ . Также последовательно изменяется по разрезу окраска и состав шпинели (в скобках содержание  $Cr_2O_3$ , мас.%): зеленоватобурая (8-12) → буроватозелёная (4-6) → грязнозелёная (2-3) → оливковозелёная (1, 0-2, 7). Результаты изучения химической зональности минералов показывают, что внешние зоны разрастались за счёт внутренних. Оливиновые ультрамафитовые амфиболиты отличаются от оливин-шпинелевых отсутствием шпинели. Вариации состава железисто-магнезиальных минералов подчиняются той же закономерности, но проявленной слабее. Наблюдаются переходы в бронзитовые или двупироксеновые ультрамафитовые амфиболиты, которые по структурно-текстурным признакам приближаются к мафитовым гранулитам. Закономерные колебания минерального состава от зоны к зоне отчётливо коррелируются с изменениями химического состава ультрамафитовых амфиболитов. Конечные продукты переработки гипербазитов или пироксенитов ус-

матриваются в однородных ультрамафитовых амфиболитах, состав которых занимает промежуточное положение между метаультрабазитами и metabазитами.

Сапфириновые ультрамафитовые амфиболиты представляют собой гетерогенные образования - в одних случаях они непосредственно замещают сапфириновые ультрамафитовые гранулиты, в других - являются продуктами высокотемпературной метаморфической гидратации бронзит-шпинелевых кумулатов. Последние замещаются сапфирин-шпинель-алюмобронзит-роговообманковыми породами /21/.

В главе приводится систематическое описание структур и текстур ультрамафитовых пород на различных стадиях изменения физико-химических условий, которые вызвали поэтапное вытеснение магматических минеральных сегрегаций и формирование метаморфических и метаморфо-метасоматических минеральных ассоциаций.

#### Глава VI. ИЗОМОРФИЗМ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТВЁРДЫХ РАСТВОРОВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Изучение незавершённых метаморфических реакций по фазовому составу парагенезисов и химизму минералов позволяет определить РТХ-параметры сменяющих друг друга равновесий по уравнениям вида:

$$\Delta G_{P,T} = -RT \ln K_{P,T} = -RT \ln \frac{\prod a_i}{\prod a_j} = \Delta H_{1000}^{\circ} - \Delta S_{1000}^{\circ} \cdot T + \Delta V_{P,T} (P - P_0)$$

где  $a_{1,j}$  - активности минералов в продуктах и реагентах (1, j соответственно),  $V_{P,T}$  объёмный эффект реакций и  $(P - P_0)$  - приращение литостатического давления по отношению к стандартному. Коэффициенты активности минералов определялись в приближении молекулярного и многопозиционного твёрдых растворов. Для молекулярных растворов использовались современные модификации уравнений Маргулиса - уравнения Томпсона (бинарные растворы) и Воля (трёх-компонентные растворы); для многопозиционных - уравнения, связывающие (при фиксированных РТ-параметрах) распределение катионов по неэквивалентным кристаллографическим позициям с составом минерала.

Гранат ряда альмандин (52+62%) - пироп (2+28%) - гроссуляры (10+28%) входит в состав парагенезисов  $Gr + Pp + Mpl + Pl \pm Pog \pm Mt$ ;  $Gr + Pp \pm Mpl + Pog + Pl$  (мафиты);  $Gr + Pp + Pl \pm Bi \pm Mpl$  (эндербитов-гнейсы);  $Gr +$

Pи+Кв+Mn+Mт+Шп (эвлизиты и магнетитовые кварциты) и образуется на различных "временных отметках" регрессивной ветви эволюционного РТ-тренда. Содержания Пир-и Грос-компонентов в гранате имеют отрицательную связь и регулируются изоморфизмом Mg=Ca. Недостаток алюминия в гранатах железистых пород восполняется (по данным ЯГР) катионами Fe<sup>3+</sup>. Усиление изоморфизма Fe<sup>3+</sup>=Al сопровождается поглощением геденбергитового компонента в клинопироксене (С2/с). Особую группу представляют гранаты из Mn-эвлизитов в некоторых регионах. С их помощью доказывается геохимическая предпочтительность изоморфизма Mn<sup>2+</sup>=Fe<sup>2+</sup> в сравнение с Mg-Fe<sup>2+</sup> и метасоматический генезис манганозвлизитов в метабазах.

Термодинамические константы чистых конечных членов в твёрдом растворе граната принимаются по данным термохимических и термофизических исследований: алмадин (S<sub>298</sub> по Веструму; ΔH<sub>1000</sub><sup>0</sup> по Веструму, Шатильону-Колинэ и др.; C<sub>p</sub> = f(T) по /15 /); пироп (ΔH<sub>298</sub><sup>0</sup> и ΔH<sub>970</sub><sup>0</sup> по Ньютоу, Шарлю и Клеппа; S<sub>298</sub> и C<sub>p</sub> = f(T) по Ньютоу); гроссуляр (ΔH<sub>1000</sub><sup>0</sup>, ΔS<sub>298</sub><sup>0</sup> и C<sub>p</sub> = f(T) по Хеллесону и др.)

Термодинамические свойства твёрдых растворов (система Алм-Пир-Грос) граната рассчитывались по термохимическим данным Ньютона, Джейгера, Клеппа и Брюса (Алм-1, Пир-2, Грос-3):

$$\begin{aligned} \ln Y_1 &= X_1 \cdot X_2 \cdot (3,684 \cdot X_1 - 2,320 \cdot X_2) + X_2 \cdot X_3 \cdot (1,510 \cdot X_3 + 6,110 \cdot X_2) + \\ &\quad 4,492 \cdot X_1 \cdot X_2 \cdot X_3 \\ \ln Y_2 &= X_2 \cdot X_3 \cdot (1,510 \cdot X_3 + 6,110 \cdot X_2) + X_1 \cdot X_2 \cdot (3,684 \cdot X_1 - 2,320 \cdot X_2) + \\ &\quad 4,492 \cdot X_1 \cdot X_2 \cdot X_3 \\ \ln Y_3 &= X_1 \cdot X_2 \cdot (3,684 \cdot X_1 - 2,320 \cdot X_2) + X_3 \cdot X_2 \cdot (6,110 \cdot X_2 + 1,510 \cdot X_3) + \\ &\quad 4,492 \cdot X_1 \cdot X_2 \cdot X_3 \end{aligned}$$

Ортопироксен образует (в зависимости от состава пород) несколько изоморфных серий - железисто-магнезиальную (X<sub>Fe</sub> = 0,12-0,46) в ультрамафитовых гранулитах и амфиболитах, в некоторых мафитовых гранулитах; магнезиально-железистую (X<sub>Fe</sub> = 0,49-0,84) в ферромафитовых гранулитах, эвлизитах и магнетитовых кварцитах; железисто-алюмагнезиальную (X<sub>Fe</sub> = 0,09-0,26, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 3+6%) в шпинелевых и сапфириновых ультрамафитовых гранулитах и амфиболитах. В работе приводятся одномерные уравнения регрессии, связывающие состав минерала (X<sub>Fe</sub>) с параметрами элементарной ячейки

ки /а, в, с, /. Параметры  $X_{Fe^{2+}(M1)}$ ,  $X_{Fe^{2+}(M2)}$  и Fe (числа форм.единиц) связываются между собой квадратичными уравнениями. Эта зависимость сохраняется (по экспериментальным данным) и в области высоких температур. Показывается, что состав твёрдого раствора  $(Fe^{2+}, Mg) SiO_3$  влияет на распределение  $Fe^{2+}$  и Mg между позициями M1 и M2 значительно сильнее, чем изменение температуры в интервале 700-900°C. Для практического расчёта метаморфических равновесий рационально исходить из зависимости между мольной долей ферросилитового компонента ( $X_{Fe}$ ) и  $X_{Fe^{2+}(M1)}$  при температуре 800°C:

$$X_{Fe^{2+}(M1)} = 0,0377 + 0,111 \cdot X_{Fe} + 1,0422 \cdot (X_{Fe})^2 ; \text{Ско} = 0,003.$$

Идеальная активность ферросилитового и энстатитового компонентов выразится как  $a_{Fe^{2+}(M1)} = (X_{Fe^{2+}(M1)}^{M1}) \cdot (X_{Fe^{2+}(M2)}^{M2})$  и  $a_{Эн} = (X_{Mg}^{M1}) \cdot (X_{Mg}^{M2})$ , а свободная энергия двупозиционного раствора в виде уравнения:  $\Delta G = \Delta G_{Fv}^{M1} \cdot X_{Fe} + \Delta G_{En}^{M2} \cdot X_{Mg} + RT [X_{Fe} \ln(X_{Fe}^{M1} \cdot X_{Fe}^{M2}) + X_{Mg} \ln(X_{Mg}^{M1} \cdot X_{Mg}^{M2}) + W_{FeMg} (X_{Fe}^{M1} \cdot X_{Mg}^{M1}) + W_{FeMg} (X_{Fe}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M2})]$

Отсюда выводятся выражения активности компонентов:  $a_{Fe^{2+}(M1)} = \exp[0,492 \cdot (X_{Mg}^{M1} \cdot X_{Mg}^{M2})]$  и  $a_{Эн} = a_{Mg}^{M1} \cdot a_{Mg}^{M2} \cdot \exp[0,492 \cdot (X_{Fe}^{M1} \cdot X_{Fe}^{M2})]$ . Активности катионных долей в позициях определяются по уравнению регулярного раствора.

Клинопироксен (C2/c). По интенсивности изоморфизма  $Fe^{2+} =$  клинопироксены разделяются на несколько групп -  $X_{Fe} = 0,16-0,64$  (мафитовые и ферромафитовые гранулиты),  $X_{Fe} = 0,07-0,26$  (ультрамафитовые гранулиты и амфиболиты) и  $X_{Fe} = 0,40-0,88$  (эвлизиты и магнетитовые кварциты). По данным регрессионного анализа выделяются изоморфные пары:  $Fe^{2+} = Mg$  (сильная отрицательная связь),  $Ca = Fe^{2+}$  (значимая отрицательная) и  $Al = Mg$  (значимая положительная). При низких содержаниях алюминий входит только в позицию T; при более высоких (> 2,2%) разделяется между M1 и T примерно поровну. В пироксенах из мanganозавлизигов отмечаются изоморфные пары  $Fe^{2+} = Mg$ ,  $Ca = Mn^{2+}$  и  $Mn^{2+} = Fe^{2+}$ .

Для расчётов в приближении молекулярного раствора вычислены параметры смешения для компонентов Вол, Эн и Фс /10/ (двупараметрическое уравнение субрегулярного раствора).

Закономерности внутрикристаллического распределения катионов между позициями M2 (Ca, Mg, Fe) и M1 (Fe, Mg) в клинопироксене изучены ещё слабо. По этой причине модели представления термодинамических свойств двупозиционного твёрдого раствора клинопироксена опираются на эмпирические данные. Так, сравнительный анализ заселённости позиций в клинопироксене (C2/c) из метаморфических мафитовых гранулитов, габбро и шпинелевых лерцоли-тов показывает, что катионные доли  $Fe^{2+}$  в позиции M1 связываются с формульными количествами  $Fe^{2+}$  простой линейной зависимостью -  $Fe^{2+}(M1) = 0,831 \cdot Fe^{2+}$  (форм.ед.). Резкие различия в особенностях генезиса пироксенов не оказывают существенного влияния. Некоторое рассеивание точек около корреляционной линии вызывается входением трёхвалентных катионов в позицию M1. Активности диоксидового и геденбергитового компонентов рассчитываются по уравнениям:

$$Q_{Ди} = X_{Ca}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1} = X_{Ca}^{M2} \cdot (1 - 0,831 \cdot Fe^{2+}) \cdot (1 - n)$$

$$Q_{Гед} = X_{Ca}^{M2} \cdot X_{Fe}^{M1} = X_{Ca}^{M2} \cdot 0,831 \cdot Fe^{2+} \cdot (1 - n),$$

где  $n$  - формульные количества трёхвалентных катионов. Активности  $Fe^{2+}$  и Mg вычисляются по уравнению регулярного раствора ( $W/Rt = 0,216$ ).

Роговая обманка. Химический состав кальциевых амфиболов мафитовых и ультрамафитовых пород определяется изменениями в рядах паргасит-паргаситовая (гастингситовая) роговая обманка, роговая обманка-тремолит и паргасит (гастингсит)-чермакитовая роговая обманка. В первом случае главную роль играет изоморфная схема  $Na + Al \rightarrow (Fe^{2+}, Mg) + Si$ , во втором - сложные сочетания схем  $Na(A) + Na(M4) \rightleftharpoons Ca(M4)$  ("рихтеритовое замещение") и  $Na(A, M4) + Ti \rightleftharpoons Al + (Mg, Ca)$ . Изоморфизм  $Na = Ca$  приостанавливается, когда катионы натрия заселяют около 20% позиции M4 ( $Ca$ -амфиболы состава  $X_{Ca}^{M4} < 0,8$  в природе не встречаются).

Внутрикристаллическое распределение  $Fe^{2+}$  и Mg в структуре кальциевых амфиболов. Закономерности катионного распределения в мало- и умеренно титанистых метаморфических амфиболах изучались совместно с А.Л. Литвиным [16]. На автоматическом диффрактометре ДАР УМБ уточнены структуры 23 образцов. Расчёты проводились по

программе "Рентген" в изотропном приближении. Установлено, что распределение катионов  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и  $Mg$  между позициями M1, M2 и M3 существенно регулируется составом кальциевого амфибола. В границах точности рентгеновского и мёсбауэровского методов суммы  $(Fe^{2+} + Mg)$  в M2 связываются с содержанием катионов группы  $R^{3+}$  уравнением:  $(X_{Fe^{2+}} + X_{Mg}) = 1,044 - 0,5277 \cdot R^{3+} (\pm 0,04)$ . Доля катиона  $Fe^{2+}$  в позиции M1 представляет линейную функцию от общего содержания железа в формуле:  $X_{Fe^{2+}}(M1) = 0,0314 + 0,213 \cdot Fe (\pm 0,051)$ . Относительная доля  $Mg$  в M2 ( $X_{Mg}^{M2}$ ) коррелируется с числом атомных единиц, сохранившихся после заселения  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  позиции M1 ( $Mg = Mg_{\text{общ}} - 2X_{Mg}^{M1}$ , ат.ед.):  $X_{Mg}^{M2} = 0,3494 \cdot Mg - 0,0348 (\pm 0,039)$ .

Изученные роговые обманки ( $X_{Fe} = Fe/Fe + Mg = 0,17 - 0,93$ ) по распределению  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  между M1 и M2 обнаруживают две изотермы: одна из них с высокой, а другая с низкой степенью упорядочения в амфиболе. Для первого случая выведено уравнение:  $X_{Fe^{2+}}^{M3} = 0,0329 + 1,601 \cdot X_{Fe^{2+}}^{M1} - 0,625 \cdot (X_{Fe^{2+}}^{M1})^2$ . Отклонения от идеального распределения этих катионов между M1 и M3 описывается уравнением регулярного раствора. Термодинамические параметры обменной реакции  $Fe^{2+}(M1) + Mg(M3) = Fe^{2+}(M3) + Mg(M1)$  описываются с помощью уравнения:  $\ln K = \ln K_D + w^{M3}/RT (1 - 2X_{Fe^{2+}}^{M3}) - w^{M1}/RT^x (1 - 2X_{Fe^{2+}}^{M1})$ . Константы равновесия (K) для каждой из изотерм имеют следующие значения:  $K = 1,040$  (в пределе упорядоченное состояние) и  $K = 1,263$  (в пределе упорядоченное состояние). Параметры смешения катионов  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  в позициях M1 и M3 для обеих изотерм имеют одинаковые значения ( $w_{Fe^{2+}}^{M3} = 0,640$  и  $w_{Fe^{2+}}^{M1} = 1,242$ ). Промежуточные расчёты позволяют определить активность того или иного минала в роговой обманке (например, тремолита):

$$a_{Tr} = (X_D^A) \cdot (X_{Ca}^{M4})^2 \cdot (X_{Mg}^{M1})^2 \cdot (X_{Mg}^{M2})^2 \cdot (X_{Mg}^{M3})^2 \cdot (X_{Si}^{T1+T2})^8 \cdot (X_{H_2O})$$

## Глава VII. МИНЕРАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАННЕГО ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Построение геотермобарометров и гидрооксидбарометров на основе моновариантных и обменных равновесий между минералами сводится к расчёту константы равновесия по составу сосуществующих

минералов и градуированию этих величин с помощью термодинамических функций образования (из элементов или оксидов):

$$\Delta G_T^{\circ} = H_T^{\circ} - T \cdot S_T^{\circ} + \int_{T_I}^{T_2} \Delta C_P dT - T_I \int_{T_I}^{T_2} (\Delta C_P / T) dT \cdot T$$

По формулам числовой связи  $K = f(T, P, \phi)$ , где  $\phi$ -компонент флюидной системы, определяется один из параметров равновесия (при постоянном значении других):

-- температура  $T = (-\Delta H_{1000}^{\circ} / R) / (\ln K - \Delta S_{1000}^{\circ} / R)$  ;

-- давление  $P = (-\Delta H_{1000}^{\circ} / R + \Delta S_{1000}^{\circ} / R + T \cdot \ln K) / \Delta V_{P,T}$

-- равновесная фугитивность компонента флюидной системы ( $\phi$ ) по уравнению :

$$\Delta G_{P,T,I} = \Delta G_T^{\circ} + \int_{P_I}^P V_T dP + (\mu_{H_2O})_P = 0$$

откуда выводится зависимость типа

$$\ln K = \ln f_{H_2O} = (-\Delta H_T^{\circ} / R + \Delta V_{P,T}(P-0, I) / T + \Delta S_T^{\circ} / R - \ln(\alpha_C / \alpha_A \cdot \alpha_B))$$

где  $\Pi \alpha_{A-C}$  - произведения активностей компонентов в реагентах и продуктах реакций (А, В-С соответственно), рассчитанных по данным гл. VI.

Равновесное распределение компонента  $CaSiO_3$  между орто- и клинопироксеном (C2/c) переменной железистости в зависимости от температуры и давления. Подробное описание предлагаемой модификации дупироксенового геотермометра приводится в работе автора /21/. Схема построения геотермометра следующая. Термодинамические свойства обменной реакции  $Эн(C2/c) + Ди(рвса) = Эн(рвса) + Ди(C2/c)$  приняты по (Holland e.a., 1976), а реакции  $Фс(C2/c) + Гед(рвса) = Фс(рвса) + Гед(C2/c)$  - по расчётам автора /10/. Границы несмесимости в краевых системах Эн-Ди определялись по (Lindsley, Dixon, 1976) и термохимическим данным (Newton e.a., 1979), а Фс-Гед - по расчётам автора /6/:  $N_{Вол} = 100 \cdot Ca / (Ca + Fe^{2+}) = 6,52 + 149,6 \cdot 10^{-3} \cdot T - 110,0 \cdot 10^{-6} \cdot T^2$ . Положение промежуточных бинарных кривых в интервале  $X_{Fe} = 0,1 - 0,9$  (шаг 0,1) при координатах  $N_{Вол} - T^{\circ}C$  рассчитывалось на основе экспериментальных данных, полученных при 1100-1110°C и P=2250-4500 МПа (Akella, Boyd, 1973; Hensen, 1973), которые экстраполировались к 1000 МПа. По уравнениям Воля получены параметры смешения  $W_H$  (см. гл. VI) для компонентов Вол, Фс и Эн. Координаты  $N_{Вол} - T^{\circ}C$  определялись с помощью итерации методом Ньютона-Рафсона (рис. ). Решение об-

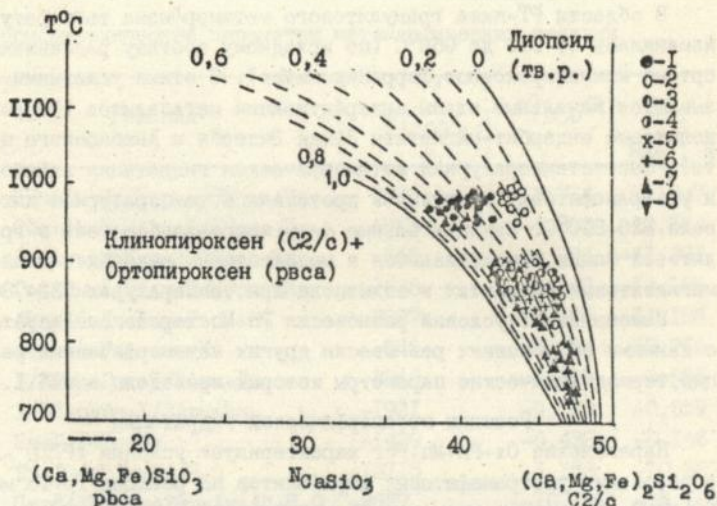


Рис. Распределение волластонитового компонента между орто- и клинопироксеном в зависимости от температуры и мольной доли железистого компонента. На кривых клиносольвуса: 1-ранние двупироксен-плаггиоклазовые мафитовые гранулиты Украинского и Алданского щитов, Русской плиты и Земли Эндерби (ВАП); 2-ультрамафитовые гранулиты Украинского и Алданского щитов; 3-двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты Украинского и Алданского щитов; 4-ультрамафитовые амфиболиты Украинского щита; 5-двупироксен-роговообманковые мафитовые гранулиты Западной Гренландии; 6-то же, блок Аранта (Западная Австралия); 7-ферропиконит-ферросалитово-феррогиперстеновые и гиперстено-салитовые эвлизиты и магнетитовые кварциты Украинского щита, Воронежского кристаллического массива, фундамента Русской плиты и Алданского щита; 8-роговообманковые метапироксениты Украинского щита.

ратной задачи позволило оценить величину погрешности по отношению к первоначальным экспериментальным данным ( $\pm 35^\circ$ ).

В области РТ-пика гранулитового метаморфизма температура изменялась от 910 до 960°C (по исходному составу расплавшихся орто- и клинопироксенов, ферропиклонитов). С этими условиями связываются начальные этапы эндербитизации метабазитов (ферропиклонитовые эндербит-мигматиты Земли Эндерби и Анабарского щита). Высокотемпературная метаморфическая гидратация мафитовых и ультрамафитовых гранулитов протекала в температурном интервале 820-890°C. Заключительные фазы кристаллоблестеза в гранулитовой фации прослеживаются в мезократовых эндербито-гнейсах, магнетитовых кварцитах и эвлизитах при температурах 730-780°C.

Изменение РТ-условий равновесия Рп+Мп хорошо согласуется с данными об условиях равновесия других метаморфических реакций, термодинамические параметры которых приведены в таб. I.

#### Реакции метаморфической гидратации

Парагенезис Ол+Рп+Мп+Роg характеризует условия (РТХ<sub>H<sub>2</sub>O</sub>) образования ультрамафитовых амфиболитов по реакции  $\text{Tr} + \Phi_0 = 2\text{Ди} + 5\text{Эн} + \text{H}_2\text{O}$ . Константа равновесия этой реакции -  $K = (a_{\text{Ди}}^2 \cdot a_{\text{Эн}}^5 \cdot f_{\text{H}_2\text{O}}) / (a_{\text{Tr}} \cdot a_{\Phi_0})$ . Активности  $\Phi_0$ - и  $\Phi_a$ -компонентов в оливине рассчитывались по данным (Wood, Kleppa, 1981) при 1000 К:  $a_{\Phi_0} = X^2 \cdot \exp [X_{\text{Fe}}^2 \cdot (2,013 - 2,013 \cdot X_{\text{Mg}})]$  и  $a_{\Phi_a} = X_{\text{Fe}}^2 \cdot \exp [X_{\text{Mg}}^2 \cdot (1,006 + 2,013 \cdot X_{\text{Fe}})]$ . По активности железистых компонентов в твёрдых растворах равновесие Ол+Рп описывается уравнением:  $P = 385,3 - 0,0963 \cdot T + 1,367 \cdot T \cdot \ln(a_{\Phi_c} / a_{\Phi_a})$ . В интервале температур 720-860°C давление изменялось от 580-600 до 670-720 МПа. Совместное решение уравнений "железистой" и "магнезиальной" реакций ( $\Phi_a + \text{Кв} = 2\Phi_c$  и  $\Phi_0 + \text{Кв} = 2\text{Эн}$ ) указывает на перепад давлений для данного температурного интервала от 660 до 720 МПа ( $\pm 136$ ). По оливин-ортопироксен-шпинелевому геооксобарометру (O'Neil, Wall, 1987) при экстраполяции в область 700-900°C формирование ультрамафитовых гранулитов (900-940°C) происходило в восстановительных условиях ( $\lg f_{\text{O}_2} = -23 + -20$ ). Ультрамафитовые амфиболиты (Ол+Рп+Мп+Роg±Мп) формировались в температурном интервале 720-880°C, где понижение температуры сопровождалось ростом парциального давления воды (от 75 до 125 МПа). Почти тождественные результаты по-

Таблица I

Термодинамические параметры метаморфических реакций

№ реак- ции	Реакция	$H_{1000/R}^0$ К	$S_{1000/R}^0$	$V_{P,T}$ Мпа <sup>-1</sup> К
I	2Эн+Ан=2/3Пир+1/3Грос+Кв	1980	-2,714	-11,247
2	2Фс+Ан=2/3Алм+1/3Грос+Кв	-1885	-4,572	-12,564
3	Ди+Ан=1/3Пир+2/3Грос+Кв	552	-4,296	-11,381
4	Гед+Ан=1/3Алм+2/3Грос+Кв	-2838	-6,243	-12,186
5	4Эн+Ан=Ди+Пир+Кв	3377	-0,695	-11,186
6	4Фс+Ан=Гед+Алм+Кв	-946	-2,894	-13,216
7	1/3Пир+Гед=1/3Алм+Ди	-3360	-1,317	-0,805
8	1/3Пир+Фс=1/3Алм+Эн	-1921	-0,879	-0,659
9	Эн+Гед=Фс+Ди	-1439	-0,438	-0,146
10	Тр=3Эн+2Ди+Кв+Н <sub>2</sub> O	-13115	-1,158	-10,287
11	Парг+4Кв=Ди+3Эн+Ан+Аб+Н <sub>2</sub> O	-2627	-10,191	-15,164
12	Тр+Фс=2Ди+5Эн+Н <sub>2</sub> O	-11595	-2,647	-12,295
13	Анн+3Кв=3Фс+Кпш+Н <sub>2</sub> O	-8128	-5,174	-7,222
14	3Фс+0,5O <sub>2</sub> =Мт+3Кв	x	x	x
15	Фс+Ан=1/3Грос+2/3Алм	-2275	-5,259	-14,100
16	Анн+0,3O <sub>2</sub> =Мт+3Кв+Н <sub>2</sub> O	xx	xx	xx

x - по В.И.Фонарёву /46/, xx - по Ейгстеру /36/.

При расчёте термодинамических параметров реакций I-13 и 15 термодинамические константы минералов при стандартном давлении приводились к виду  $\Phi_{1000}^0$ ; объёмный эффект реакций оценивался по молекулярным объёмам минералов при 1000 К и 700 МПа, вычисленных по данным Вуда /123/.

лучены для двупироксеновых ультрамафитовых амфиболитов, развитых по металипироксенитам, с помощью реакции  $\text{Tr}=2\text{Ди}+3\text{Эн}+\text{Кв}+\text{H}_2\text{O}$  ( $K=\alpha_{\text{Ди}}^2 \cdot \alpha_{\text{Эн}}^3 \cdot \alpha_{\text{Кв}} \cdot \alpha_{\text{H}_2\text{O}} / \alpha_{\text{Tr}}$ ).

Условия равновесия  $\text{Рп}+\text{Мп}+\text{Ро}+\text{Пл}$  в метабазах определяются реакциями  $\text{Парг}+4\text{Кв}=2\text{Ди}+3\text{Эн}+2\text{Пл}_{50}+\text{H}_2\text{O}$  ( $K=\alpha_{\text{Ди}}^2 \cdot \alpha_{\text{Эн}}^3 \cdot \alpha_{\text{Кв}}^4 \cdot \alpha_{\text{Пл}}^2 \cdot \alpha_{\text{H}_2\text{O}} / \alpha_{\text{Парг}} \cdot \alpha_{\text{Si}}$ ) и  $\text{Tr}=2\text{Ди}+3\text{Эн}+\text{Кв}+\text{H}_2\text{O}$ . Процессы метаморфической гидратации мафитовых и ультрамафитовых пород Украинского и Алданского щитов, Зап. Гренландии характеризуются общим  $\text{TR}_{\text{H}_2\text{O}}$ -трендом:  $T=900+860^\circ\text{C} - P_{\text{H}_2\text{O}}=64+75 \text{ МПа}; 800+730 - 80+100^\circ\text{C}; 700+680 - 85+110$ .

Реакции между минералами в ассоциациях Гранат-Ортопироксен-Клинопироксен (C2/c)-Плагноклаз

Имеющиеся биминеральные геотермобарометры  $\text{Гр}+\text{Рп}$  и  $\text{Гр}+\text{Мп}$  не дают согласованных показаний для парагенезисов  $\text{Гр}+\text{Рп}+\text{Мп}$ . Это обстоятельство заставляет обратиться к построению новых модификаций геотермобарометра на основе анализа предпочтительности термодинамических констант и уточнения моделей представления термодинамических свойств твёрдых растворов. Активности  $\text{Alm}$ -,  $\text{Pir}$ - и  $\text{Grs}$ -компонентов в гранате рассчитывались по термохимическим данным (гл. VI); активности  $\text{Fs}$ -и  $\text{En}$ -компонентов в гиперстене - по схеме двупозиционного твёрдого раствора -  $\alpha_{\text{Fs}}=(\alpha_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{M1}} \cdot \alpha_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{M2}}) \cdot \exp [0,492(\chi_{\text{Mg}}^{\text{M1}} \cdot \chi_{\text{Mg}}^{\text{M2}})]$ ;  $\alpha_{\text{En}}=(\alpha_{\text{Mg}}^{\text{M1}} \cdot \alpha_{\text{Mg}}^{\text{M2}}) \cdot \exp [0,492(\chi_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{M1}} \cdot \chi_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{M2}})]$ ; активности  $\text{Ged}$ - и  $\text{Di}$ -компонентов в клинопироксене (C2/c) - по полуэмпирическим данным о внутрикристаллическом распределении  $\text{Fe}^{2+}$  и в позиции M1;  $\alpha_{\text{Ged}}=\chi_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{M1}} \cdot 0,216(1-\chi_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{M1}})^2$  и  $\alpha_{\text{Di}}=\chi_{\text{Mg}}^{\text{M1}} \cdot 0,216 \cdot (1-\chi_{\text{Mg}}^{\text{M1}})^2$ . Если рассчитываются параметры моновариантного равновесия, то для вычисления активностей  $\text{Ged}$  и  $\text{Di}$  значения  $\alpha_{\text{Ged}}$  и  $\alpha_{\text{Di}}$  следует умножить на катионную долю Ca в позиции M2.

Обменные реакции. Индикатором точности геотермобарометров  $\text{Гр}-\text{Рп}$ ,  $\text{Гр}-\text{Мп}$  и  $\text{Рп}-\text{Мп}$  может служить степень сопоставимости температур равновесия, вычисленных при 700 МПа (усреднённые показания оливин-ортопироксенового геобарометра). Лучшее соответствие достигается при использовании геотермобарометрических

уравнений (7)-(9) (таб. I):

$$\text{--- (7) } T, K = -3360 - 0,0805 (P - P_0) / (\ln K_{(7)} - I, 317)$$

$$\text{--- (8) } T, K = -1921 - 0,0659 (P - P_0) / (\ln K_{(8)} - 0,879)$$

$$\text{--- (9) } T, K = -1439 - 0,0146 (P - P_0) / (\ln K_{(9)} - 0,438).$$

К настоящему времени термодинамические свойства твердых растворов ортопироксена изучены значительно полнее свойств других пироксенов. Равновесие (8) в первом приближении можно принять за критерий. Тогда точность определения температур равновесий составит  $\pm 40^\circ$ . Формирование парагенезисов  $Gr+Rп, Gr+Mп, Gr+Rп+Mп$  происходило в пределах всего  $P$ -диапазона регрессивной ветви эволюционного  $P$ -тренда ( $880 \rightarrow 680^\circ C$ ).

Моновариантные реакции  $Rп+Пл=Gr+Кв, Mп+Пл=Gr+Кв, Rп+Пл=Gr+Mп$  (таб. I, реакции I-6) рассчитывались по магнезиальным и железистым компонентам твердых растворов. Примером "магнезиальной" реакции служит  $Zn+An=2/3Pиp+I/3Gpoc+Kв$ , "железистой" -  $Фс+An=2/3Alm+I/3Gpoc+Kв$ . Как и прежде, равновесия  $Gr+Rп$  принимаются за опорные. Связь  $K$  с температурой и давлением для реакций (1) и (2) передается уравнениями:

$$\text{--- } P, \text{ МПа} = 76,051 + 0,241 \cdot T + 0,089 \cdot T \cdot \ln K_{(1)}$$

$$\text{--- } P, \text{ МПа} = 0,364 \cdot T + 0,0796 \cdot T \cdot \ln K_{(2)} - 150,030.$$

При расчётах равновесного давления ( $P_{(1)}$  и  $P_{(2)}$ ) для парагенезисов  $Gr+Rп+Mп+Пл$  (Ущ и Зап. Гренландия) наблюдается примерное равенство  $P_{(1)}$  и  $P_{(2)}$  (60%) и умеренное систематическое завышение  $P_{(1)}$  по отношению к  $P_{(2)}$  (30%). Полученные данные позволяют связать изменения температуры и давления с основными фазами регионального синдеформационного кристаллообластеза ( $D_2-D_4$ ):

Украинский шит - Среднее Побужье  $D_2^1$  900-860 $^\circ C$ /780-680 МПа  $\rightarrow D_2^2$

850-820/720-710  $\rightarrow D_3$  800-750/740-610  $\rightarrow D_4$  780-690/670-550;

Приазовье -  $D_3$  830-800/720-690  $\rightarrow D_4$  780-690/670-570; Алланс-

кий шит (центральная часть) -  $D_2$  910-870/830-760  $\rightarrow D_3$  790-

720/750-680; фундамент Русской плиты  $D_2$  870-840/770-740  $\rightarrow D_3$

790-780/790-780  $\rightarrow D_4$  720-680/630-500.

#### Формирование эндробит-мигматитов

Специфические черты развития этих пород: приуроченность к мафитовым гранулитам; переменный состав эндробит-мигматитов - лабрадоритовы, диоритовый, плагиогранитный, кварцитовый; присутствие

в бескорневых лабрадорит-эндербитах скоплений корунда (инконгруэнтное растворение в расплаве Са-плаггиоклаза мафитов); эндербитизации предшествовало метасоматическое обогащение метабазитов натрием и кремнием в процессе метаморфической гидратации / 17/.

Генезис эндербит-мигматитов связывается с селективным переплавлением мафитовых гранулитов в условиях повышенного давления воды. Относительно высокое парциальное давление воды понижает температуру плавления и инконгруэнтного растворения плаггиоклаза на фоне привноса натрия и кремния, растворённых в ивнильном флюиде. Эти представления хорошо согласуются с экспериментальными данными и  $P_{T_{H_2O}}$ -параметрами реакций метаморфической гидратации. Механизм  $H_2O$ -растворения плаггиоклаза в расплаве сопоставляется с квазикристаллической моделью строения водосодержащих расплавов (по Барнэму). Генерация расплава за счёт плаггиоклаза вызывается реакциями гидролиза: вхождения  $H_2O$  в структуру ведёт к разрыву мостиков  $Si - O$  и обмену  $Na$  на  $H^+$ . Затем  $H^+$  связывается в  $OH$ -группы с  $O^{2-}$  из тетраэдра  $SiO_4$ . Реакция гидролиза далее деполимеризует расплав путём разрыва трёхмерного каркаса на "листы" и "цепочки" с толщиной в одну структурную единицу. Этот процесс снижает вязкость расплава в  $10^5 - 10^6$  раз.

### Глава VIII. ГИПЕРБАЗИТЫ И ПИРОКСЕНИТЫ ДРЕВНЕЙШИХ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ - КУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОИЗВОДНЫЕ ПРИМИТИВНЫХ ПИКРОБАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

В ультрамафит-мафитовых породах гранулитового комплекса УЩ содержатся метаморфические парагенезисы гранулитовой фации и реликтовые сегрегации магматических минералов: форстерит ( $Ф_0^{88-90}$ ), энстатит, алюмобронзит, авгит, инвертированный магниезильный пикронит ( $X_{Fe} = 0,19-0,26$ ), хромит, высокохромистые алюмошпинелиды, пикроильменит, нодулы их пиропы и алюмобронзита (таб.2). В реликтах устанавливаются фанеромерные породы, которые по формальным признакам могут классифицироваться как гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, дуниты. В среднежелезистых метабазитах залегают оливиновые ортопироксениты, вебстериты, реже авгититы. С феррометабазитами ассоциируют более железистые ультрамафиты: оливиниты ( $X_{Fe}^{Ol} =$

Таблица 2

Химический состав (мас.%) реликтовых магматических минералов из кумулятивных обособлений перидотит-пироксенитового типа в высокометаморфизованных ультрамафит-мафитовых породах Украинского щита

Оксид	Оливин	Орто-пироксен	Клино-пироксен	Алюмо-бронзит	Алюмо-шпинелиды	Хромитовая шпинель	Пироп
SiO <sub>2</sub>	38,2-41,8	54,3-52,2	51,8-54,5	50,7-55,6	-	-	42,6-42,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	4,9-1,2	0,6-4,9	9,4-6,2	48,2-60,4	14,0-19,4	22,2-19,9
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,1-0,2	0,0-0,4	0,1-0,4	15,0-4,2	37,6-44,6	0,3-0,5
FeO	14,1-18,9	10,6-15,8	5,2-7,0	11,8-10,3	18,2-22,4	24,3-27,7	5,3-5,4
MnO	0,0-0,28	0,0-0,2	0,0-0,32	0,1-0,2	0,0-0,1	0,0-0,4	-
MgO	45,3-40,6	31,7-28,8	15,3-19,8	26,8-26,4	13,1-16,0	11,4-15,2	20,6-19,3
CaO	0,0-0,04	0,6-0,8	18,5-20,4	0,1-0,6	-	-	9,9-11,2
Na <sub>2</sub> O	-	0,0-0,1	0,1-0,3	0,1-0,05	-	-	-
NiO	0,12-0,20	0,10-0,24	0,14-0,20	0,19-0,21	0,23-0,39	-	0,13-0,14

Примечание. Состав оливина, ортопироксена, клинопироксена (C2/c) приводится по результатам химического анализа; остальные минералы - по данным РСМА. Оливин, ортопироксен, клинопироксен ассоциируют в метаперидотитах и метапироксенитах Побужья (Кумаровский, Деренюхинский, Демовярский и Полянецкий участки) и Приазовья (Демьяновский, Куйбышевский, Андреевский и Куксунгурский участки); алюмобронзит и алюминиевая шпинель из хромитов Капитановского участка (Побужье), алюмобронзит, алюминиевая шпинель и пироп из локальных включений в ультрамафитовых амфиболитах Каменноватского участка (Побужье).

0,47-0,49), оливиновые гиперстениты ( $Ol_{48-50} + Rp_{46-48} \pm Mп_{33-37} \pm Шп_{55-57}$ ), ферровебстериты ( $Rp_{39-42} + Mп_{34-36}$ ).

Реликтовые магматические пироксены и условия их кристаллизации. Магматические пироксены встречаются в редких останках перидотитов и пироксенитов, сохраняющих следы панидиоморфно-и таблитчатозернистых структур.

Идиоморфные кристаллы ортопироксена имеют хорошо развитые грани (II) и резкое уплотнение по (001). Продукты бинодального распада - ламелли авгита "растираются" по внутризерновым дислокациям. Кристаллы клинопироксена (C2/c) обнаруживают четко выраженные (100) и (110), а также (111). В сечении (010) устанавливаются две системы локализации ламеллей распада - узкие линзовидные вростки по (001) и тонкопластинчатые по (100). Нередко такие ламелли оказываются "пакетом" из ещё более тонких пластинок. В оливиновых пироксенитах встречаются кристаллы авгита с широкими пластинчатыми вростками бронзита, которые, в свою очередь, заключают пластинки клинопироксена (C2/c), перпендикулярные границам полос. Данные детального изучения показывают, что здесь происходил многоступенчатый распад субликвидусных пироксенов:  $Mп_1(C2/c) \rightarrow Mп_2(C2/c) + Mп_2(P2_1/c)$  и  $Mп_2(P2_1/c) \rightarrow Rp_3(rвса) + Mп_3(C2/c)$ . Рост ламеллей отражает два этапа равновесий при 1090-1150°C и 940-1000°C.

В реликтовых пироксенитах ( $Ol + Rp + Mп + Пиж \pm Шп$ ,  $Пиж + Rp \pm Mп$  + пикроильменит) Демовярского и Кумаровского участков (Среднее Побужье) сохранились зёрна магнезиального инвертированного пиконита ( $X_{Fe} = 0,19-0,26$ )/18/. В идиоморфных - субидиоморфных кристаллах бронзита содержатся параллельные (реже пересекающиеся) пластинчатые включения клинопироксена (C2/c) (бинодальный распад). При обсуждении кинетических факторов, которые контролировали взаимоотношения пиконита и авгита на ликвидусе гипербазит-базитовых магм, использовались сопоставления с данными о лунных пироксенах. Согласно экспериментальным данным ( Huebner, Turnock, 1980) ассоциация  $Rp(rвса) + Mп(P2_1/c) + Mп(C2/c)$  + расплав представляет собой чувствительный геотермометр. По его показаниям равновесие достигалось при температурах 1230-1280°C. Этот результат согласуется с показаниями модифицированного автором дву-

пироксенового (Пиж+Рп) геотермометра Гровера и Линдсли /18 /:

$$T^{\circ}\text{C}(A) = \frac{3,561 + 3,55 \cdot P + 62,68 \cdot X_{\text{Эн}}^{\text{Мп}} \cdot (X_{\text{Ди}}^{\text{Мп}})^2}{0,00191 - 0,0083143 \cdot (X_{\text{Эн}}^{\text{Мп}}/X_{\text{Ди}}^{\text{Рп}})} + \frac{29,29 \cdot (X_{\text{Ди}}^{\text{Мп}})^2 (1 - 2X_{\text{Эн}}^{\text{Мп}}) - 18,2 \cdot (X_{\text{Эн}}^{\text{Рп}})^2}{0,00191 - 0,0083143 \cdot (X_{\text{Эн}}^{\text{Мп}}/X_{\text{Ди}}^{\text{Рп}})} - 273$$

$$T^{\circ}\text{C}(B) = \frac{-21,178 - 9,08 \cdot P + 31,34 \cdot (X_{\text{Эн}}^{\text{Мп}})^2 \cdot (1 - 2X_{\text{Ди}}^{\text{Мп}})}{0,00816 - 0,0083143 \cdot (X_{\text{Ди}}^{\text{Мп}}/X_{\text{Ди}}^{\text{Рп}})} + \frac{58,58 \cdot X_{\text{Ди}}^{\text{Мп}} \cdot (X_{\text{Эн}}^{\text{Мп}})^2 - 18,2 \cdot (X_{\text{Эн}}^{\text{Рп}})^2}{0,00816 - 0,0083143 \cdot (X_{\text{Ди}}^{\text{Мп}}/X_{\text{Ди}}^{\text{Рп}})} - 273$$

Решение уравнений (А) и (В) позволяет определить температуру (1230–1280°C) и давление (150–200 МПа) равновесия Пиж+Рп.

Интерпретация данных о режиме кристаллизации ультрамафит-мафитовых пород в раннем архее (в комплексах с признаками скрытой или простой фазовой расслоенности) опирается на качественный физико-химический анализ "экстракции расплава" по химическому составу минералов (Ол, Рп, Мп) и горных пород, на уравнения регрессии, связывающие по экспериментальным данным состав магм с РТ-параметрами выделения минералов в поле первичной кристаллизации и в субсолидусной области. Формирование кумулятивных сегрегаций в ультрамафит-мафитовых сериях побужской провинции (вещающие метабазиты низкой-средней железистости; F=0,35–0,47) происходило в следующей последовательности: Ол(1290–1310°C) — Ол+Рп±Пиж (1230–1280°C) → Ол+Рп+Мп (1150–1190°C) → точка кристаллизации всех фаз /т.н.ф./ (110–1160°C); Ол+Хр (1240°C) → алюмобронзит+хромит (1200°C) → фракционный норит /Рп + Пл<sub>80-90</sub>' (1170°C) → т.к.ф. (1140–1180°C); в приазовской провинции (вещающие базиты средне-высокой железистости; F=0,45–0,65 до 0,87): Ол<sub>22-25</sub> (1170–1190°C) → Ол+Рп+Мп и Рп+Мп± (1000–1080°C) → т.к.ф. (970–1020°C).

Давление при затвердевании внедрившихся магм (при 1000°C) колеблется от 190 до 240 МПа (±70). Оно определялось по "магне-

зиальной" и "железистой" реакциям равновесия  $Ол+Кв=2Рп$ . По составу минералов в ассоциации  $Ол+Рп+Шп$  рассчитывались равновесное давление (170–350 МПа) и фугитивность кислорода ( $lg f_{O_2} = -9 + -10$ ). Если исходить из того, что общее количество кислорода задавалось первоначальным составом системы, то  $f_{O_2}$  в ходе кристаллизации будет уменьшаться и конечные стадии (т.к.ф.) развития расплава попадут в область резко восстановительных условий, близких лунным.

Фракционная кристаллизация оливина ( $X_{Fe} = 0,47-0,49$ ) в процессе образования оливинитов (гиперстеновых оливинитов) по экспериментальным данным (Рёдер, Эмсли) связывается с такими содержаниями FeO и MgO в остаточном расплаве, которые соответствуют вариациям химического состава феррометабазитов. Если в первом приближении допустить, что масштабы распространения ультрамафитовых и мафитовых пород (с коррекцией на развитие метаморфо-метасоматических изменений и гранитизацию мафитов) сохраняют исходные петрогенетические пропорции, то методы "сложения" и "вычитания" фракционированных фаз в расплаве позволяют заключить следующее. Раннеархейские (дометаморфические) ультрамафит-мафитовые серии возникли путём дифференциации сильно перегретых родоначальных магм, химический состав которых приближался к пикро-(побужская провинция) и ферропикробазальтам (приазовская провинция). Основной механизм образования роеобразных маломощных тел гипербазитов и пироксенитов в метабазитовых массивах — кумуляция и сортировка кристаллов в гипабиссальных условиях.

#### Глава XI. ЭВОЛЮЦИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В РАННЕАРХЕЙСКОЙ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Раннеархейский гранулитовый метаморфизм (3,6–3,2 млрд. лет) во времени и пространстве коррелируется с начальными стадиями формирования континентальной коры. Условия залегания и преобразования останцов гранулитовых комплексов в ходе развития коры указывают на унифицированный характер процессов перехода коры мафитового профиля в континентальную. Тепловой и геохимические режимы формирования кратонов контролировались процессами обновления примитивной верхней мантии. Интенсивность теплоото-

ка со временем понижалась от 45-50 до 25-30°/км. Время существования теплового поля оценивается в 300-400 млн. лет (Н.П. Щербак и др., 1986; Collerson, 1983; Collerson, Fryer, 1978). Метаморфические процессы протекали под воздействием глубинных флюидопроводящих деформаций, сменявших друг друга на различных "временных метках" эволюционного РТ-тренда. Повсеместное развитие дислокаций обуславливало перенос литофильных элементов и компонентов флюидных систем, освобождавшихся при обновлении верхней мантии, и перестройку структур и текстур горных пород при образовании новых минеральных парагенезисов. Синметаморфические деформации чрезвычайно сильно влияют на кинетическую сторону метаморфических процессов: понижают энергию активации механохимических реакций, к которым относится большая часть процессов химического взаимодействия между метаморфическими минералами, регулируют циркуляцию флюида, определяющую скорость и степень завершённости метаморфических реакций, сказываются на избирательности процессов перекристаллизации и развитии реликтовых минеральных ассоциаций.

Формирование ранней континентальной коры происходило в изменяющихся физико-химических условиях. Характер и последовательность проявления основных петрогенетических процессов в изученных районах развития раннего докембрия связываются общей закономерностью. Поэтапное развитие гранулитового метаморфизма отражается в последовательной смене нескольких субфаций, которая отчётливо прослеживается в минеральных парагенезисах пород мафитовой и ультрамафитовой групп (от ранних к поздним).

(А) Двупироксен-плагноклазовая (метабазиты) и оливин-шпинель-двупироксеновая (метаультрабазиты) субфации воздействовали на ультрамафит-мафитовые комплексы в режиме изохимического кристаллобластеза. Характерные для ранних мафитовых и ультрамафитовых гранулитов полигональные структуры объясняются медленной аккумуляцией краевых и винтовых (внутризерновых) дислокаций (векторы Бюргера). Такие процессы протекали в условиях пика эволюционного РТ-тренда -  $T=910-960^{\circ}\text{C}$  и  $P=700-800$  МПа. Предполагаемая геохимическая обстановка отвечает низким  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  ( $\approx 40$  МПа). В составе флюида преобладали водород, углекислос-

та, метан и благородные газы.

Высокие температуры ранней фазы гранулитового метаморфизма влияли на состав пироксенов мафитовых (Rp+Mp+Pl) и ферромафитовых (Пиж<sub>Fe</sub>+Rp+Mp+Pl) гранулитов, а также на фазовый состав ультрамафитовых гранулитов (Ол+Rp+Шп<sup>Al</sup>+Mp, Rp<sup>Al</sup>+Шп<sup>Al</sup>+Сапф). Гиперстен, клинопироксен (C2/c) и ферропиконит из метабазитов и феррометабазитов претерпевали бинаодальный распад (матрица - М.; ламелли - Л.): Rp<sub>I</sub>=Rp<sub>2</sub>(М)+Mp<sub>2</sub>(Л); Mp<sub>I</sub>=Mp<sub>2</sub>(М)+Rp<sub>2</sub>(Л); Пиж<sub>Fe</sub>=Rp<sub>Fe</sub>(М)+Mp<sub>Fe</sub>(Л).

(Б) Двупироксен-роговообманковая (метабазиты) и оливин-двупироксен-роговообманковая (метаультрабазиты) субфации проявлялись в высокотемпературной метаморфической гидратации мафитовых, ферромафитовых и ультрамафитовых пород группы (А). Эти процессы протекали в температурном интервале 810-890°C. По мере понижения температуры возрастало равновесное парциальное давление воды (от 60-70 до 110-160 МПа). Литостатическое давление (по парагенезису Gr+Rp+Mp+Pl) изменялось от региона к региону (от 760 до 640 МПа). Метаморфические реакции протекали в обстановке больших вариаций фугитивности кислорода (10<sup>-10</sup>-10<sup>-15</sup>). Формирование парагенезисов Rp+Mp+Pog+Pl происходило в условиях изо- и аллохимической гидратации. Режим аллохимической гидратации устанавливался в зонах метасоматического обогащения метабазитов натрием и кремнием. На ультраметагенном этапе развития гранулитовой фации к ним приурочивалась наиболее интенсивная эндербитизация мафитовых гранулитов.

Этап высокотемпературного ультраметагенеза (эндербитизации метабазитов) отражается в образовании эндербитов - пироксеновых плагиомигматитов. Их состав изменялся в широких пределах: от лабрадорит-диоритового до плагиогранитного (до кварцит-эндербитов). Эндербитизация рассматривается как процесс селективного переплавления метабазитов в условиях повышенных парциальных давлений воды и привноса некоторых литофильных элементов (натрия, кремния, позднее калия и рубидия) из глубоких геосфер. В одних регионах (Земля Эндерби, ВАП; Анабарский массив) эндербитизация начиналась в субфации (А) при аномально высоких для субфации (А) содержаниях воды во флюиде, в других (УЩ, АЩ,

Русская плита, шит Йилгарн в Австралии) - определяется РТХ-параметрами субфации (В) / $T=800-870^{\circ}\text{C}$ ,  $P=590-770$  МПа,  $P_{\text{H}_2\text{O}}=100$  МПа/. Эндербитизация представляет собой многостадийную, прогрессирующую во времени серию процессов. Генерация селективных расплавов во многих случаях подавляет метаморфическую гидратацию - роговая обманка в метабазитах вытесняется микро- и макроскопическими симплектитами Рп+Мп+Пл. В межмигматитовые периоды развиваются процессы синдеформационного кристаллообразования, вызывающие преобразование эндербитов в эндербито-гнейсы, которые рассекаются эндербит-мигматитами новых фаз. Обособления кордиеритовых, шпинель-кордиеритовых, кордиерит-шпинель-гранатовых и кордиерит-сапфириновых пород, присутствующих среди эндербитов, рассматриваются как продукты изменения реститов. Солидусные равновесия Рп-Би в эндербитах устанавливались в температурном интервале  $800-860^{\circ}\text{C}$  при парциальном давлении кислорода  $10^{-11,8}$ .

(В) Биотит-гиперстенная (эндербито-гнейсы), гранат-салитроговообманковая (метабазиты) и диопсид-антофиллит (ждрит)-роговообманковая (метаультрабазиты) субфации вызвали формирование минеральных парагенезисов, устойчивых в температурном интервале  $680-750^{\circ}\text{C}$ . Равновесия устанавливались на фоне значительных односторонних напряжений, обуславливавших разгнейсование (рассланцевание) пород в условиях изменявшихся (от региона к региону) величин литостатического давления (от 450 до 700 МПа). Парциальное давление воды составляло 150-180 МПа (до 280 МПа в эндербито-гнейсах Земли Мак-Робертсона). Выделенная группа субфаций отражает "размытую" РТ-область перехода от гранулитовой фации к амфиболитовой, который заключается в преобразовании пород мафит-эндербитовой формации в породы амфиболито-гнейсовых комплексов. Здесь важную роль играли реакции в среднетемпературной области, где ортопироксен утрачивал стабильность:  $\text{Рп} + \text{Кпш} + \text{H}_2\text{O} = \text{Би} + \text{Кв}$ ,  $\text{Рп} + \text{Пл} = \text{Гр} + \text{Мп}$ ,  $\text{Рп} + \text{Мп} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ол} + \text{Рог}$ , а также  $\text{Рп}^{\text{Al}} + \text{Рог} = \text{Жед}^{\text{Al}} + \text{Пл}$ ,  $\text{Рп} + \text{Рог} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ант} + \text{Тр} + \text{Кв}$ ,  $\text{Рп} + \text{Кв} + \text{H}_2\text{O} = \text{Кум} + \text{Мт}$ . В породах ультрамафитовой группы в данной субфации возникают ультрамафитовые (магнезиальные) сланцы: оливин-амфиболовые, плагиоклаз-двумамфиболовые (алюмождритовые), куммингто-

нит-роговообманковые, биотит-антофиллит-роговообманковые.

Аллохимическая гидратация мафитовых и ультрамафитовых пород, эндербитизация метабазитов служили причиной повсеместного развития локальных метасоматических и метаморфо-метасоматических минеральных сегрегаций в образованиях мафитовых и ультрамафит-мафитовых комплексов. Синдеформационный кристаллобразование вызывал деформацию и рассеивание этих новообразований, которые "встраивались" в микроструктуры пород, дислоцированных на различных этапах развития гранулитовой фации. Эти процессы обуславливали существенные изменения химического состава ассоциирующих пород и становление метаморфогенных геологических формаций.

### С П И С О К

#### основных публикаций по теме диссертации

1. Яковлев В.Г. Гранаты из пород фундамента Татарии // ДАН СССР. 1966. Т. 171. №4, с. 966-969.
2. Яковлев В.Г. Амфиболы и амфиболиты кристаллического фундамента Татарии // ДАН СССР. 1966. Т. 171. №5, с. 1171-1174.
3. Яковлев В.Г., Бочков А.А. О проблеме габброидов Приазовья // Геол. журн. 1973. Т. 33. №6, с. 7-15.
4. Кравченко Г.Л., Яковлев В.Г. Об условиях метаморфизма Куксунгурского железорудного месторождения (Западное Приазовье) // Геол. журн. 1976. Т. 36. №2, с. 21-38.
5. Яковлев В.Г. Изоморфизм и геохимические условия образования гранатов из основных и железистых пород Среднего Побужья // Минерал. сб. Льв. ун-та. 1976. Т. 30. Вып. 2, с. 9-21.
6. Яковлев В.Г. О зависимости сольвуса геденбергит-ферросилит от температуры и давления // Геохимия. 1979. №6, с. 861-867.
7. Породообразующие пироксены Украинского щита / В.М.Венидиктов, Е.Б.Глевасская, Е.Н.Голуб, В.Г.Яковлев и др. Киев: Наук. думка, 1979, 228 с.
8. Породообразующие гранаты Украинского щита / И.С.Усенко, Р.Я.Белевцев, Т.Г.Щербачова, В.Г.Яковлев и др. Киев: Наук. думка, 1980, 176 с.
9. Яковлев В.Г., Степченко С.В. Термодинамические свойства

геденбергита // Минерал. журн. 1980. №2, с. 70-74.

10. Метаморфизм Украинского щита / И. С. Усенко, И. В. Щербатов, Р. И. Сироштан, Б. Г. Яковлев и др. Киев: Наук. думка, 1982, 308 с.

11. Усенко И. С., Яковлев Б. Г., Никулина Э. А. Основные ультраосновные метавулканы древнейшего основания Украинского щита // Геол. журн. Т. 42. №5. 1982, с. 100-112.

12. Яковлев Б. Г., Никулина Э. А. Метаморфизм и рудоносность раннедокембрийских комплексов мафических-ультрамафических пород // Региональный метаморфизм и рудообразование. Тез. докл. У Всесоюз. симпозиума по метаморфизму. Винница: 1982, с. 84-85.

13. Яковлев Б. Г., Кравченко Г. Л. Новый генетический тип магнетитовых кварцитов в раннедокембрийских комплексах мафитовых-ультрамафитовых пород // Там же, с. 223-225.

14. Яковлев Б. Г., Шаркин О. П., Вишневский А. А. О происхождении никельсодержащих сульфидов в мафитовых-ультрамафитовых породах Побужья // ДАН УССР. 1982. Серия "Б". №11, с. 32-35.

15. Яковлев Б. Г., Возианова О. В. Термодинамические свойства альмандина // Геохимия. 1983. №1, с. 64-74.

16. Яковлев Б. Г., Литвин А. Л. Структурные особенности глинозёмистых кальциевых амфиболов как индикатор геохимического режима метаморфизма // Минерал. журн. 1984. №3, с. 22-48.

17. Яковлев Б. Г., Литвин А. Л., Шаркин О. П. Гетерогенность изоморфизма роговых обманок как отражение геохимической эволюции раннеархейского метаморфизма // Минерал. журн. 1984. №5, с. 3-16.

18. Яковлев Б. Г., Шаркин О. П., Никулина Э. А. Субликвидусный пиджонит из раннеархейских пироксенитов // Минерал. журн. 1984. №6, с. 53-61.

19. Остапенко Г. Т., Яковлев Б. Г., Горогоцкая Л. И., Тимошкова Л. П. Физико-химические условия метаморфизма глинозёмистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1984, 256 с.

20. Белевцев Р. Я., Яковлев Б. Г. Эволюция метаморфизма и гранитообразования в гранулитовых комплексах // 27-й Междунар. геол. конгресс. Т. 4. Секция 08, 09 (геофиз., петрол.). Тез. докл. М: Наука, 1984, с. 259-260.

21. Яковлев Б. Г., Степченко С. Б. Минеральные равновесия и

условия метаморфизма докембрийских мафитов. Киев: Наук.думка, 1985, 224 с.

22. Гранулитовая фация Украинского щита / Р.Я.Белевцев, Б.Г.Яковлев, Т.Г.Щербакова и др. Киев: Наук.думка, 1985, 220 с.

23. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Кривонос В.П. Оливин-магнетитовые кальцифиры Фёдоровской зоны // ДАН УССР. 1985. Серия "Б". №5, с.33-38.

24. Яковлев Б.Г., Литвин А.Л., Кравченко Г.Л., Вишневский А.А. Физико-химические условия метаморфизма мафит-ультрамафитовых пород Украинского щита // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Тр. VII Всесоюз. петрогр. сов. Новосибирск: Наука, 1986, с.199-204.

25. Яковлев Б.Г., Ольховик Ю.А., Литвин А.Л. и др. Физико-химические условия развития метаморфизма в эндербито-гнейсовом комплексе Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида) // Минерал. журн. 1986. №6, с.19-33.

26. Яковлев Б.Г. Гранат-двопироксеновый геотермобарометр для метаморфических пород // Термодинамика в геологии. Тез. докл. Т. II. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1988, с.209-210.

27. Яковлев Б.Г., Чубаров В.М., Округин В.М. Термодинамические параметры некоторых реакций метаморфической гидратации в породах гипербазит-базитовых комплексов // Там же, с.210-211.

28. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Русаков Н.Ф. Метаморфические комплексы Сорокинской зоны (Приазовье) - продукты деструкции гранулитовой архейской коры // Геол. журн. 1989. №5, с. III-II7.

29. Яковлев Б.Г. Гипербазиты древнейших гранулитовых комплексов - кумулятивные производные примитивных пикрито-базальтовых магм // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Ленинград: Наука, 1990, с.237-251.

30. Белевцев Р.Я., Яковлев Б.Г. Типы регионального метаморфизма в докембрии Украинского щита // Там же, с.277-287.

31. Яковлев Б.Г., Мацюк С.С., Вишневский А.А. и др. Эволюция минеральных равновесий и петрогенезис глубинных мафитовых гранулитов железистого ряда из кимберлитовых трубок Якутии // Минерал. журн. 1990. №4, с.3-15.

Подписано в печать 9.11.92г формат 60x84/16  
Бумага писчая. Усл. печ. л. 2,0. Тираж 100 экз. Заказ №1698  
Отпечатано ЦУОП ГНПП "Плодвинконсерв" г.Киев,Саксаганского,1

AB 26.299

**AB 26.299**