

Литература



по геологии

«Наука»

Магматизм Земли и Луны

Опыт
сравнительного
анализа



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Магматизм Земли и Луны

Опыт
сравнительного
анализа

5245
Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук Е.В. ШАРКОВ



МОСКВА НАУКА 1990



Магматизм Земли и Луны: Опыт сравнительного анализа. — М.: Наука, 1990. — 211 с. — ISBN 5-02-003202-6.

С целью выявления общих закономерностей магматизма Земли и планет земной группы особенно на ранних этапах их развития проведено минералогическое, петрографическое, петрохимическое изучение лунных пород; исследованы породы некоторых импактных земных структур и древнейшие земные магматические дифференциаты. Проведено сравнение земных и лунных образований.

Выявлена активная роль летучих в лунном магматизме, подобие лунных пород земным, гетерогенность лунных материков и морей и многоэтапность их формирования. Установлено, что ассоциации древнейших из достоверно магматических земных пород отличаются от ассоциации лунных пород и могли сформироваться лишь при наличии более ранних протокоровых магматических образований.

Монография рассчитана на геологов, петрографов и минералогов.

Ил. 68, Табл. 44. Библиогр. 210 назв.

Рецензенты: *А.М. Борсук, М.С. Марков*

Редактор *К.В. Ильин*

To establish the general objective laws of magmatism on the Earth and the Earth's group planets the mineralogy, petrography and chemistry of lunar rocks as well as the rocks from some impact structures and ancient differentiates on the Earth were investigated. Terrestrial and lunar complexes were compared.

Significant activity of volatiles in lunar magmatism, similarity between lunar mares and continents and multistage history of their development have been ascertained. It was established that ancient terrestrial magmatic associations differ from those on the Moon and could only be generated after earlier prothocrustal complexes.

This volume is expected to be useful for geologists, petrologists and mineralogists.

1804020000-056
М ————— 309.-89, кн. 2
042 (02)-90

© Междугосударственный петрографический
комитет, 1990

ISBN 5-02 003202-6

ВВЕДЕНИЕ

В истории геологической науки можно выделить несколько периодов особенно бурного развития. Как правило, они были связаны с новыми методическими подходами, обусловленными общим развитием науки и техники. Такие периоды возникали, например, после изобретения поляризационного микроскопа или в связи с разработкой технологии глубоководного бурения. Сходный "всплеск", как нам представляется, геология переживает и сейчас. Он обусловлен научно-технической революцией, позволяющей широко использовать в исследованиях прецизионную технику и, в меньшей степени, возможностью привлекать в качестве сравнительного материала данные по другим небесным телам, прежде всего по Луне.

Особенно перспективным нам представляется сравнительное изучение магматизма Земли и Луны. Оно позволяет продвинуться в разработке нескольких проблем.

1. Магматизм ранних этапов развития Земли. Процессы дифференциации Земли, эволюция ее магматизма могут быть изучены лишь с учетом данных по самым ранним этапам развития. Однако индикаторы ранних этапов эволюции Земли — древнейшие горные породы на Земле — в значительной степени изменены более молодыми процессами. В то же время установлено теперь, что породы Луны, ближайшего спутника Земли, образовались преимущественно в интервале 4—3 млрд. лет, сходны с земными, но при этом выгодно отличаются от последних своим кайнотипным обликом. Привлечение данных по составу Луны способствуют поэтому расшифровке древнейших магматических земных процессов. Конечно, при этом мы должны учитывать различия в массе и тепловой истории планет.

2. Криповзрывной магматизм. Среди продуктов магматизма особое внимание исследователей в последнее время привлекают породы взрывного генезиса. Наряду с заведомо эндогенными обнаружены взрывные породы, происхождение которых трудно объяснимо с традиционных вулканических позиций. С ними связаны специфические типы полезных ископаемых. По-видимому, большая часть их формируется при падении метеоритов, хотя, не исключено, что они обусловлены катастрофическими, не имеющими современных аналогов эндогенными взрывами. Предполагается, что подобные образования особенно широко проявлялись на ранних стадиях эволюции Земли.

Критерии идентификации криповзрывных продуктов до сих пор однозначно не установлены, не определены и условия их формирования. В то же время на Луне, как об этом свидетельствуют особенности ее рельефа, широко проявились импактные процессы, обязанные падению метеоритов. Соответственно и в веществе лунного реголита представлены производные этих процессов.

Сравнительное изучение криповзрывных образований Земли и Луны поэтому должно способствовать расшифровке условий формирования взрывных образований различного генезиса.

3. Магматическое стеклообразование и минералообразование, предкристаллизационная эволюция магмы. Стекла, являясь индикаторами неравновесных магматических процессов, широко распространены в природе. В них "заморожены" различные стадии эволюции магматического вещества, в том числе и протокристаллические. Эти стадии могут определять и весь дальнейший ход дифференциации магм и рудообразования

Среди фрагментов лунного реголита стекла представлены особенно широко. Они представляют собой серию образований, различающихся структурно-химическими характеристиками, и, по-видимому, условиями формирования. Сопоставление их с земными природными стеклами — дополнительный аргумент в разработке проблемы стеклообразования, минералообразования.

4. Образование и дифференциация магмы. Для расшифровки процессов магматической дифференциации особенно перспективным представляется изучение ультраосновных, кислых пород, анортозитов и других крайних членов эволюционных рядов. Следует отметить, что подобные породы представляют и дифференциаты Луны, а потому есть основание ожидать, что на Земле именно они окажутся наиболее ранними дифференциатами.

Как известно, развитие магматизма в истории Земли происходит необратимо [19]. Установлено, что со временем гамма магматических дифференциатов расширяется. Вместе с тем, раз возникнув, типы и ассоциации магматических пород могут повторяться в истории Земли. Усложняется и генезис пород. Это связано с тем, что меняется тепловой режим планеты, разрастается кора; образования коры могут быть вовлечены в процессы магнообразования и дифференциации, а также контаминировать первичные мантийные магмы. В результате среди относительно молодых магматических образований возникают конвергенты — породы, сходные с дифференциатами "чистой линии", но отличные от них по происхождению. Очевидно, вероятность обнаружения чистых дифференциатов возрастает среди наиболее древних пород.

Магматические образования ранних этапов развития Земли несут информацию о магматических процессах "чистой линии", заведомо протекавших без участия коры или при незначительной ее роли. Эти данные необходимы при разработке проблемы источников рудного вещества и для оценки относительной роли коры и глубинных оболочек в магматизме более молодых геологических эпох. Сопоставление древнейших магматических формаций с поздними магматическими ассоциациями, имеющими мантийный генезис, дает возможность проследить эволюцию и дифференциацию глубинных оболочек Земли. Критерии обнаружения магматитов "чистой линии" могут быть выработаны с учетом данных по магматизму Луны, где силикатная кора так и не успела сформироваться.

В тексте используются следующие обозначения минералов:

<i>Ab</i> — альбит	<i>Hm</i> — гематит
<i>An</i> — анортозитовая составляющая в плагиоклазе	<i>Hbl</i> — роговая обманка
<i>Akt</i> — актинолит	<i>Hu</i> — гиперстен
<i>Aug</i> — авгит	<i>Il</i> — ильменит
<i>Bi</i> — биотит	<i>M</i> — темноцветные минералы
<i>Carb</i> — карбонат	<i>Mt</i> — магнетит
<i>Chl</i> — хлорит	<i>Ol</i> — оливин
<i>Cpx</i> — клинопироксен	<i>Or</i> — ортоклаз
<i>Crt</i> — хромшпинелид	<i>Opx</i> — ортопироксен
<i>Di</i> — диопсид	<i>Pl</i> — плагиоклаз
<i>En</i> — энстатит	<i>Po</i> — троилит
<i>Ep</i> — эпидот	<i>Px</i> — пироксен
<i>Fa</i> — фаялитовая составляющая в оливине	<i>Pxf</i> — пироксферроит
<i>Fs</i> — ферросилитовая (клиноферросилитовая) составляющая в пироксене	<i>Q</i> — кварц
<i>Fsp</i> — калиевый и калиево-натриевой полевой шпат	<i>Qs</i> — кристобалит
<i>Ga</i> — гранат	<i>Qt</i> — тридимит
<i>Ged</i> — геденберит	<i>Rm</i> — рудный минерал
	<i>Sp</i> — шпинель
	<i>Ti-Aug</i> — титанавгит
	<i>Ti-Mt</i> — титаномagnetит
	<i>Trem</i> — тремолит
	<i>Wo</i> — воластонит

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЛУННЫХ И ЗЕМНЫХ МИНЕРАЛОВ И СТЕКОЛ

МИНЕРАЛЫ И СТЕКЛА ЛУНЫ — ИНДИКАТОРЫ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ЛУННОГО МАГМАТИЗМА

Изучение минералогии доставленных проб показало, что минеральный состав лунного вещества принципиально подобен таковому Земли и определяется в основном соединениями литофильных элементов с резко выраженным сродством к кислороду. В то же время в количественном отношении минеральный состав Луны по сравнению с Землей весьма ограничен. К настоящему времени достоверно известно лишь около 60 минеральных видов (при не менее 2000 видов на Земле). Среди них преобладают минералы тугоплавких компонентов, а минералы с летучими элементами имеют резко подчиненное значение. Большая часть минералов Луны образовалась в результате кристаллизации магматического вещества, что свидетельствует о широком проявлении на планете магматических процессов. В минералогии Луны отражены также твердофазные реакции субсолидусного распада, девитрификация стекол, остеклование, перекристаллизация, генетическая интерпретация которых затруднена.

Широкое распространение в доставленных лунных пробах минеральной ассоциации железо—троилит—ильменит, практически полное отсутствие окисного железа и гидратных минералов привело к заключению о низкой фугитивности на Луне кислорода, серы и воды. В дальнейшем это положение трансформировалось в представление, что летучие вообще не играли существенной роли в первичном веществе Луны и в лунном магматизме. Эта точка зрения общепринята.

Тем не менее появляется все больше данных, заставляющих пересмотреть сложившееся представление о значении летучих в лунных магматических процессах. В результате проведенных исследований обнаружено подобие состава пород Венеры, Земли, Луны, Марса — планет-соседей, последовательно удаленных от Солнца. Для Венеры, Земли и Марса доказана важная роль летучих в магматическом процессе. Более того, само возникновение магмы происходит при их активном участии. По-видимому, эти закономерности имеют общий характер и нет никаких весомых петрологических и космогонических доказательств в пользу того, что магматизм Луны, наиболее близкой к Земле планеты, должен иметь принципиальные отличия.

Действительно, выявленная импактная природа доставленного на Землю лунного вещества свидетельствует о том, что малое количество летучих компонентов в нем — не надежный аргумент для заключения о первично низком содержании их в продуктах лунного магматизма. Летучие, если они первоначально присутствовали в том или ином лунном материале или стекле, могли сохраниться на поверхности планеты лишь в исключительных случаях.

В то же время наблюдения астронавтов, изучение текстурных особенностей доставленных на Землю фрагментов лав обнаруживают их пористость, которая убеждает нас, что газовая фаза эндогенного происхождения могла быть существенным компонентом лунного магматизма. Особое же значение приобретает специальное изучение содержащих

летучие магматогенных лунных минералов, которые с полным основанием могут рассматриваться как реликтовые, сохранившиеся от воздействия импактных процессов.

Анализ данных по минералогии Луны показывает, что одним из летучих элементов, играющих, по-видимому, существенную роль в лунном минералообразовании, является сера. В лунных образованиях выявлены, хотя и в незначительных количествах, разнообразные сульфиды: троилит, пирротин, макинавит, халькопирит, пентландит, кубанит, борнит, талнахит, халькозин, сфалерит, ольдгамит. Многие из этих минералов, однако, известны и в метеоритах, поэтому находки их в ассоциациях, свидетельствующих о лунном происхождении, весьма интересны. К подобным образованиям, вероятно, относится троилит, обнаруженный в виде тончайших прожилков (Таблица I, а, см. вкл.) в криптозернистой силикатной жилке, секущей зерно оливина. Троилит найден и в виде единичных кристалликов в пироксене крупнозернистого базальта 10050 [72]. Совместно с троилитом идентифицированы халькопирит и кубанит, а также обнаружен лунный пирротин, образующий тесные сростания с плагиоклазом битовнит-анортитового состава.

Стеклянные шарики оранжевой почвы (сбор экспедиции "Аполлон-16"), по мнению большинства исследователей, образовались при фонтанировании и разбрызгивании изливающейся лавы. Проведенные нами с помощью фотоэлектронной спектроскопии исследования показали, что центральная часть шариков содержит хром, титан, железо, а поверхность покрыта пленкой с повышенной концентрацией фтора, натрия, серы, хлора и цинка. Эта пленка могла сформироваться при конденсации эндогенного фумарольного вещества, что подтверждается зональностью распределения серы по глубине шарика, где наряду с сульфидной серой на границе раздела сульфидно-галогенидной пленки и силикатного ядра появляется сульфатная компонента. Пленка, обогащенная серой, калием, фосфором, хлором, цинком и натрием и возникшая, по-видимому, тем же путем, обнаружена и на капельках зеленого вулканического стекла ультраосновного состава [111, 207].

Участие хлора в лунном петрогенезисе подтверждено минералогическими исследованиями. Так, в пироксенах тробы реголита ("Луна-24") нами обнаружены включения неправильной или округлой формы, распределенные неравномерно между пироксеновыми блоками и представленные пластинчатыми и округлыми выделениями стекол, которые по химическому составу близки к ним. В стеклах видны многочисленные микровакуоли, в которых обнаружены галит, сильвин (Таблица I, б) и ольдгамит, диагностированные на электронном микроскопе с микрозондовой приставкой "Кевекс-Рей". Калий, натрий, хлор отмечаются и в составе стекол. Вероятно, стекло и хлориды отражают состав первичного, обогащенного летучими компонентами расплава, из которого в условиях относительно быстрого охлаждения образовались пироксены.

Заслуживают внимания указания на участие в лунном магматогенном процессе воды. На присутствие $\text{OH}(\text{H}_2\text{O})$ в первичных расплавах указывает обнаружение в лунных образцах акаганеита $\beta\text{FeO}(\text{OH})$ (Таблица I, в), чрезвычайно неустойчивого в земных условиях. Минерал захоронен в стекловатом фрагменте в ассоциации с муассанитом, камаситом, вюститом, сильвином, галитом.

Среди лунных образований обнаружены амфиболы, имеющие, скорее всего, магматогенный генезис. В частности, амфибол выявлен нами при исследовании фрагмента глубинной породы, относящейся, по-видимому, к дунит-троктолитовой серии. Входящий в этот фрагмент кристалл оливина содержит четыре полиминеральных включения. Минералы включений, сложенные ортопироксеном с вростками амфибола и рудным минералом, не несут следов реакционных взаимоотношений с минералом-хозяином. Амфибол по своим химическим особенностям относится к субкальциевой глиноземистой магнезиальной роговой обманке, рудный минерал представлен хромистым магнетитом и магнетитом. В описываемом фрагменте проявлены структуры сростания, характерные для магматических пород, и обнаружены признаки разноэтапности магматического процесса [52].

Т а б л и ц а 1

Содержание элементов в разных точках частички цинкистой меди, %

Элемент	а	б	в	в*
Cu	70,9	67,4	87,1	86,8
Zn	7,9	8,8	10,5	11,0
C	14,0	20,8	2,4	2,2
O	6,7	2,3	—	—
S	0,5	0,7	—	—

Пр и м е ч а н и е. Точка в* — после очистки аргоном.

Некоторые особенности минералогии лунного грунта несут косвенную информацию о характере флюидной фазы лунного магматизма. Речь идет прежде всего о находках самородных элементов, относительное содержание которых в лунных породах значительно превышает их долю в земных. Наиболее распространено на Луне самородное железо. Значительная часть его образуется при кристаллизации магматических расплавов. Так, камасит располагается в интерстициях пироксен-плаггиоклазового каркаса габбро или остаточном габбро-анортозите 63415; в порфириновом базальте 12063,9 железо обнаружено совместно с оксидами, пироксеном и плаггиоклазом, троилитом и ильменитом в ассоциации фаялит-кристобалит-стекло, в порфириновом базальте 12004,11 камасит встречается также в виде включений в ранее образовавшемся оливинне; наконец, во всех пробах "Аполлонов" и "Луны-20" найдены шарики железо-троилит-шрейберзитового состава, образовавшиеся из капелек железо-сера-фосфорного расплава. Нами самородное железо с низким содержанием никеля установлено в виде округлых выделений внутри фрагмента вулканического зеленого стекла из пробы "Луны-24", а также по границе кристалла плаггиоклаза в черном стекле из пробы "Луны-24".

Кроме железа, в лунном грунте выявлены другие самородные элементы. Ранее в пробе "Луны-20" обнаружены частички самородного алюминия, ассоциирующие с силикатным стеклом и минералами, содержащими летучие компоненты. Особенность лунного алюминия, отличающая его от земных аналогов — слабая окисляемость даже в земных условиях.

При изучении лунного грунта, отобранного "Луной-24", обнаружено несколько частичек цинкистой меди. Одна из них выявлена в пробе 24187,1 и представлена мономинеральным серповидным фрагментом размером 0,01 мм. Цвет золотистый, в отраженном свете под микроскопом — ярко-желтый; блеск металлический.

Соотношение Cu и Zn в разных точках на поверхности и в глубине исследованной частички практически постоянно (табл. 1), что свидетельствует об однородности ее строения и, скорее всего, отвечает предположению об ее однофазности. Наряду с Cu и Zn в спектрах отмечается C, O, S, In (последний, по-видимому, обусловлен загрязнением вещества подложки).

S и O, вероятно, присутствуют в соединении с Cu. В то же время они обнаружены не повсеместно и в малых количествах, не отвечающих какому-либо из известных соединений. Подобное распределение этих элементов указывает, что они химически связаны лишь с немногими атомами Cu.

Другие частички цинкистой меди обнаружены в пробе 24092,4 при микронзондировании силикатного фрагмента 24.2.20.5. Сам фрагмент имеет размер 0,2 мм. Здесь в матрице, в которой рентгеновским способом определены анортит и гиперстен, обнаружены мельчайшие выделения рудных минералов самородного никеля, сульфидов, цинкистой меди. Размер выделений 20–30 мкм.

В мелкозернистом материале лунного грунта "Луны-24" обнаружена неправильная мономинеральная частичка размером ~ 0,1 мм свинцово-серого цвета с сильным метал-

лическим блеском. Твердость низкая. При надавливании частица размазывается на мелкие чешуйки.

Минерал исследовался на оже-спектрометре, рентгенографически и под электронным микроскопом. Установлено, что основным его компонентом является углерод (93,8%). Обнаружены также незначительные количества железа (1,9%), кислорода (3,7%) и кальция (0,6%).

Рентгеноструктурное изучение, несмотря на низкую интенсивность некоторых типичных линий, обусловленную крайне малыми количествами исследовавшегося минерала, свидетельствует, что это графит. Дебаеграмма его дала следующие характерные линии: 3,38 (10); 2,04 (3); 1,678 (2); 1,158 (4).

Электронно-микроскопическое исследование графита осуществлялось на приборе JEM-100С со встроенным гониометром. Для изучения минерал был растерт между стеклянными пластинками и нанесен на обычную медную сетку с колодиевой подложкой. Частицы графита на электронно-микроскопических изображениях на просвет имеют вид слоистых пластинок со слабо выраженными элементами гексагональной формы. Размер пластинок по площади составлял несколько десятков или сотен микрометров с большей толщиной в середине и меньшей (~ 200 – 100 \AA) на краях. Микродифракционные картины, полученные с большей части таких пластинок, имели вид одной и той же гексагональной сетки $hki0$ -рефлексов.

Рефлексы первого от центра гексагона отражают межплоскостное расстояние c $d = 2,13 \text{ \AA}$, которое характеризует параметр $a = 2,46 \text{ \AA}$ гексагональной ячейки графита.

Более детальные дифракционные картины были получены с участков перегиба пластинок (Таблица I, z). На приведенной микродифракционной картине, кроме рефлексов $hki0$, наблюдается центросимметричный ряд рефлексов $000l$, отражающих расстояние между слоями структуры графита, равное $3,44 \text{ \AA}$, а также ряды пространственных рефлексов типа $Okil$. Рефлексы $Okil$ с нечетными l , находящиеся на промежуточных уровнях базальных рефлексов, свидетельствуют о двухслойном периоде элементарной ячейки по оси c , равном $6,8 \text{ \AA}$, что отвечает параметру c гексагонального графита. Таким образом, по данным электронной микроскопии, изученный графит характеризуется гексагональной структурой с параметрами элементарной ячейки: $a = 2,46 \text{ \AA}$; $c = 6,8 \text{ \AA}$. Исследованный графит отличается от земных природных графитов относительной чистотой состава, неправильной формой выделения. Его состав резко отличается от известных технических сортов графита, кроме того, сильный металлический блеск у земного графита не характерен для выделений неправильной формы, а наблюдается только у кристаллов. Таким образом, изученная частичка является несомненно лунным образованием.

Большинство выделений самородных элементов, обнаруженных на Луне, встречаются в парагенезисах, отвечающих собственно магматическим образованиям. По-видимому, они характеризуют восстановительную обстановку, существовавшую при кристаллизации лунного магматического вещества. Подобный характер ее зафиксирован и в специфическом свойстве лунных самородных металлов, которое затрудняет их последующее окисление. По-видимому, она была обусловлена летучими, из которых водород как самый распространенный в Солнечной системе представляется наиболее вероятным. Мы провели непосредственное определение газовой фазы, заключенной в лунном веществе. Анализировалась пылевая фракция массой 60 мг, оставшаяся после отборки частичек 10 мкм из пробы 24187,1 общей массой $0,1 \text{ г}$. Это обломки стекол (большая часть пылинок), плагноклаза, пироксена, оливина, рудного минерала. Частички этой пылевой фракции, имеющие преимущественно эндогенный генезис, благодаря своим малым размерам в меньшей степени, чем другие, подвержены импактному дроблению и связанной с этим потерей заключенных в них летучих.

Определения H_2 в лунном грунте проводили масс-спектроскопическим методом. Образцы нагревали в кварцевой ампуле, которую подпайвали к установке масс-спектрометра МИ-1305.

лическим блеском. Твердость низкая. При надавливании частица размазывается на мелкие чешуйки.

Минерал исследовался на оже-спектрометре, рентгенографически и под электронным микроскопом. Установлено, что основным его компонентом является углерод (93,8%). Обнаружены также незначительные количества железа (1,9%), кислорода (3,7%) и кальция (0,6%).

Рентгеноструктурное изучение, несмотря на низкую интенсивность некоторых типичных линий, обусловленную крайне малыми количествами исследованного минерала, свидетельствует, что это графит. Дебаеграмма его дала следующие характерные линии: 3,38 (10); 2,04 (3); 1,678 (2); 1,158 (4).

Электронно-микроскопическое исследование графита осуществлялось на приборе JEM-100С со встроенным гониометром. Для изучения минерал был растерт между стеклянными пластинками и нанесен на обычную медную сетку с колодиевой подложкой. Частицы графита на электронно-микроскопических изображениях на просвет имеют вид слоистых пластинок со слабо выраженными элементами гексагональной формы. Размер пластинок по площади составлял несколько десятков или сотен микрометров с большей толщиной в середине и меньшей (~ 200–100 Å) на краях. Микродифракционные картины, полученные с большей части таких пластинок, имели вид одной и той же гексагональной сетки $hki0$ -рефлексов.

Рефлексы первого от центра гексагона отражают межплоскостное расстояние с $d = 2,13$ Å, которое характеризует параметр $a = 2,46$ Å гексагональной ячейки графита.

Более детальные дифракционные картины были получены с участков перегиба пластинок (Таблица I, z). На приведенной микродифракционной картине, кроме рефлексов $hki0$, наблюдается центросимметричный ряд рефлексов $000l$, отражающих расстояние между слоями структуры графита, равное 3,44 Å, а также ряды пространственных рефлексов типа $Okil$. Рефлексы $Okil$ с нечетными l , находящиеся на промежуточных уровнях базальных рефлексов, свидетельствуют о двухслойном периоде элементарной ячейки по оси c , равном 6,8 Å, что отвечает параметру c гексагонального графита. Таким образом, по данным электронной микроскопии, изученный графит характеризуется гексагональной структурой с параметрами элементарной ячейки: $a = 2,46$ Å; $c = 6,8$ Å. Исследованный графит отличается от земных природных графитов относительной чистотой состава, неправильной формой выделения. Его состав резко отличается от известных технических сортов графита, кроме того, сильный металлический блеск у земного графита не характерен для выделений неправильной формы, а наблюдается только у кристаллов. Таким образом, изученная частичка является несомненно лунным образованием.

Большинство выделений самородных элементов, обнаруженных на Луне, встречаются в парагенезисах, отвечающих собственно магматическим образованиям. По-видимому, они характеризуют восстановительную обстановку, существовавшую при кристаллизации лунного магматического вещества. Подобный характер ее зафиксирован и в специфическом свойстве лунных самородных металлов, которое затрудняет их последующее окисление. По-видимому, она была обусловлена летучими, из которых водород как самый распространенный в Солнечной системе представляется наиболее вероятным. Мы провели непосредственное определение газовой фазы, заключенной в лунном веществе. Анализировалась пылевая фракция массой 60 мг, оставшаяся после отборки частичек 10 мкм из пробы 24187,1 общей массой 0,1 г. Это обломки стекол (большая часть пылинок), плагиоклаза, пироксена, оливина, рудного минерала. Частички этой пылевой фракции, имеющие преимущественно эндогенный генезис, благодаря своим малым размерам в меньшей степени, чем другие, подвержены импактному дроблению и связанной с этим потерей заключенных в них летучих.

Определения H_2 в лунном грунте проводили масс-спектроскопическим методом. Образцы нагревали в кварцевой ампуле, которую подпайвали к установке масс-спектрометра МИ-1305.

Т а б л и ц а 2

Количество выделившегося водорода при нагревании лунного грунта, мг/г

Проба	Температура, °С								
	400	450	500	550	600	650	700	750	800
I	—	—	0,07	0,19	0,31	0,48	0,56	0,85	0,96
Повторное нагревание	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,10
II	—	0,21	0,32	0,42	0,50	0,54	0,70	0,93	0,93

Образцы после откачки при комнатной температуре нагревали со скоростью 15–20 °С/мин в замкнутой системе и после появления водорода в газовой фазе выдерживали при постоянной температуре в течение 5 мин через каждые 50° вплоть до 800 °С. При этой температуре прекращалось выделение H₂ и наблюдалось, наоборот, его небольшое поглощение. Всего выделилось до 0,96 мл/г водорода, причем наибольшее количество — при температуре 500–800 °С (табл. 2). Наиболее вероятно, что основная масса H₂ растворена во всем объеме частиц, а не только в поверхностном слое, как иногда принято считать. Отсюда становится понятной и необходимость достаточно высоких температур для относительно быстрого и полного удаления H₂. Для водорода из поверхностных слоев для тех же целей достаточно было бы температуры 450–500 °С. Если принять, что H₂ распределен по всему объему частицы и учесть, что лунный реголит не содержит водосодержащих минералов, то вполне разумно допустить, что H₂ в нашем образце имеет эндогенное происхождение и фиксировался в стекле при застывании расплава.

Интересно отметить, что изученный реголит по содержанию H₂ и динамике его выделения близок не только к некоторым земным породам, но даже к гидроксилсодержащим минералам — амфиболам. Возможно, поэтому концентрация H₂ во флюиде при лунных магматических процессах была не ниже, чем в земных условиях.

Существование восстановительной обстановки в лунном магматизме подтверждают результаты специального исследования некоторых магматических лунных минералов и стекол, проведенные нами с помощью оже-спектроскопии.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНЫХ И ЛУННЫХ МИНЕРАЛОВ И СТЕКОЛ

ВОССТАНОВЛЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВНУТРИ ЗЕМНЫХ И ЛУННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЕРЕН И СТЕКОЛ

Ранее методом ESXA было установлено, что в поверхностных слоях мельчайших частичек лунного реголита проявляется аморфизация вещества и повышенная концентрация восстановленных форм ряда элементов: Fe, Ti, Si. Эта пленка имеет различную мощность для разных элементов, но в конце концов редуцируется на глубине около 1500–2000 Å. Было высказано предположение, что формирование пленки связано с микрометеоритной бомбардировкой и имплантацией протонов солнечного ветра [52].

Полученный с помощью метода ESXA результат является интегральным: фиксируемые фотоэлектронные спектры суммируют сигналы, поступающие с поверхности всех экспонируемых частиц пробы. В то же время распределение восстановленных форм внутри индивидуальных, в том числе и более крупных, чем в пылевой фракции, частиц оставалось невыясненным. Требовалось также проведение дополнительных исследований для выявления генетической природы установленного явления.

Подобные исследования методом оже-спектроскопии были осуществлены с привлечением в качестве сравнительного материала земного вещества.

Исследование проводилось в высоковакуумной установке (на спектрометре "Varian", вакуум до 10^{-8} Па, откачка цеолитовыми и ионными насосами). Для регистрации спектров использовался электростатический анализатор типа "цилиндрическое зеркало" с разрешением 0,6%. Дифференциальные кривые распределения электронов по энергиям dN/dE записывались с помощью мультиплексора с энергетическим "окном" 100 эВ, время записи спектров ~ 1 мин. Известно, что при некоторых условиях электронный пучок может стимулировать диссоциацию, химические превращения и десорбцию на поверхности исследуемых образцов. Поэтому параметры пучка предварительно подбирались таким образом, чтобы за время анализа не происходило заметных изменений в спектрах оже-электронов.

Для исследованных нами соединений заметных изменений в оже-линиях кремния, кальция и кислорода не наблюдалось при электронных дозах $\sim 10^{19}$ эВ \cdot см $^{-3}$ и энергиях 1–1,5 кэВ.

Энергии электронного пучка подобраны также с учетом того, чтобы коэффициент вторичной эмиссии был близок к 1. Анализ образцов проводился послойно. Новые слои для анализа "вскрывались" аргонным травлением. Параметры травления, как и в случае электронного пучка, подбирались таким образом, чтобы не вызывать в объекте эффектов восстановления. Степень влияния ионной аргонной бомбардировки на состав слоев определяли по характеру изменений оже-линий кремния ($L_{2,3}M_{2,3}M_{2,3}$ -оже-пик), кальция ($L_{2,3}M_{2,3}M_{2,3}$ -оже-пик), кислорода ($KL_{2,3}L_{2,3}$ -оже-пик). Полагали, что ионное травление не оказывало искажающего влияния, если значения полуширины между пиками оже-линий, энергия оже-линий (значение энергии определяли по реперным линиям индия и углерода) и тонкая структура (появление дополнительных спутников) не различались в спектрах, полученных до и после послойного травления. Соответствующие параметры пучка ионов аргона: угол падения $80-75^\circ$ относительно нормали к поверхности образца, энергия 1,5 кэВ, плотность 5 мкА/см 2 . Состав новых слоев анализировался в нескольких точках (10–15) с помощью шагового сканирования. Диаметр анализируемого участка – до 30 м. При записи оже-спектров аргон откачивался.

Исследованы отдельные зерна лунных моноклинного пироксена и ильменита. Частицы размером 0,2–0,3 мм извлечены из пробы, доставленной "Луной-24" с глубины 176–192 см. Для анализа внутренних зон были изготовлены сколы этих минералов, а также применялось ионное травление. На поверхности свежих сколов частиц ильменита в отдельных участках четко регистрируется восстановленное железо (форма линии оже-перехода показана на рис. 1, а). В этих же участках фиксируется восстановленный титан (Ti^{3+}) (рис. 1, б). На рис. 2, а представлены оже-пики железа, соответствующие полностью восстановленным формам, обнаруженным в лунном ильмените во внутренних зонах, полученных ионным травлением. В глубине частиц (700,0–800,0 нм) количество участков с восстановленным железом превышает таковое в приповерхностном слое на глубине $\sim 70,0$ (соответственно пять и два при десяти анализируемых участках в каждом слое). Здесь же отмечается высокая концентрация Ti^{3+} (рис. 2, б). При послойном травлении поверхности зерна пироксена обнаружены наряду с окисленным восстановленные железо (Fe^0 , Fe^{2+}) и титан (Ti^{2+} , Ti^{3+}), а в отдельных участках в спектре кремния зафиксирован оже-пик, отвечающий Si^0 . Его амплитуда изменяется от слоя к слою, что, по-видимому, свидетельствует о различном содержании восстановленного кремния по глубине частицы пироксена. В двух других зернах пироксена, где не выявлены восстановленные железо и титан, Si^0 также отсутствует [9].

Был изучен также обломок зеленого лунного стекла. Стекло предварительно раскололи на несколько частей, обеспечив таким образом экспозицию его внутренних зон. Для частичек стекла в нескольких точках поверхности сколов получен элементный состав без разделения по формам окисленности. Выявлено несоответствие между реальным содержанием кислорода и его количеством, необходимым для окис-

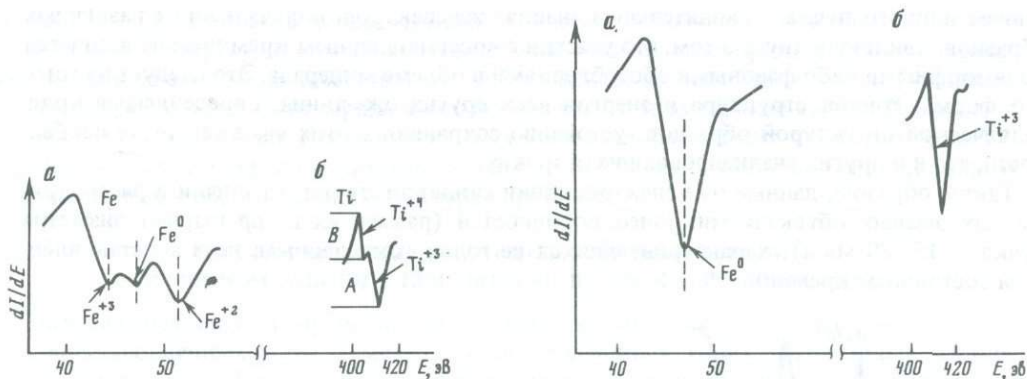


Рис. 1. Оже-спектры внутренних зон лунного ильменита, полученные в искусственных сколах
 а — для железа, б — для титана

Рис. 2. Оже-спектры внутренних зон лунного ильменита, полученные после ионного травления
 а — для железа, б — для титана

ления компонентов. Это свидетельствует о том, что катионы частично находятся в восстановленном состоянии. Во всех этих случаях мы имеем дело с дискретным или мозаичным распределением восстановленных форм элементов в матрице без сегрегации их в какие-либо фазы.

Используя выявленную на лунных объектах "консервирующую" способность кристаллов и стекол, мы попытались выявить восстановленные формы элементов и в земных объектах магматического генезиса.

Были изучены пироксены различных генетических типов и возрастов: 1) вкрапленник титан-авгита из потока пикробазальта вулкана Фогу (Острова Зеленого Мыса), 2) мегакристалл авгита из четвертичных базальтовых туфов Шаварын-Царам (Монголия), 3) порфирировидные выделения авгита из верхнемеловой интрузии кварцевых габбро-монцитов (Сихотэ-Алинь, Приморье), 4) авгит из докембрийского Анабарского массива анортозитов, 5) ортопироксен из Анабарского массива, 6) авгит из Коростеньского массива анортозитов, 7) моноклинный пироксен из лерцолитового ксенолита (Шаварын-Царам), 8) клинопироксен из метеорита Червоный-Кут; ильмениты из Коростеньского массива анортозитов; вулканические стекла: 1) лапиллиевые шлаки извержения вулкана Толбачик, 2) стекловатый вырост в полости лавового потока извержения вулкана Толбачик, 3) стекловатая бомбочка извержения вулкана Толбачик 1975—1976 гг.

Результаты изучения земных объектов следующие.

1. Сравнение оже-спектров от различных участков глубинных слоев и от поверхностей, не подвергавшихся ионному травлению, для каждого объекта в общем случае обнаруживает совпадение форм оже-линий основных компонентов.

2. В оже-спектрах от отдельных участков внутренних слоев некоторых пироксенов (острова Фогу, Приморья, Анабарского массива), а также "выростов" толбачинской лавы наблюдается пик кремния, отличающийся от обычного пика четырехвалентного кремния. Этот пик (рис. 3) регистрируется при 92 эВ и соответствует неокисленному кремнию. Амплитуды высокоэнергетических пиков кремния для разных участков существенно отличаются друг от друга, что свидетельствует о различных концентрациях восстановленного кремния в этих участках.

3. Участки, от которых получен высокоэнергетический пик кремния, расположены произвольным образом как в пределах одного слоя, так и по глубине объекта. Наличие в слоях, содержащих восстановленный кремний, участков, где подобная форма кремния не фиксируется, свидетельствует о том, что появление пика восстановленного кремния обусловлено особенностями состава объекта, а не восстановительным дей-

ствием ионного пучка. Сравнительный анализ оже-спектров, полученный от различных образцов, свидетельствует о том, что участки с восстановленным кремнием не являются полиморфными либо фазовыми обособлениями в объеме минерала. Это следует из того, что форма, тонкая структура и энергия всех других оже-линий, определяемые кристаллической структурой образцов, устойчиво сохраняют в этих участках те же особенности, что и в других анализировавшихся точках.

Таким образом, данные оже-спектроскопии свидетельствуют о наличии в рассматриваемых земных объектах микро неоднородностей (размер их не превышает диаметра пучка — 15–20 мкм), характеризующихся не только окисленным, но и восстановленным состоянием кремния.

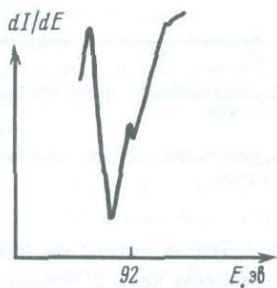


Рис. 3. Пик восстановленного кремния из оже-спектра пироксена о-ва Фогу

Появление восстановленных форм кремния в земных и лунных магматических кристаллах и стеклах, несомненно, связано с условиями их образования и обусловлено эндогенными факторами. Дисперсное и незакономерное расположение микроучастков с восстановленным кремнием определяется, по-видимому, тем, что и факторы эти в расплаве проявились локально. Природа этого явления, однако, пока не расшифрована. Можно лишь высказать предположение, что восстанавливающим компонентом являлась летучая фаза, концентрация которой превышала уровень растворимости для данных P – T условий, в результате чего и могли оформляться в расплаве ее отдельные произвольно расположенные скопления — микропузырьки. Впоследствии они захватывались при быстром остывании расплава стеклом и растущими кристаллами.

Полученные данные о восстановленных формах элементов внутри кристаллов и стекло были подтверждены исследованиями методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии. Использовался спектрометр Vg НВ-100 с вакуумом 10^{-8} Па. Изучался кристалл пироксена с островов Зеленого Мыса, для которого ранее методом оже-спектроскопии были установлены области с восстановленными Fe и Si. В препаративной камере, состыкованной с аналитической камерой, кристалл раскалывался с помощью специального устройства. Фотоэлектронные спектры от свежих поверхностей сколов (8 сколов) были получены при возбуждении AlK — линий ($h\nu = 1486,6$ эВ). Энергии связи фотоэлектронов определяли с точностью $\pm 0,1$ эВ. Спектрометр с анализатором ChAM-100 был прокалиброван по линиям $Au 4f_{7/2} = 84,0 \pm 0,1$ эВ и $Cu 2p_{3/2} = 932,5 \pm 0,1$ эВ. Линейность шкалы была проверена с использованием дуального Al/Mg анода по линии $Ag 3d_{5/2}$ ($E_{св} = 368$ эВ). Накопление и обработку всех спектров проводили с использованием ЭВМ "Apple IIe". Энергии связи всех спектров были отнесены к линии $1S$ с энергией связи 285 эВ.

Энергии связи всех $2p$ -электронов для минералообразующих элементов — Fe, Ti, Ca, Si, Mg у семи сколов отличаются мало, что свидетельствует об общей гомогенности химического состава кристалла. Их значения соответствуют окисленным формам этих элементов.

На одном из восьми сколов в спектрах линий Fe $2p_{3/2}$ и Si $2p$ выявляются низкоэнергетические линии, энергии связи которых составляют 707,2 эВ для Fe и $98,0 \pm 0,2$ эВ и $101,1 \pm 0,2$ эВ для Si. Указанные энергетические положения линий Fe $2p_{3/2}$ ($E_{св} = 707,2$ эВ) и Si $2p$ ($E_{св} = 98,0$ эВ) близки к значениям энергий связи для металличе-

ского железа и кремния в нульвалентном состоянии. Небольшой сдвиг Fe $2p\ 3/2$ в сторону большей энергии и отмечаемое увеличение энергии спин-орбитального расщепления по сравнению с металлическим железом на 0,3 эВ, по всей вероятности, указывает на перенос некоторой доли заряда с атомов железа на окружающие атомы. Поскольку наибольшая электроотрицательность из всех минералообразующих элементов (Ca, Ti, Mg, Si) — у кремния, по-видимому, атомы этого элемента и составляют ближайшее окружение для атомов железа в структуре пироксена.

ВОССТАНОВЛЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЛУННОМ РЕГОЛИТЕ И ЗЕМНОМ АНАЛОГЕ ПРИ НАГРЕВЕ В АТМОСФЕРЕ ВОДОРОДА

Значительный интерес представляет изучение возможных механизмов возникновения восстановленных форм элементов в поверхностных слоях реголитовых частиц. Одним из ведущих факторов появления таких форм является, по современным представлениям, действие космического излучения. Так как основным компонентом космического излучения являются протоны средних и высоких энергий, представлялось целесообразным изучить влияние водорода на восстановительные процессы в самом лунном веществе.

Для исследования был взят образец реголита 1608-1 из сборов "Луны-16", фракции менее 83 мкм. Одновременно для сравнения изучали земной аналог — раздробленный габбро-анортозит состава (%): SiO₂ — 50,63; TiO₂ — 0,49; Al₂O₃ — 21,78; Fe₂O₃ — 1,06; FeO — 7,06; MgO — 4,90; CaO — 9,00; Na₂O — 3,80; K₂O — 0,47.

Образец лунного реголита в ненарушенном виде наносили на тонкорифленый металлический цилиндр и нагревали в камере для приготовления образцов электронного спектрометра VIEE-15 в атмосфере водорода, очищенного путем диффузии сквозь палладиевую мембрану. Образец выдерживали в течение 20 мин при температуре ~500 °C и давлении водорода ~ 900 тор, затем без контакта с атмосферой перемещали в электронный спектрометр.

Вакуум в спектрометре составлял $(2-3) \cdot 10^{-7}$ тор. Энергетическое разрешение электронных линий было 1,2 эВ, а точность определения их положения — 0,1–0,2 эВ. В качестве источника фотонов использовали K_{α} -излучение Mg. Калибровку спектров осуществляли по 1s-линии углерода, для которой было принято значение энергии связи электронов 285,0 эВ.

После исследования электронных линий, соответствующих основным $2p$ -электронам Fe, Ti и Si, образец был перемещен на воздух, где он экспонировался последовательно в течение 3 мин, 1, 18 и 82 ч и 10 сут. После каждого экспонирования на воздухе проводили очередное исследование электронных спектров.

В результате нагрева образца в атмосфере водорода в лунном реголите прошли интенсивные процессы восстановления Fe, Ti и Si. При этом для Fe линия соответствующего окисла практически исчезла, количество восстановленного Ti превысило количество окисленного, содержание восстановленного до элементарного состояния Ti также значительно возросло (рис. 4).

Необходимо отметить, что линии соответствующих восстановленных форм характеризуются разной шириной: для Fe⁰ и Si⁰ — около 2 эВ, для Ti⁰ — около 4 эВ. Кроме того, все рассматриваемые линии резко асимметричны. Значительная ширина линии восстановленного Ti⁰ свидетельствует, по-видимому, о геометрической и энергетической неэквивалентности положения атомов этого элемента.

Экспонирование образца лунного реголита на воздухе приводит к постепенному уменьшению интенсивности линий, соответствующих восстановленным формам элементов, и росту интенсивности линий, соответствующих окислам. Процесс окисления в меньшей степени затрагивает Si, тогда как Fe и Ti уже после трехминутного экспонирования образца реголита на воздухе несколько окисляются. Дальнейшее увеличение времени экспонирования приводит к интенсивному окислению Ti и в несколько меньшей степени Fe, тогда как Si окисляется заметно медленнее (рис. 5). Однако и после

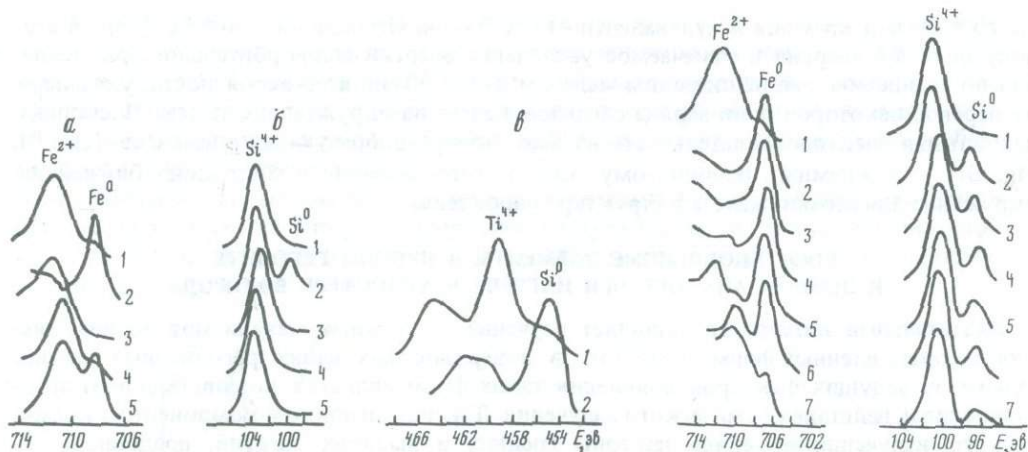


Рис. 4. Рентгеновские фотоэлектронные спектры элементов $a - 2p\ 2/3$, $б - 2p\ Si$, $в - 2p\ Ti$; 1, 2 — реголит; 3–5 — анортозит; в исходном состоянии (1, 3) и после нагрева в атмосфере водорода до $500^\circ C$ (2, 4) и $650^\circ C$ (5)

Рис. 5. Рентгеновские фотоэлектронные спектры элементов образца реголита 1 — в исходном состоянии; 2 — после нагрева в атмосфере водорода до $500^\circ C$; 3–7 — после экспозиции на воздухе в течение 3 мин (3), 1 ч (4), 18 ч (5), 82 ч (6), 240 ч (7)

10-суточного экспонирования образца на воздухе доля Ti^0 и Fe^0 оказывается достаточно велика и сопоставима с первоначальным количеством этих форм, присутствовавшим в веществе лунного реголита до действия водорода.

С другой стороны, нагрев в атмосфере водорода образца земного аналога до той же температуры, что и образца лунного реголита ($500^\circ C$), и даже до более высокой температуры ($650^\circ C$) при прочих равных условиях значительно слабее сказывается на форме исследуемых электронных линий. Процессы восстановления здесь затрагивают лишь Fe, однако количество Fe^0 остается меньшим, чем Fe в окисной форме. Возникновение восстановленных до элементарного состояния Ti и Si не наблюдается.

Вместе с тем нужно отметить одно обстоятельство, связанное с положением линии $2p$ -электронов Si: выдержка образца габбро-анортозита в атмосфере водорода приводит к значительному, до 1,0 эВ (от 102,5 до 103,5 эВ), сдвигу в сторону больших энергий связи. В то же время соответствующая линия в лунном реголите после воздействия на него водородом не претерпевает никаких сдвигов, а в процессе окисления смещается в сторону более низких значений энергии связи (от 102,9 до 102,2 эВ).

Иными словами, если взаимодействие водорода с земной магматической породой приводит к формированию на поверхности ее зерен пленки с высококонденсированным состоянием кремнекислородных тетраэдров, близким к таковому SiO_2 , то для лунного реголита такое взаимодействие не отражается на зарядовом состоянии окисленного Si. Окисление же реголита, подвергнутого дополнительному восстановлению, вызывает на его поверхности образование силикатной пленки, близкой по зарядовым параметрам Si к островным силикатам.

Таким образом, проведенное исследование свидетельствует о высокой потенциальной способности вещества лунного реголита к восстановлению — значительно более высокой, чем это отмечается для земных магматических пород. Такое различие можно объяснить постоянным воздействием на вещество лунного реголита экзогенных факторов — процессов космического излучения и микрометеоритной бомбардировки — и связанных с ними процессов испарения и конденсации вещества, что вызывает изменение структуры вещества частиц реголита по крайней мере в самом поверхностном слое. Однако может существовать и другое объяснение. Известно, что для лунного реголита характерно чрезвычайно высокое содержание имплантированных частиц солнечного ветра, и в первую очередь атомов водорода.

Диапазон составов лунных оливинов довольно широк — от 6 до 100 мол.% фаялитовой составляющей, что отвечает спектру и земных оливинов магматических пород. Более магнезиальные оливины на Земле известны только во включениях алмазов и в метаморфитах карбонатных пород. Наиболее широким распространением на Луне пользуются магнезиальные оливины с железистостью около 20 мол.%.

В отличие от земных, лунные оливины не обнаруживают четкой зависимости составов от характера включающих их пород, а высокомагнезиальные их разновидности характерны не только для гипербазитов, но встречаются в габбро, базальтах и брекчиях. Так, самый магнезиальный оливин, состав Fa_6 , описан И.М. Штилем и др. (1974) в континентальном базальте из сборов "Аполлона-17". В общем магнезиальные оливины больше свойственны "материковым" породам Луны, чем "морским".

Лунные оливины отличаются от земных более высокими содержаниями Ti, Cr, Mn, и Ca, хотя и в тех и других с увеличением фаялитового компонента в оливинах содержание этих элементов обычно возрастает. В оливинах Луны, как и в земных, обнаружены Co и Ni, но в меньших количествах, чем в земных: NiO от $< 0,01$ до $0,1-0,3\%$; CoO — сотые доли процента. При этом наблюдается обратная зависимость между соотношением NiO/CoO и железистостью минерала.

Некоторые зональные оливины в лунных базальтах обнаруживают очень значительные колебания составов, доходящие до 30 мол.% фаялитового компонента. Столь широкие колебания составов зональных оливинов в земных породах неизвестны.

Большинству лунных оливинов свойственно наличие хрома — от $0,01$ до $0,40\%$ Cr_2O_3 . Примечательно, что хром обнаружен в оливинах всех составов как магнезиальных, так и железистых. Данные по распределению Cr_2O_3 в различных оливинах сведены на графике рис. 6. Как видно из графика, количество хрома в оливинах Луны в общем убывает с возрастанием в нем содержания фаялитовой компоненты. В лунных породах хром найден даже в высокожелезистых оливинах (на Земле такие находки неизвестны). Грауфорд и Вейганд описали высокоглиноземистый оливин "морского базальта", в котором обнаружено $0,07\%$ Cr_2O_3 , а Браун и др. обнаружили Cr_2O_3 ($0,03\%$) в чистом фаялите.

Сопоставление лунных оливинов близкой железистости, но кристаллизовавшихся в различных условиях, показывает, что оливины "морских пород" богаче хромом, чем оливины "материковых" (табл. 3). Например, в морском базальте фрагмента 24109, 51, 34 оливин Fo_{67} содержит $0,20\%$ Cr_2O_3 , в то время как в более магнезиальном оливине (Fo_{80}) из анортозита (фрагмент 24109, 52, 22) хром не обнаружен (Альби и др., 1974). Очень низкие содержания Cr_2O_3 установлены в "материковых породах" — перидотитах и анортозитах. Так, в магнезиальных оливинах некоторых перидотитов Cr_2O_3 составляет $0,01\%$, в оливинах анортозитов содержания Cr_2O_3 не превышает $0,06\%$ (Тарасов и др., 1980).

Анализ имеющихся данных по оливинам Луны позволяет высказать предположение о том, что ведущими факторами, определяющими содержания Cr_2O_3 в оливине, являются температура, скорость остывания, режим летучих компонентов и фугитивность кислорода. Именно этими характеристиками, по-видимому, отличаются в первую очередь, процессы магматического минералообразования на глубине и в приповерхностных условиях Луны.

Обратимся теперь к оливинам земных пород. В них хром обнаруживается очень редко. Он найден в оливинах из включений в алмазах и высокомагнезиальных породах — гранатовых перидотитах, перидотитовых коматиитах и меймечитах. Следует подчеркнуть, что в отличие от лунных хромсодержащие земные оливины — существенно форстеритового состава (Fo_{85-90} и редко до Fo_{75}). Самые высокие содержания Cr_2O_3 в земных оливинах $0,28-0,33$ мас.%. Так же как и на Луне, материнскими породами высокохромистых земных оливинов являются эффузивные образования — архейские перидотитовые коматииты зеленокаменных поясов Канады (пояс Абитибии, район

Таблица 3
Химические анализы оливинов близкой железистости из различных пород Луны, %

Компонент	"Луна-24"			"Аполлон-11"		"Аполлон-12"	"Аполлон-11"	
	1731	24182	24109	10085,4; 10 ^a	10065,15; 1 ^a	10020,40	10085, 4, 5	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	37,50	38,87	38,75	38,32	37,85	37,50	37,53	40,81
TiO ₂	0,05	—	0	0,12	0,34	0,09	0,16	10,73
Al ₂ O ₃	0,01	—	0	0,19	0,30	0,05	—	10,20
Cr ₂ O ₃	0,12	0,03	0	0,06	0,22	0,21	0,27	0,32
FeO	23,50	20,96	19,1	22,55	22,00	25,5	25,46	19,51
MnO	0,23	0,18	0,12	0,27	0,23	0,30	0,27	0,23
MgO	37,50	39,99	41,1	37,96	38,45	36,5	36,08	6,11
CaO	0,23	0,06	0,17	0,37	0,34	0,33	0,32	11,92
NiO	—	0,03	—	—	0,05	—	0,03	—
Сумма	99,14	100,18	99,64	99,84	99,78	100,48	100,12	100,34*
Fo	74,1	77	79,3	75	76	72	72	—
Fa	25,9	23	20,7	25	24	28	28	—

Породы, из которых анализировался оливин: 1 — мономинеральное зерно (Тарасов и др., 1980 г.); 2 — метатроктолит [41]; в сумму анализа вошло (0,06 мас.% ZnO); 3 — анортозит, включение в плагиоклазе (Бенц, 1980 г.); 4 — микроанортозит (Эгрил и др., 1970 г.); 5 — фенокристалл в базальте (Эргил и др., 1970 г.); 6 — оливиновый базальт [141]; 7 — фенокристалл в стекле; 8 — стекло (Эгрил и др., 1970 г.). Типы пород: 1–4 — материковые, 5–8 — морские.

* +0,34Na₂O; 0,17K₂O

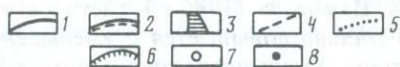
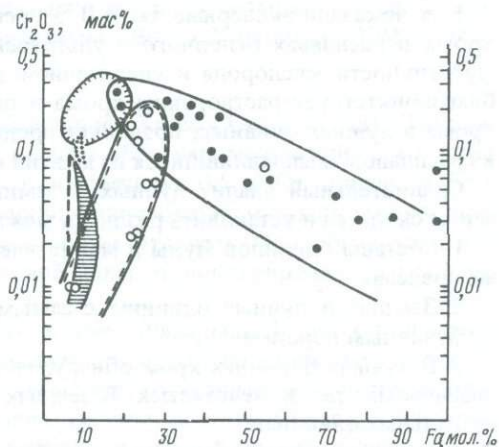


Рис. 6. Содержание Cr_2O_3 в оливинах различных пород Луны и Земли

1-6 поля составов оливинов: 1 - эффузивных пород Луны, 2 - интрузивных пород Луны; пород Земли: 3 - гранатовых перидотитов, 4 - включений в алмазах из кимберлитов, 5 - меймечитов, 6 - перидотитовых коматиитов; 7-8 - точки составов оливинов из лунных пород: 7 - интрузивных, 8 - эффузивных



Манроу) [89] и западной Австралии (район никеленосных отложений Скотиа) [196]. В этих магнизиальных оливинах явно намечается тенденция к увеличению Cr_2O_3 от менее к более железистым разностям. В районе Манроу состав оливинов колеблется в пределах $F_{085,1-93,4}$, содержание Cr_2O_3 в них изменяется от 0,14 (оливин состава $F_{093,4}$) до 0,33 мас.% (оливин состава F_{088}). В одном из зерен Арнд (1977 г.) установил зональность по железу и хрому: содержание форстеритового компонента уменьшается от 91,1 до 89,5, а Cr_2O_3 увеличивается с 0,23 до 0,32 мас.% от центра к краю кристалла.

Штольц и Несбит (1970 г.) показали, что в австралийских коматиитах Скотиа содержание Cr_2O_3 в оливинах зависит и от структуры породы. Оливины коматиитов со структурой спенифлекс наиболее богаты хромом: содержат от 0,22 до 0,28% Cr_2O_3 , их составы колеблются в пределах F_{074-93} . Скелетные оливины состава $F_{087,8-92,9}$ содержат Cr_2O_3 от 0,13 до 0,17% Cr_2O_3 , а в гарризитовых - наиболее магнизиальных оливинах $F_{091,4-93}$ - самые низкие концентрации Cr_2O_3 - 0,11-0,16 мас.%.

Если оливины древних гипербазитовых эффузивов Земли содержат повышенные концентрации хрома, оливины гранатовых перидотитов, включений в алмазах и меймечитов содержат хрома намного меньше. По данным Н.В. Соболева, в меймечитах северо-запада Сибирской платформы содержание Cr_2O_3 в оливинах от 0,069 до 0,11 мас.%, в гранатовых перидотитах 0,007-0,79, в оливинах из алмазов - не превышает 0,09 мас.%.

Анализ имеющихся литературных данных по распределению Cr_2O_3 в магнизиальных земных оливинах показывает, что в них, как и в оливинах лунных пород, проявляется та же тенденция - увеличение содержания Cr_2O_3 с повышением железистости минерала, см. рис. 7. Концентрация никеля в оливинах зависит в основном, по-видимому, от температуры и в меньшей мере от геохимической специфики. Примечательно, что оливины из перидотитовых коматиитов никеленосных толщ Австралии и безрудных коматиитов Канады содержат близкие концентрации никеля, 0,28-0,59 и 0,38-0,55 мас.% соответственно. Отношение $\text{NiO}/\text{Cr}_2\text{O}_3$ в земных оливинах резко отличается от лунных: в земных это отношение меньше единицы, в лунных - намного выше.

В оливинах Земли нередко встречаются включения магнетита, хромита и хроммагнетита. Многие исследователи полагают, что появление в оливине фаз, содержащих окисное железо, связано с особенностями исходного состава минерала. Образуются эти фазы в результате распада твердого раствора, содержащего изначально небольшие количества Fe^{3+} и хрома (Боуэн и Шайрер, 1932 г.; У.А. Дир и др., 1966 г.). На Луне в хромсодержащем оливине фрагмента 24182 (см. табл. 3, ан. 2) также обнаружены дендритовидные включения магнетита и хроммагнетита. Как и оливин-хозяин, хроммагнетит содержит примеси ZnO - до 0,12 мас.%. Хроммагнетит ассоциирует с ортопироксеном и амфиболом.

Как показали эксперименты Б.В. Мурска и Ж.Х. Цамбелла (1986 г.), растворимость хрома в расплавах основного и ультраосновного состава повышается с уменьшением фугитивности кислорода и увеличением температуры. Уменьшение щелочности также благоприятствует растворению хрома в расплавах. Относительно высокое содержание хрома в лунных оливинах позволяет предположить, что оливины Луны формировались из расплавов, выплавлявшихся из мантии при подобных условиях.

Сравнительный анализ лунных и земных оливинов позволяет наметить некоторые черты сходства и установить различия между ними.

1. Составы оливинов Луны и магматических пород Земли колеблются в одних и тех же пределах.

2. Земные и лунные оливины с самым высоким содержанием Cr_2O_3 свойственны эффузивным породам.

3. В лунных оливинах хром обнаружен во всех разновидностях оливинов — как магнезиальных, так и железистых. В земных оливинах хром найден только в высокомагнезиальных оливинах.

4. Хромсодержащие оливины на Луне типичны для широкого спектра составов ультраосновных и основных пород. В земных породах оливины с хромом встречаются только в породах ультраосновного состава.

5. Отношение Cr/Ni в оливинах Луны выше, чем в земных; в первых оно всегда более 1, во вторых — намного меньше.

6. Самые высокие количества хрома в земных оливинах (близкие к лунным) обнаружены в древнейших эффузивах — перидотитовых коматиитах архея, т.е. в примитивных породах ранних этапов развития Земли.

СТЕКЛООБРАЗОВАНИЕ НА ЗЕМЛЕ И НА ЛУНЕ

Природные стекла широко распространены на Земле и особенно на Луне. Лунные стекла, составляющие значительную часть реголита, более разнообразны, чем земные. С петрологической точки зрения стекла представляют особый интерес как вещество, в котором заморожены стадии предкристаллизационного упорядочения расплавов; они несут наиболее полную информацию о ранних стадиях эволюции расплавов.

ПОЛИДИСПЕРСНОСТЬ ЗЕМНЫХ И ЛУННЫХ ПРИРОДНЫХ СТЕКОЛ — ПОКАЗАТЕЛЬ ПОЛИДИСПЕРСНОСТИ МАГМ

Обычно природные расплавы отождествляют с растворами. Процессы, происходящие в магме, и прежде всего процессы кристаллизации, рассматриваются поэтому с позиций законов и свойств истинных растворов.

Между тем эти представления вступают в противоречие с современными данными о структуре стекол и расплавов. Исследование искусственных стекол выявило их неоднородность. Методами малоуглового рассеяния, ИК-спектроскопии, мессбауэровской спектроскопии и др. в стеклах установлена гетерогенность, наличие субмикроскопических неоднородностей фазовой и флуктуационной природы [52]. Показано, что и расплавы стеклообразующих искусственных систем так же характеризуются субмикронеднородностью. Обнаружена неоднородность и некоторых природных стекол [2, 30].

Мы провели системное исследование природных стекол различного генезиса методами просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии (ПЭМ и СЭМ). В процессе эксперимента использовались следующие приборы: ПЭМ — БС-500 Тесла (Чехословакия) JEM-100С (Япония); СЭМ — Филипс 501-Б (Голландия) и Хитачи S-450 (Япония). Для получения более полной информации о строении и степени однородности образцов применялся комплекс электронно-микроскопических методик: метод суспензий, реплик и реплик с извлечением. Идентификация включений осуществлялась с помощью микродифракции и локального микрорентгеноспектрального анализа, проводимого на специальной приставке "Kevex-5100" к сканирующему электронному микро-

скопу. Количественный расчет состава выполнялся для отдельных частиц с локальностью 200–300 Å с помощью пакета программ "Восток" на микроЭВМ "Canon CX-1".

Были исследованы следующие стекла.

Земные стекла. Стекла пиллоу-базальтов из впадины Хесса (Тихий океан). Эти кайнозойские стекла подняты с глубины 4600 м. Они образуют маломощную (0,5 см) корочку вокруг шаров пиллоу, достигающих в поперечнике 0,5 м. От корочек наблюдается постепенный переход к относительно раскристаллизованным базальтам центральных зон пиллоу. Стекла — плотные, черные с синим отливом. Они образуются при закалке на глубине в морской воде базальтовой лавы, дезинтегрированной на шары при подводном извержении.

Стекла щелочных базальтов из шлакового конуса Шаварыйн-Царам (Монголия). Стеклами здесь сложены обломки бомб, размер которых, по-видимому, достигал 30–50 см в диаметре. В стеклах наблюдаются ксенолиты глубинных лерцолитов, иногда мегакристы моноклининого пироксена, санидина, граната, апатита. Стекла — плотные, черные. Они образовались при быстром остывании в атмосфере небольших порций расплава, выбрасывавшихся при вулканических взрывах.

Стекла субщелочного базальта извержения вулкана Толбачик 1975–1976 гг. Эти стекла отобраны у южного конуса. Здесь исследовались стекла шлаковых обломков тефры (размер обломков 1–3 см, шлаки черные, высокопористые) и стекла из корки лавового потока. Температура лавы в истоках лавовых рек этого извержения составляла 1050–1070 °С.

Обсидиан из месторождения Артени (Армения). Стекла слагают здесь слои, зоны в лавовых потоках. Они представлены плотными серыми и темно-коричневыми флюидальными разновидностями. Предполагается, что температуры изливавшихся лав были относительно невысокими — 600–700 °С. В стеклах из взрывной структуры Жаманшин (Казахстан) содержание кремнекислоты варьирует от 53 до 79%. Здесь же отмечаются глыбы лешательерита. Стекла в пределах структуры встречаются как отдельные небольшие частицы, глыбы-бомбы или фрагменты бомб. Стекла — белые, желтые, черные, голубые, зеленые, обычно флюидальные. Характерна пористость. Очевидно, что стекла образовались при остывании небольших порций сосуществовавших расплавов различного состава. Ряд данных свидетельствует при этом, что расплавы не были высоко перегретыми.

Лешательерит из Аризонского кратера (США) отобран из центральной, глубоко преобразованной его зоны. Лешательерит сформировался за счет кварцевых песчаников свиты Сосопино. Он представляет собой белую, пористую пемзу. Аризонский кратер считается эталонной импактной структурой. При больших температурах 2000–3000° и давлениях в несколько мегабар, связанных с падением метеорита, происходило плавление пород мишени. Последующая закалка расплавов приводила к образованию стекол.

Тектиты. Изучались индошениит из Вьетнама и молдавнит из Чехословакии. Индошениит — темно-зеленый, плотный с редкими крупными порами. Молдавнит — светло-зеленый, плотный. Большинство исследователей тектиты рассматриваются как застывшие фрагменты расплавов, образовавшиеся при падении крупных метеоритов.

Лунные стекла. Как известно, среди лунных стекол различаются изверженные и импактные стекла. В импактных стеклах отчетливо проявлена неоднородность, обусловленная наличием реликтов плавившихся минералов. Для них характерна также высокая пористость. Изверженные стекла выглядят более однородными. Мы исследовали различные виды лунных изверженных стекол: "черные" из "Луны-24", зеленые, а также некоторые эндогенные шарики [52].

Все взятые для исследования стекла в оптическом микроскопе выглядят изотропными. Для электронно-микроскопического исследования от образцов откалывались случайные фрагменты в 0,1–2 мм. Поскольку образцы изучавшейся серии образова-

лись из расплавов с различным составом и термической историей, то очевидно, что в них зафиксированы различные уровни упорядочения природных магм.

Ниже приведем некоторые особенности микростроения природных стекол, выявленные электронной микроскопией и характеризующие их неоднородность.

Пористость. Все природные стекла на субмикроруровне пористы, хотя и в разной степени. Наиболее пористы шлаки — стекла, образовавшиеся из магмы, контактировавшей с атмосферой. Поры в шлаках не выдержаны по размерам и в разной степени насыщают породу даже в пределах сантиметровых участков. Они зачастую образуют линейные системы сопряженных пустот.

Повышенной пористостью обладают стекла плавления, особенно лешательерит из Аризонского кратера (таблица I, *д*). Поры здесь варьируют по размерам, при этом поры близкого размера обычно ассоциируют друг с другом, образуя однородные участки размером до нескольких миллиметров. Наиболее мелкие поры составляют доли микрон. Еще более нерегулярное распределение пор характеризует стекла Жаманшинской структуры. В них наблюдаются отдельные участки округлой или овальной формы, размером от нескольких десятков микрон и до долей миллиметра, в которых проявляется повышенная пористость (Таблица I, *е*). Эти участки иногда полностью выполнены порами микронных размеров. В ряде же случаев центральная часть подобных участков состоит из монолитного стекла. Пористость отмечается и в стеклах, макроскопически представляющихся массивными и монолитными. В частности, единичные незакономерно распределенные поры размером до 0,1 мм фиксируются в стеклах океанских базальтов [167]. В плотном стекле щелочного базальта (Монголия) также наблюдаются поры, поверхность пор — неровная. Поры отмечаются и в обсидиане, и в стеклах корки лавового потока Толбачика, и в тектитах. В лунных стеклах пористость также проявлена, хотя и в разной степени. Как правило, стекла, несущие признаки импактного происхождения, обладают относительно высокой пористостью (Таблица I, *ж*). В черных и зеленых вулканических стеклах отмечаются редкие поры.

Обычно пористость фиксируется во всех природных стеклах. Так, отмечается высокая пористость в туфах, при этом в порах здесь часто развиваются минералы, содержащие летучие компоненты. Описаны пустоты различного размера в шарах из риолитов. Мы наблюдали микропоры в аксессуарном стеклянном шарике из карбонатов островов Зеленого Мыса.

Очевидно, пористость определяется летучими компонентами. В некоторых случаях это подтверждается наличием пор с минералами-узниками, содержащими такие компоненты. В частности, в изверженных и криптовзрывных земных стеклах определены: амфиболы, слоистые силикаты, сильвин, галит, бассанит, ангидрит, ольдгамит, сульфиды, карбонаты Са. Большая часть этих минералов наряду с традиционно летучими компонентами (Cl, H₂O, CO₂) содержит также и элементы, не относящиеся к этой категории (Ca, Si, Fe, Na, K).

Иногда в порах, кроме минералов, содержащих летучие компоненты, отмечаются конденсационные налеты силикатного вещества, по составу близкого к веществу стекла (Таблица II, *а*) или более кремнеземистого состава.

Очевидно, эти минералы образовались из вещества, содержавшегося в порах изначально, но не диффундирующего в них из окружающего расплава в процессе остывания: в противном случае мы наблюдали бы подобные минералы во всех порах.

Эти данные свидетельствуют, что в магме летучие элементы ассоциируют с нелетучими пороодообразующими с образованием летучих же ассоциаций. Агрегация подобных комплексов при падении их растворимости в магме, по-видимому, приводит к образованию субмикроскопических, а затем и более крупных пор. При конденсации газовой фазы в застывшем стекле формируются минералы-узники пор. Неравномерное распределение пор, разнообразие их размеров, наблюдаемые даже в малых объемах стекол (для подобных объемов справедливо утверждение о тождественности *P-T* условий при стекловании в любой точке), указывает на отсутствие однородности в содержании летучих компонентов в магме уже на микронном уровне.

Силикатные субмикроскопические неоднородности. Все изученные природные стекла не гомогенны по составу на микронном уровне исследования. Как правило, спектры соседних анализируемых участков, полученные с помощью аналитических приставок к микроскопам, варьируют по интенсивности линий ряда элементов (обычно Si, Na, K, а также Mg, Al, Ca, Fe). При этом неоднородность состава обычно носит флуктуационный характер: фазовая неоднородность стекол сохраняется.

К этой же категории неоднородностей, по-видимому, могут быть отнесены и выявленные оже-спектроскопией в стеклах Толбачика и лунных образцах микрообласти размером 15–40 мкм, в которых наряду с окисленными присутствуют атомы металлов в восстановленном, вплоть до нульвалентного, состоянии. Валовый химический состав этих микрообластей отвечает составу вмещающего стекла. Распределены они в стеклах мозаично.

Наряду с флуктуационными неоднородностями в стеклах отмечаются фазовые аморфные обособления (размер их 0,3–3 мкм). Подобные обособления наблюдались в жаманшинских стеклах и тектитах, в стеклах пиллоу-базальтов, щелочных базальтах (Таблица II, б). Форма этих обособлений близка к шаровой. По составу они несколько отличаются от вмещающей массы. Отметим, что в жаманшинитах среди подобных фазовых обособлений обнаружены аморфные включения SiO_2 . Ранее аналогичные включения были описаны в обсидианах [2].

В "лунных" стеклах также выделяются неоднородности [52]. Они, в частности, обнаруживаются при съемке в режиме "сонтро", где различается линейная ориентировка включений.

Субмикроскопические минеральные фазы. Субмикроскопические минеральные фазовые обособления обнаружены у большей части исследованных стекол. Как и у других выявленных неоднородностей, их размеры составляют 0,3–5 мкм. Преобладают фазы, свойственные соответствующим кристаллическим аналогам стекол. К таковым, в частности, относятся пироксен и плагиоклаз в стеклах толбачинских шлаков, кварц, коэзит в лешательерите Аризонского кратера.

Вместе с тем в стеклах обнаруживаются субмикрофазы, не "свойственные" системам подобного состава. Кварц, например, электронной микродифракцией выявлен в стеклах щелочных базальтов, пиллоу-базальтов, шлаке толбачинских базальтов. В толбачинских шлаках выявлены, кроме того, калиевый полевой шпат, слоистые силикаты (элементный состав Na, Al, Si, Ca, Fe); в обсидианах — слоистые силикаты (элементный состав Mg, Al, Si, Fe), клинохлор, пироксен. Форма последних часто округлая, они обогащают отдельные слои [30]. В стеклах пиллоу-лав обнаружены K-содержащая слюда, α -Fe. Подобные образования, не известные в кристаллических аналогах изученных стекол, очевидно, являются метастабильными и, по-видимому, фиксируют ранний надликвидусный этап упорядочения магмы.

Текстурная неоднородность. Отметим также субмикрополосчатость, наблюдаемую в обсидианах, тектитах, жаманшинитах, "черных" стеклах Луны [52]. Эта полосчатость имеет регулярный характер с "шагом" 1–10 мкм (Таблица II, в) и по своей конфигурации напоминает спайность минералов. Очевидно, она отражает упорядоченность природных расплавов.

Таким образом, в природных стеклах различного состава и термической истории обнаруживаются субмикроскопические неоднородности флуктуационной и фазовой природы. Эти неоднородности проявляются по комплексу свойств, в содержании и распределении порообразующих компонентов, летучих компонентов, субмикрофаз.

Неоднородности, по всей вероятности, сформировались не в момент стеклования, а на более ранней надликвидусной стадии существования расплавов. Действительно, как следует из экспериментальных данных и наблюдений над вулканическими извержениями, вязкость быстро возрастает при застывании, тем самым замедляя процессы диффузии и возможность формирования неоднородностей. Кроме того, в субсолидусной области практически невозможно образование метастабильных фаз.

Данные о широком развитии в стеклах микронеоднородностей приводят к заключению о соответствии стеклообразующих магм категории полидисперсных систем. Дисперсность магмы в условиях быстрого остывания обуславливается, скорее всего, ее многокомпонентным составом. В подобных расплавах, по современным представлениям, уже на ранних этапах остывания происходит благодаря межатомному, межмолекулярному взаимодействию связывание частиц в относительно устойчивые химические субмикроскопические группировки ("кластеры", "миналы", "сиботаксисы" и т.п.). Структура группировок, а также их катионный состав не остаются постоянными, но последовательно изменяются. При этом они приближаются к составу и структуре фаз (кристаллических и жидкокристаллических), отвечающих данной системе. Развитие расплава может идти как по линии изменения составов и размеров отдельных группировок, их структурной упорядоченности, так и по линии их конденсации. Для природных силикатных систем, представляющих собой естественно охлаждающийся магматический расплав, путь конденсации энергетически представляется наиболее предпочтительным, так как уменьшает за счет сокращения поверхностной энергии общую энергию системы.

Как известно, дисперсные системы принципиально неустойчивы. Это связано с тем, что молекулы вещества, находящиеся на поверхности дисперсных обособлений, обладают потенциальной энергией (причем с увеличением дисперсности системы, а значит, с увеличением удельной поверхности возрастает и поверхностная энергия системы). Избыток поверхностной энергии и определяет неустойчивость подобных систем. Они всегда самопроизвольно стремятся к снижению дисперсности, к аккумуляции обособлений, дисперсных фаз. Отражением этой тенденции в дисперсных системах являются полимеризация, аккреция, коалесценция, коагуляция, переход в связнодисперсное состояние — гелеобразное. Названным процессам, свойственным системам в целом, в магматическом расплаве должны соответствовать коалесценция ультрасубмикронеоднородностей в протоминеральные и протоликвидусные обособления, возможно, коагуляция микрофаз с образованием поликристаллических сростков, наконец, по-видимому, стеклообразование, которое в самом общем виде можно представить как аналог гелеобразования — переход системы в связнодисперсное состояние.

В результате в магме и происходит формирование неоднородностей — дисперсных обособлений различной размерности.

Со свойством группировок атомов закономерно менять по мере остывания расплава свой состав и структуру, приближаясь по характеристикам к фазам, связано, по-видимому, наличие в стеклах метастабильных фаз (в частности, кварца в стеклах толеитовых пиллоу-базальтов, щелочных базальтов; слоистых силикатов — в обсидианах и базальтах; пироксенов — в обсидианах). Скорее всего, в стеклах заморожены группировки и их ассоциации, возникающие на относительно ранних стадиях упорядочения магмы.

ЭНДОГЕННЫЕ "АНХИМОНОМИНЕРАЛЬНЫЕ" СТЕКЛА НА ЗЕМЛЕ И НА ЛУНЕ

Стекла или их раскристаллизованные эквиваленты "анхимономинерального" состава были обнаружены и изучены нами в лунном грунте, а затем и среди земных пород.

В общем случае аморфные протоминеральные обособления встречаются в породах относительно редко. Это может быть связано, по-видимому, с одной стороны, с близостью структурно-химических характеристик вещества части обособлений кристаллическим фазам, благодаря чему в условиях относительно медленного остывания природных расплавов обособления успевают преобразоваться в кристаллы. С другой стороны, обособления по большей части, по-видимому, лишь сопоставимы и близки по составу соответствующим кристаллам, но до самого последнего момента структурного преобразования не эквивалентны им. Следует напомнить также, что целенаправленного систематического исследования стекол в этом плане не проводилось.

Кварцевые стекла на Луне описаны Уорнером и др. (1979 г.), наблюдались они и

нами при изучении грунта АС "Луна-20" и "Луна-24". Признаком их жидкостного обособления является кашлеобразная форма.

На Луне обнаружены стекла, отвечающие по составу пироксенам. Такие стекла описаны Ф. Реддером, П. Вейбленом (1970 г.), В. Шрайном и др. (1983 г.), они встречены и при наших исследованиях. При этом стекла либо слагают шарики, либо в кристаллических фрагментах цементируют лейсты плагиоклаза. Отметим, что аналогичную структурную позицию занимают и кристаллы пироксена в обычном афанитовом габбровом сростании. Это дает основание предположить, что последний сформировался в результате раскристаллизации стекла, возникшего при застывании расплавов пироксенового состава.

Нами был исследован обломок лунного зеленого стекла из пробы 24143, 4-5. Обломок размером 0,2 мм, с раковистым изломом, прозрачный, без видимых включений. Одна из его поверхностей напоминает стенку газового пузыря. В проходящем свете под микроскопом стекло изотропно и гомогенно. Подобные стекла обычно определяются как вулканические.

Исследование проводилось на просвечивающем электронном микроскопе JEM-1000, оборудованном гониометром с углом наклона $\pm 60^\circ$ и энергодисперсионной приставкой "Keveх-5100". При изучении частиц стекла размером 3–6 мкм в их аморфной матрице обнаружены овальные включения с размерами от $< 0,1$ до 2 мкм. Они образуют линейные скопления, параллельные друг другу (Таблица II, з, д). Внутри скоплений включения упакованы с различной степенью плотности. Электронограммы, полученные от различных групп включений, идентичны и содержат только точечные отражения. Это свидетельствует о том, что данные включения относятся к одной фазе и имеют одинаковую структурную ориентировку в пространстве. Были зафиксированы электронограммы, отображающие различные плотности обратной решетки минерала. Расчет микродифракционных картин позволил определить параметры ромбической элементарной ячейки: $a = 4,79 \pm 0,03$; $b = 10,3 \text{ \AA} \pm 0,03$; $c \approx 6,0 \text{ \AA} \pm 0,05$, отвечающей форстериту.

Следует отметить, что в ряде случаев наблюдались запрещенные для пространственной группы $pbnt$ рефлексы. В частности, на электронограммах (Таблица II, з, д), отображающих плоскости $(001)^*$ и $(10\bar{2})^*$ обратной решетки, проявились запрещенные отражения $h00$ (h – нечетные), $0k0$ (k – нечетные) (Таблица II, д). Они, скорее всего, возникли за счет вторичной дифракции, обусловленной высокой степенью окристаллизованности относительно толстых для электронного пучка частиц.

С помощью энергодисперсионного анализа по программе "Восток" был определен состав включений и стекла (табл. 4). При этом мы учитывали, что включения находятся в матрице стекла и в их энергодисперсионных спектрах должны проявляться элементы последней. Поэтому проводилось вычитание этих элементов матрицы из анализов включений. Состав форстеритовых включений в целом согласуется с табличным (ASTM, 4-769). Однако Fe несколько больше, и, кроме того, присутствуют примеси Ca, Ti, Mn.

Исходя из состава включений и матрицы и учитывая их объемные соотношения, был вычислен также состав матрицы стекла в целом. Этот состав соответствует составу пироксена (см. табл. 4).

Особенности структуры и химизма частицы указывают, что фазовые выделения в стекле – не реликтовые. Об этом свидетельствует регулярный характер их расположения в параллельных линейных скоплениях. Кроме того, состав матрицы резко отличается от состава фаз и, следовательно, она – не результат плавления оливина. Очевидно, что в данном примере зафиксирована одна из ранних стадий формирования оливина.

Особый интерес, на наш взгляд, представляет полидисперсное строение оливиновых выделений в стекле. Таблица II, г, д отчетливо свидетельствует, что формирование оливина происходило путем слияния элементарных неоднородностей, т.е. в жидком расплаве. Некоторые из них сблизилась настолько, что между ними практически не осталось "межзерновой" жидкости, другие "застыли" на пути к слиянию. Что пред-

Таблица 4

Компонент	Матрица (стекло)		Кристаллическая фаза		Общий состав частицы стекла	
	%	форм. коэф.	%	форм. коэф.	%	форм. коэф.
Na ₂ O	3,22±0,62	0,1170	—	—	1,13±0,50	1,0808
MgO	8,51±2,03	0,2374	38,02±2,80	1,4719	16,60±5,76	0,9114
Al ₂ O ₃	13,78±1,75	0,3039	—	—	9,67±3,49	0,4201
SiO ₂	53,41±2,18	1,0000	38,43±1,82	0,9978	48,76±9,80	1,7974
CaO	11,34±3,08	0,2273	0,95±0,65	0,0265	7,37±3,46	0,2910
TiO ₂	—	—	0,82±0,30	0,0159	0,66±0,18	0,0186
Cr ₂ O ₃	—	—	0,95±0,14	0,0195	0,71±0,25	0,0208
MnO	—	—	0,81±0,20	0,0145	0,67±0,15	0,0210
FeO	9,74±1,41	0,1524	20,01±2,80	0,4344	14,39±4,06	0,4435
Кислород*		3,1319		4,0195		5,9954
Сумма		5,1700		7,0000		10,0000

*Кислород рассчитан из стехиометрии окислов.

ставляли собой эти неоднородности в момент слияния? Несмотря на то, что они структурированы, предположение об их изначально упорядоченном "кристаллическом" состоянии кажется маловероятным: ему противоречит и овальная форма включений и одна и та же ориентировка структуры в них. Очевидно, что неоднородности при слиянии соприкасались структурно незакономерно, последующая ориентировка частных жестких структур по единому плану была бы невозможна.

Указанные особенности включений вместе с тем не противоречат представлению об их исходно аморфном и пластичном состоянии. Обособившись в расплав, "про-тофорстеритовые" неоднородности коалесцировали затем в совокупности. Структура, как и пространственное положение последних, оформилась на следующей стадии по "оливиновому" плану. В этом случае овальная форма кристаллических включений унаследована от предыдущей стадии аморфного пластичного состояния.

Существенно также, что вся частичка стекла, в которой проявляется кристаллизация оливина, имеет пироксеновый состав. Как известно, пироксен и оливин связаны неконгруэнтной зависимостью: при равновесном процессе оливин в расплаве преобразуется в пироксен и остаточный расплав; пироксен может плавиться с образованием оливина и расплава. Наши наблюдения, однако, свидетельствуют, что в неравновесном процессе возможно не только образование анхимономинеральных неструктурированных расплавов (в нашем примере исходного — анхипироксенового расплава и во включениях — анхифорстеритового), но и формирование метастабильных фаз (в данном случае в пироксеновом расплаве — оливина).

В пробе (24184, 4-4,5) лунного грунта, доставленного АС-24 из Моря Кризисов, среди фрагментов кристаллитового габбро обнаружен обломок тридимита № 24,6 с прожилковидным стеклообразным обособлением. Этот фрагмент был исследован нами с использованием рентгеновских микроанализаторов "Камека" и JXA-50 фирмы GEOL с приставкой "ЕДАХ". Обломок размером 0,15 мм имеет неправильную угловатую форму. Он монолитен, характеризуется простым структурным рисунком. Трещиноватость, мозаичное угасание, аморфизация, перекристаллизация — признаки ударного термального метаморфизма в нем не проявлены.

Тридимит бесцветный, с раковистым изломом, без следов спайности. Обе его части, разделенные обособлением, имеют одинаковую оптическую ориентировку. Тридимит идентифицирован по составу: в нем кроме SiO₂ отмечаются незначительные примеси

Al, Ti, Ca и K (табл. 5, ан. 13), что соответствует и другим известным лунным тридитами.

Стекловатое обособление шириной 15 мкм прожилковидной формы имеет прямолинейные четкие границы. Состав его изучался на микроанализаторах различными методами и оказался неоднородным. При съемке в характеристическом рентгеновском излучении SiK_α , CaK_α , PK_α , FeK_α , TiK_α , AlK_α , KK_α , ZrK_α , NaK_α выявляются выделения размером до 10 мкм, отвечающие по составу фосфатам (Таблица III, а). Они имеют эллипсоидальную форму, ориентированы попеременно обособления и распределены в нем относительно равномерно. На микроанализаторе JXA-50 выполнено 11 определений состава этих стекловатых выделений (см. табл. 5). Из них один анализ отвечает апатиту (ан. 3), а 10 — витлокиту. Состав последних неоднороден: в центральных частях по сравнению с периферическими устанавливаются относительно высокие содержания кремния и более низкие фосфора (ан. 5, 6).

В обособлении с помощью характеристического рентгеновского излучения обнаружены также стекловатые выделения существенно алюминиевого состава, а также мельчайшие включения, обогащенные калием, натрием, хлором и цирконием. Наконец, в обособлении отмечаются и кристаллические фазовые выделения: ильменит и троилит. Ильменит в виде тонких сдвойникованных пластинок располагается на стенках обособления (Таблица III, а). Троилит представлен единичными, мельчайшими (до 3–5 мкм) точечными включениями.

Стеклообразное вещество, выполняющее пространство между названными выделениями, имеет преимущественно состав, близкий к фаялиту (см. табл. 5, ан. 12). В нем отмечаются и участки, обогащенные Са (данные получены на микроанализаторе JXA-50). В качестве примесей присутствуют Mn, Ti.

В пробе "Луны-24" (24192,4–4,1) обнаружен фрагмент № 24.11.10.7, в котором кристаллические фазы сочетаются с флюидальным стеклом, отдельные полосы которого отвечают по составу породообразующим минералам. Размер обломка 0,3 мм. Шлиф, изготовленный из этого обломка, исследовался под микроскопом с помощью микрозонда "Камека" методом характеристического рентгеновского излучения (Таблица III, б).

Установлено, что кристаллические фазы представлены ильменитом, шпинелью и пироксеном, приуроченными к периферическим зонам шлифа, а также микровыведениями сульфидов, расположенными в стекле в центре фрагмента.

Ильменит представлен двумя зернами обтекаемой формы размером 20 и 100 мкм. Шпинель размером ~ 100 мкм цементирует зерна ильменита, облекая их. Ее форма обусловлена габитусом ильменита, а частично согласна с конфигурацией стекловатой каймы, также контактирующей со шпинелью (Таблица III, б). Ульвешпинель принадлежит к алюминиево-хромовой разновидности (табл. 6, ан. 1, 2). Другой край шлифа слагает реликт изогнутого зерна моноклинного пироксена (ан. 11, 12).

Между кристаллическими фазами располагается неполяризуемое стекловатое вещество. Слои стекла различаются по составу и мощности, но согласны между собой и характеризуются тонкой пloyчатостью.

Непосредственно с кристаллическим сростком шпинели и ильменита контактирует тонкая (5–10 мкм) прерывистая каемка стекла, состав которой соответствует пироксену (ан. 5). За каемкой стекла пироксенового состава (Таблица III, б) комфортно следует полоска однородного стекла, по составу отвечающего фаялиту (ан. 6, 7, 9). Ширина ее 30 мкм. Полоска однородного фаялитового стекла сменяется фаялитовым стеклом того же состава, в котором погружены мельчайшие обособления пироксенового стекла. Состав обособлений тот же, что и каймы стекла, примыкающей к шпинели. Размер их 5–10 мкм. Количество обособлений по мере удаления от сростка рудных минералов постепенно увеличивается и пироксеновое стекло (ан. 8) сменяется кристаллическим пироксеном (ан. 11).

В краевых зонах рудных минералов и в кристаллическом пироксене отмечаются малые концентрации K и Na.

Таблица 5

Химические анализы минералов и минеральных стекловатых эквивалентов во фрагменте № 24.6 из пробы 24184, 4-4,5, мас. %

Окислы	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	1,65	2,25	1,60	1,32	3,62	5,89
TiO ₂	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,12
Al ₂ O ₃	0,14	0,21	0,08	0,17	0,22	0,21
FeO	6,35	7,30	0,28	6,39	6,95	8,16
MgO	0,02	0,12	0,20	0,17	0,05	0,02
MnO	0,04	0,11	0,10	0,07	0,06	0,00
K ₂ O	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—
CaO	48,89	48,86	51,65	48,96	47,93	47,59
P ₂ O ₅	40,31	40,25	42,17	41,76	40,57	37,77
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,00	0,10	0,00
Сумма	97,40	98,72	96,13	98,85	99,50	99,76

*Номер анализа.

Анализы выполнены в Институте геологии и геотехники АН ЧССР, аналитик В. Колман.

Таблица 6

Химический состав фазовых обособлений фрагмента 24.11.10.7 из пробы 24192,4-4,1 по данным рентгеноспектрального анализа, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0,6	0,62	0,70	0,66	49,0	29,41
Al ₂ O ₃	2,7	2,68	—	0,04	1,4	0,04
Cr ₂ O ₃	4,6	4,63	0,09	0,09	0,20	0,06
TiO ₂	29,0	29,06	51,0	50,89	1,0	0,27
FeO	60,0	59,36	44,6	44,12	27,2	62,46
MgO	0,25	0,25	0,35	0,33	3,6	2,69
MnO	0,35	0,34	0,40	0,39	0,30	0,68
CaO	—	0,03	—	0,03	17,2	0,35
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,00
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,00
Сумма	97,50	96,97	97,14	96,55	99,9	95,96

Анализы выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Г.Н. Муравецкая.

В стекле наблюдается также изолированное обособление с повышенным содержанием К и Al (см. табл. 6, ан. 10), по составу соответствующее биотиту.

В связи с проблемой летучих компонентов в лунных горных породах особый интерес представляют стекла, отвечающие по составу роговой обманке. Подобные стекла ("изотропная роговая обманка" по Дж. Фрондел) обнаружены в пробах экспедиции "Аполлон" (табл. 7, ан. 1-3). Нами они выявлены в пробе 24184,4-4,5, фрагмент 24.1.5.2 и в пробе 24092,4-4,6, фрагмент 24.2.26.1 ("Луна-24"). Эти стекла имеют эндогенное, магматическое (не импактное) происхождение, так как импактные образования отличаются практическим отсутствием воды.

7	8	9	10	11	12	13
2,35	1,32	2,51	2,09	2,30	30,45	97,7
0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,21	0,20
0,18	0,28	0,26	0,22	0,01	0,03	0,37
6,69	7,49	6,10	7,71	10,83	67,81	0,17
0,62	0,57	0,58	0,04	0,00	0,02	—
0,18	0,03	0,16	0,25	0,11	1,14	He обн.
—	—	—	—	—	—	0,18
—	—	—	—	—	—	—
48,52	48,83	48,31	48,31	47,91	0,21	0,05
40,83	40,75	39,36	39,28	39,91	0,19	—
0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	He обн.
99,37	99,27	97,81	97,90	101,22	100,17	98,67

7	8	9	10	11	12
30,57	49,28	30,20	58,72	48,02	51,10
0,00	1,42	0,04	37,86	1,21	1,47
0,03	0,22	0,04	—	—	—
0,48	0,98	0,17	0,28	0,40	0,45
60,89	27,19	62,86	4,75	29,43	23,72
2,72	3,55	3,45	0,68	10,93	10,76
0,68	0,34	0,71	—	0,30	0,40
0,46	17,21	0,55	0,03	10,84	14,09
0,00	—	—	0,00	—	—
0,01	—	—	7,25	—	—
95,84	100,19	98,02	109,57	101,13	101,99

Фрагмент из пробы 24092,4—4,6 (ан. 7) представляет собой обломок зеленого стекла размером 0,25 мм. В стекле обнаружены скелетные кристаллы роговой обманки исключительно тонкой ажурной формы (Таблица III, в). Наиболее крупный из кристаллов достигает в длину 100 мкм. Грани пирамиды у него не развиты. Здесь в контуре единого кристалла сформировалась серия игольчатых выделений, разделенных тонкими полосками стекла. Под микроскопом устанавливается, что роговая обманка слабо плеохроитрует в зеленовато-желтоватых тонах ($N_g > N_p$), имеет малый угол погасания $c:N_g = 3-4^\circ$, положительное удлинение. Нами выполнены микрозондовые анализы стекла (ан. 6) и кристаллов (см. табл. 7, ан. 10). Все они при некоторых отличиях,

Таблица 7

Химические анализы лунных амфиболов (1–6) и роговообманковых стекол близкого состава (7–11), %

Компонент	1	2	3	4	5
	10058	12021,22	14163, 42A	24.1.8.2	24.2.18.6
				24184, 4–4,5	24092, 4–4,6
SiO ₂	54,51	42,1	39,9	48,43	45,20
TiO ₂	0,16	0,1	4,0	1,29	0,81
Al ₂ O ₃	0,75	16,7	12,3	10,22	10,40
Cr ₂ O ₃	–	–	–	0,42	0,45
FeO	12,20	14,2	19,6	9,31	20,10
MgO	16,35	9,9	8,2	17,75	10,20
CaO	2,13	12,0	11,6	10,40	11,20
Na ₂ O	8,69	1,3	2,7	2,52	0,25
K ₂ O	1,49	0,6	1,8	0,18	0,03
MnO	0,16	0,2	0,4	0,16	–
F	1,2 + 0,3	0,4	–	–	–
Cl	–	0,2	–	–	–
Сумма	97,64	97,7	100,5	100,68	98,64

Анализы 1–3 взяты из книги [72]; 4–11 выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР Г.Н. Муравицкой.

свидетельствующих о неоднородности стекла, отвечают составам обыкновенных роговых обманок. Сумма окислов (менее 100%) служит косвенным указанием на наличие, кроме определявшихся компонентов, также воды, а возможно, и других летучих, определение которых невозможно на микрозонде.

Во фрагменте из пробы 24184,4–4,5 зеленое стекло размером 0,3 мм раскристаллизовано с образованием волокнистых агрегатов роговой обманки, слабо преохролирующих в зеленовато-желтоватых тонах. В стекле также находится включение высококремнистого состава (SiO₂ – 86,4%, MgO – 4,9, CaO – 8,7, Al₂O₃ – 0,9, FeO – 0,24, K₂O – 0,26%) и обломок плагиоклаза (SiO₂ – 47,2%, Al₂O₃ – 35,8, CaO – 20,7, FeO – 0,35, Na₂O – 0,45%). Состав роговой обманки и стекла приведен в табл. 7, ан. 7.

Обнаружены и другие фрагменты стекол, по составу отвечающие роговой обманке (ан. 8, 9). Эти стекла рентгеноаморфны, не несут признаков раскристаллизации. В них, как правило, анализируемые микрозондом окислы также не дают 100%-й суммы.

В изученных фрагментах сочетаются минеральные фазы и стекловатые эквиваленты минералов различного состава. Во всех случаях, однако, стекловатые эквиваленты минералов проявляются как докристаллизационные дифференциаты магмы. Это следует уже из того, что фрагменты не несут следов воздействия наложенных импактных процессов и наличие стекол в них поэтому свидетельствует лишь о принадлежности их к категории магматических пород, образовавшихся при быстром остывании расплава.

Во фрагменте 24,6 из пробы 24184,4–4,5 структурные соотношения свидетельствуют, что тридимит захватывает расплав, близкий к исходному, в котором, однако, еще не произошло образование ранних кристаллических фаз. Дифференциация в захваченном расплаве с выделением как предкристаллизационных неоднородностей – стекловатых эквивалентов витлоклита, апатита, фаялита, так и кристаллических фаз – ильменита, троилита произошла скорее всего при последующем его остывании в обособлении. Это подтверждают наблюдения о пространственном контроле дифференциатов стенками обособления.

6	7	8	9	10	11
24.2.26.1	24.1.5.2	24.2.6.2	24.1.11.8	24.2.26.1	24.1.5.2
24092, 4-4,6	24184, 4-4,5	24092, 4-4,6	24184, 4-4,5	24092, 4-4,6	24184, 4-4,5
44,26	43,8	41,1	49,0	45,30	47,08
0,63	1,5	0,9	0,9	0,64	1,62
10,02	10,4	13,0	2,2	10,5	11,85
0,47	0,14	1,2	0,4	—	0,31
17,93	18,1	21,7	19,9	19,40	17,99
12,80	10,7	10,5	9,4	13,6	9,80
8,98	10,8	10,3	16,3	9,90	11,0
0,15	0,35	0,4	0,011	—	0,23
0,01	0,05	—	—	—	0,04
0,26	0,27	—	0,33	0,24	0,27
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
95,51	96,11	99,10	98,44	99,58	100,19

Площчатая конфигурация стекловатых полос во фрагменте 24.11.10.7 из пробы 24192,4—4,1 свидетельствует о некогда пластичном или жидком состоянии слагающего их вещества. При этом выдержанный характер их мощности наряду с общими свойствами фрагмента исключает предположение об образовании полос за счет вторично расплавившихся индивидуальных зерен исходной полнокристаллической породы.

Структурные соотношения предполагают, возможно, и более широкое проявление предкристаллизационного анхимономинерального жидкостного обособления вещества в лунных магмах. Так, например, в плагиоклазовом зерне (фрагмент 20.1.13.13) наблюдалась целая серия эллипсоидальных и округлых включений, сложенных оливином (Таблица III, з). Границы их с вмещающим плагиоклазом — не реакционные без следов коррозии, а сами включения имеют различную оптическую ориентировку, хотя и не различаются по составу (SiO_2 — 36,8—37,7%; FeO — 22,5—23,5; MgO — 38,0—38,8%). Поэтому можно предположить, что оливин образовался из гомогенных капель расплава с низким содержанием Si (протооливиновый расплав), распределенных в алюмосиликатном расплаве, давшем начало кристаллам плагиоклаза.

В другом образце (фрагмент из "Луны-24") наблюдались скелетные кристаллы плагиоклаза, окруженные каплевидными выделениями железа (Таблица VI, з). Эти последние отвечают жидкостным ликвационным обособлениям и несомненно заняли теперешнюю свою позицию еще в жидком расплаве. В то же время ажурная конфигурация кристаллов плагиоклаза свидетельствует, что они оформились *in situ*, не перемещаясь в высоковязкой среде. Следовательно, в то время когда ликвационные железные капли перемещались в место нынешнего своего положения, кристаллы плагиоклаза еще не оформились в расплаве. Однако, исходя из структурных соотношений, можно предположить, что капли собирались вокруг некоего образования, контуры и, вероятно, состав которого соответствовали ныне существующему на его месте кристаллу плагиоклаза. Таким образом, приведенные наблюдения косвенно свидетельствуют о формировании в лунной магме докристаллических обособлений, отвечающих по составу и размеру породообразующим минералам.

Обратимся теперь к земным объектам. Протопироксеновые эмульсионные обособления наблюдали Т.И. Фролова и О.Б. Митрейкина (1978 г.) в стекловатых зонах (мощностью 1,5–5 см) тонких лавовых потоков, подушек, округлых обособлений размером 1–3 мм ("капель") океанических базальтов. В.В. Авдонин и др. [2] в обсидиановом стекле обнаружили микрокапельные выделения, которые, агрегируясь, формировали затем кристаллы кварца. А. Филпott (1979 г.) описывает глобули темного стекла, постепенно переходящие в нормальные кристаллы пироксена, Е.А. Радкевич (1952 г.) отметила изотропное вещество геденбергитового состава.

Близки к этой категории и округлые стекловатые обособления в монгольских трахибазальтах и риолитах (Таблица IV, а, б), содержащие скелетообразные кристаллы плагиоклаза и санидина. Форма обособлений отвечает представлению о жидкостном их выделении. Поскольку в некоторых обособлениях кристаллы вообще не наблюдаются, очевидно, что образование обособлений предшествует оформлению в них кристаллов. Состав стекловатой составляющей обособлений по наиболее подвижным компонентам занимает промежуточное положение между окружающей матрицей и расположенными внутри них кристаллами. Подобные соотношения отвечают определенной направленности изменения состава жидкостных обособлений в расплаве – последовательному приближению по мере охлаждения к составу кристаллических фаз. Резкое изменение концентраций компонентов на границах матрица–обособление–кристалл не соответствует представлению о диффузионном механизме формирования кристаллов, предполагающем градиентное распределение компонентов, но отвечает жидкостному разделению.

Скелетные кристаллы анортита из включений в лавах вулкана Ксудач изучались с помощью методов электронной микроскопии. В кристаллах обнаружены эллипсоидальные аморфные включения размером 200–300 Å, по составу, по-видимому, близкие к оливину (Fe, Mg, Si, мало Ca, нет Ti) (Таблица IV, в). Следует заметить, что состав этих включений в любом случае не соответствует составу базальтовой матрицы, вмещающей кристаллы.

В анкарамитах Островов Зеленого Мыса мы наблюдали тончайшие неправильные прожилки, соединяющие порфиновые выделения пироксена и выполненные подобным же пироксеном. Форма кристаллов в прожилке подчинена его конфигурации (Таблица IV, з). Очевидно, в данном случае прожилок образовался в результате выполнения трещины расплавом пироксенового состава.

Форма некоторых кристаллов в стекловатых породах также предполагает наличие предкристаллизационной стадии обособления их вещества. Ю.Г. Билибин (1958 г.) описывает псевдолейциты, имеющие округлую или слегка вытянутую форму и зачастую без резких границ с основной массой породы. В других случаях вытянутые псевдолейциты приурочены к приконтактовым частям магматических тел. При этом псевдолейциты подвергались вытягиванию еще до того, как выкристаллизовывались выполняющие их ортоклаз и нефелин, так как в последних не наблюдается следов механических деформаций. По мнению Ю.Г. Билибина, до кристаллизации лейцита в магме существовал обособленный расплав лейцитового состава.

По-видимому, подобным же образом образовались и изогнутые мегакристы плагиоклаза в лавах Толбачинского извержения 1975–1976 гг., в тефритовой дайке с Островов Зеленого Мыса (Таблица IV, д). Предкристаллизационное обособление "анхимономинерального" состава обусловило формирование специфических структур раскристаллизации мономинеральных линз в лавах и слоев в некоторых субвулканических расслоенных интрузиях. Эти слои зачастую изогнуты и почти нацело сложены однородными кристаллами (Таблица IV, е) плагиоклаза в эндоконтакте малоглубинной интрузии габбро на острове Сан-Висенти. Кристаллы не несут признаков кумуляции, а находятся в тесном срастании, структурные соотношения отвечают предположению об их формировании в результате раскристаллизации на месте обособившегося и застывшего расплава. Очевидно, раскристаллизацией на месте становления "анхимономинерально-

го" расплава объясняется формирование таких, например, эффузивов, как авгиты Островов Зеленого Мыса.

К этой же категории протоминеральных обособлений, по-видимому, относятся и широко распространенные в теклитах и импактилах аморфные обособления кремнезема — лешательерит. Размерность этих обособлений, как правило, не соответствует размерности кристаллов кварца пород мишени и, таким образом, обособления не могут рассматриваться как результат прямого плавления этих кристаллов. Нами наблюдались раскристаллизованные "анхимономинеральные" (ильменитовые, плагиоклазовые, пироксеновые) микролинзы в стеклах жаманшинской структуры (Таблица IV, ж, з). И.А. Нечаева и др. (1981 г.) приводят описание также стекол франколитового, адулярового, роговообманкового, слюдяного состава в импактитовых брекчиях, развитых на Селигдарском месторождении. И здесь размерность стеклообразных обособлений не соответствует размеру соответствующих минеральных фаз мишени.

МИНЕРАЛЫ И СТЕКЛА — ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ КРИПТОВЗРЫВНОГО МАГМАТИЗМА НА ЗЕМЛЕ И ЛУНЕ

ХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЭНДОГЕННОЙ И ЭКЗОГЕННОЙ ПРИРОДЫ КОЛЬЦЕВЫХ ВЗРЫВНЫХ СТРУКТУР ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

В настоящее время широкое распространение получили представления об импактном происхождении многих кольцевых структур Земли и Луны. На Земле уже сейчас насчитывают около 300 таких структур.

К сожалению, геологические данные, как правило, недостаточны для однозначной идентификации метеоритного происхождения структур. Они лишь выявляют взрывную природу процессов. Сам источник взрыва (эндогенный либо экзогенный механизм) геологически обычно не может быть установлен достоверно. Не случайно для большей части этих структур существуют альтернативные представления, трактующие их как эндогенные образования. Для доказательства импактного генезиса, кроме морфологических характеристик структур, привлекаются данные по минералогии (прежде всего о наличии высокобарных фаз), петрографии (стекловатый характер пород, неравновесные парагенезисы), геохимии (примесь "метеоритных" редких элементов). Однако использование этих характеристик, хотя и требует длительного и кропотливого изучения, затруднено из-за глубокой гетерогенности пород и также не всегда позволяет уверенно выявлять импактиты.

Еще более сложное положение с лунными образованиями. Ясно, что реголит, покрывающий чехлом поверхность Луны, — взрывного генезиса. Однако, какова природа взрывов, установить очень трудно, тем более что использование минералогических, геологических критериев здесь практически невозможно.

Мы попытались выявить петрохимические критерии для идентификации метеоритных структур. Априори можно утверждать, что петрохимические свойства пород, образовавшихся из эндогенных магм, должны существенно отличаться от соответствующих свойств пород, сформировавшихся из экзогенных расплавов. Действительно, породы эндогенных магм независимо от структуры, состава, характера вмещающей рамы, должны отвечать по составу "средним" типам эндогенных изверженных пород. Иное дело — экзогенные расплавы. Они формируются при плавлении разнообразных, случайно ассоциирующих, в том числе и осадочных ингредиентов; плавление при этом носит не изохимический характер. Поэтому породы экзогенных расплавов в общем случае могут и не отвечать подобным средним типам. Можно предположить, что наиболее отчетливо различия между породами обоих генетических типов должны выявляться при использовании таких методик петрохимических пересчетов, которые учитывают структурированность расплавов. Очевидно, что породы эндогенных магм, прошедших длительный закономерный путь структурно-химической эволюции, должны быть более

Таблица 8

Результаты петрохимического сравнения (=, >, <) пород некоторых взрывных кольцевых структур Земли, тектитов, лунных стекол с заведомо магматическими породами Земли и Луны соответственно

Петрохимические характеристики (по [59])	Попигайская	Жаманшинская	Янисъярви	Эльгыгытгын	Усть-Кара	Ильиницкая	Болтышская	Рис
$\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	58-61 < 61-64 =, < 64-66 =, <	50-53 = 53-56 >, = 56-79 =	57-61 <, = 61-62 =	=	56-61 =, < 61-64 =	52-64 < 64-68 =, < 64-68 < 68 =	61-64 =, 64-68 <	61-64 =, < 64-67 =, >
K/Na	>, =	0,3-0,45 > 0,45-0,6 =, > 0,7-1,1 =, >	=, >	=	=	=, >	=, >	=, >
$\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$	=, >	>	=, >	=, >	=	=	=, >	=, >
$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$	=, >	0,3-0,45 > 0,45-0,6 =, > 0,7-1,1 =	=	=	=	=	=	=
Na/Ti	<	0,3-0,6 < 0,7-1,1 =, <	=, <	=	=, <	=	=	=, <
Al	=, <	0,3-0,45 =, < 0,45-0,6 =, > 0,7-1,1 >	=	=	=	=	=	=
Mg	>	=	=	=	=, >	=, >	=	=
Na + K	=, <	0,3-0,6 <, = 0,75-1,1 =, <	=	=	=	=, >	=, >	=, >

Значками =, > или < отражены отношение значений петрохимических характеристик пород в различных объектах к подобным характеристикам магматических аналогов.

структурно упорядочены, чем породы экзогенных расплавов, образовавшихся из случайных составляющих и имеющих к тому же относительно короткий период существования.

Нашим задачам наиболее близка методика, предложенная П.П. Смолиным [59]. Эта методика основана на современных представлениях о закономерности химических сочетаний катионов и кремнезема как в породе, так и в расплаве. Поэтому в основу расчетов и диаграмм предложенной методики положены атомные количества элементов, атомные соотношения петрогенных катионов и кремнезема.

С помощью этой методики мы обработали данные по кольцевым структурам Попигай, Эльгыгытгын, Рис, Маникауган, Усть-Кара, Ильиницкая, Болтышская, Хенбери (литературные), Жаманшин и Янисъярви (литературные и наши), а также по тектитам (литературные). Всего было использовано 437 анализов: из структуры Жаманшин — 66, Попигай — 41, Янисъярви — 20, Эльгыгытгын — 45, Рис — 54, Маникауган — 26, Хенбери — 14, Ильиницкая — 9, Болтышская — 14, Усть-Кара — 10, тектиты — 138.

В породах названных структур и тектитах были подсчитаны количества и соотношения атомов элементов, индикаторных по отношению к импактному процессу. Их выбор определен на основании экспериментальных работ [78, 80]. Из этих работ известно, например, что при высоких температурах, сопоставимых с температурами, возникающими при падении метеорита, повышенной летучестью отличаются щелочи (особенно Na, Si, Fe) и, наоборот, накапливаются Mg, Ti, Al, частично восстанавливается железо. Изменения нарастают по большей части прогрессивно с увеличением температуры. Содержания этих компонентов (в атомных количествах) и их соотношения и были взяты для построения частных диаграмм (рис. 7-13) и табл. 8. По оси абсцисс на диаграмме при этом откладывается базисилициевый модуль (сумма коэффициентов катионов силикатной фракции), который позволяет количественно оценить насыщенность магматитов кремнеземом.

Маникау-ган	Хенбери	Тектиты					Лунные образования	
		иргизиты	австролиты	молдавиты	филиппиты	индошниты	породы	стекла
=	=	53-57 =, > 69-74 =, < 74-77 =, < 0,3-0,45 >, = 0,85-1,0 =	=, <	=	=	=	=	=
=	>	0,3-0,45 > 0,85-1,0 =	>, =	>	=, >	=	=	=, >
=			>		>	>		
=	>	0,3-0,45 > 0,85-1,0 =	>	>	>	>	=, >	=, >
=	<	0,3-0,45 < 0,85-1,0 =	<	<	<	<	=, <	=
=	<	0,3-0,45 < 0,85-1,0 =	<, =	<	=,	=, <	<, =, >	<, =, >
=	>	0,3-0,45 > 0,85-1,0 =	>	>	>	>	=	=
=	<	0,3-0,45 < 0,85-1,0 =	<	<	<	<	=	=

На те же диаграммы были нанесены петрохимические характеристики средних составов заведомо магматических пород, соответствующих импактитам по уровню насыщенности кремнеземом (по базисилициевому модулю). При этом использовались химические анализы типов пород, заимствованные из [45] и книги "Средние химические составы магматических горных пород", 1987 г., из фондов Петрографического музея ИГЕМ АН СССР.

Кроме того, построена "обычная" петрохимическая диаграмма с использованием весовых количеств элементов $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, на которую были нанесены фигуративные точки тех же пород (рис. 14). Однако в дополнение к общепринятому варианту сюда же вынесена информация о величине базисилициевого модуля пород.

Посмотрим, как соотносятся на диаграммах составы эндогенных пород и составы пород, слагающих кольцевые структуры предположительно импактного генезиса. При этом составы эндогенных пород, для которых ранее [59] была показана высокая степень стехиометричности, мы будем рассматривать как эталонные при оценке структурно-химической упорядоченности. Результаты сопоставления отражены в табл. 8.

Как видно на диаграмме весовых количеств (см рис. 14), не выявляется каких-либо значимых различий между теми и другими. Набору пород любой структуры отвечают известные эндогенные породы. В общем случае отмечается лишь несколько меньшее значение величины базисилициевого модуля в породах кольцевых структур в сравнении со стандартными эндогенными эталонами.

Однако на частных диаграммах, построенных с учетом атомных соотношений (см. рис. 7-13, табл. 8), вырисовывается более дифференцированная картина. Практически полное совпадение петрохимических свойств с эндогенными породами наблюдается у образований структур: Эльгыгытгын, Маникауган, Усть-Кара, Ильинцевка, Болтышская, в меньшей степени Янисъярви, Рис. Для пород структур Хенбери, а также тектитов обнаруживаются различия с эндогенными аналогами по всем параметрам, за

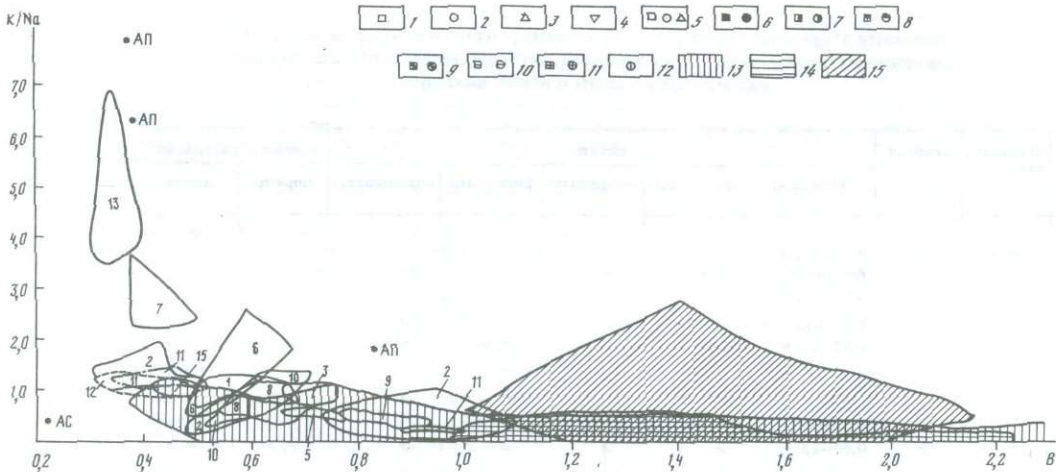


Рис. 7. Вариационная диаграмма В (базисилициевый модуль) — K/Na пород некоторых земных кольцевых структур тектитов, лунных кристаллических пород и стекол, а также заведомо магматических пород Земли

1-4 — фигуративные точки пород: 1 — земные заведомо магматические породы, 2 — породы и стекла кольцевых структур Земли, 3 — кристаллические породы Луны, 4 — стекла Луны; 5-12 — значения базисилициевого модуля: 5 — $\geq 0,97$; 6 — 0,89 — 0,97; 7 — 0,75—0,88; 8 — 0,64—0,73; 9 — 0,56—0,64; 10 — 0,42—0,55; 11 — 0,34—0,41; 12 — 0,30—0,34; 13-15 — поля распространения пород. Границы полей составов кристаллических пород и стекол взрывных кольцевых структур Земли: структуры: 1 — Попигайская, 2 — Жаманши, 3 — Янисъярви, 4 — Эльгыгьты, 5 — Усть-Кара, 6 — Болтышская, 7 — Ильинецкая, 8 — Рис, 9 — Маникауган, 10 — Хенбери; 11-15 — границы полей составов тектитов: 11 — иргизитов, 12 — австраитов, 13 — молдавитов, 14 — филиппинитов, 15 — индоцинитов

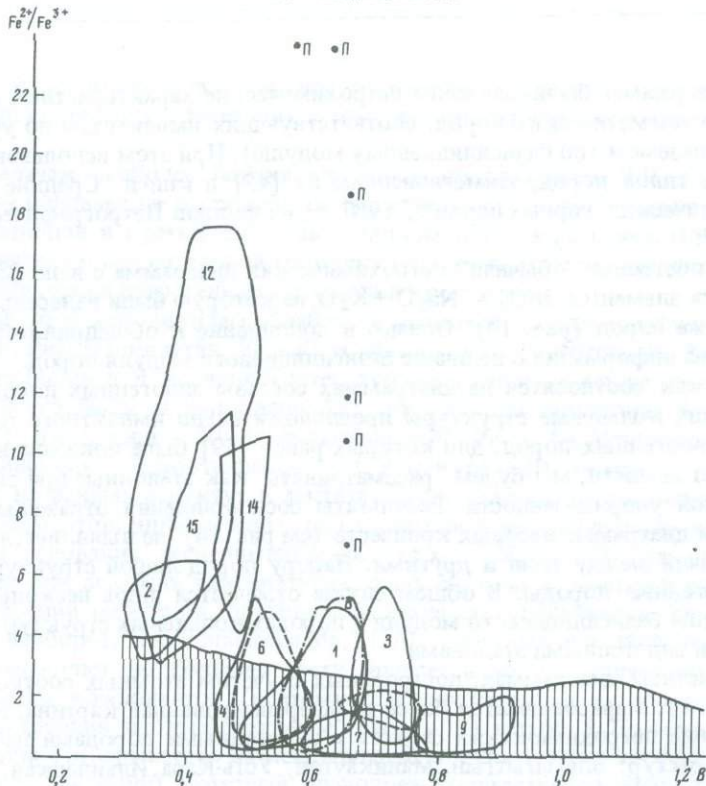


Рис. 8. Вариационная диаграмма В — (Fe^{2+}/Fe^{3+}) пород некоторых земных кольцевых структур тектитов, лунных кристаллических пород и стекол, а также заведомо магматических пород Земли
Условные обозначения см. рис. 7

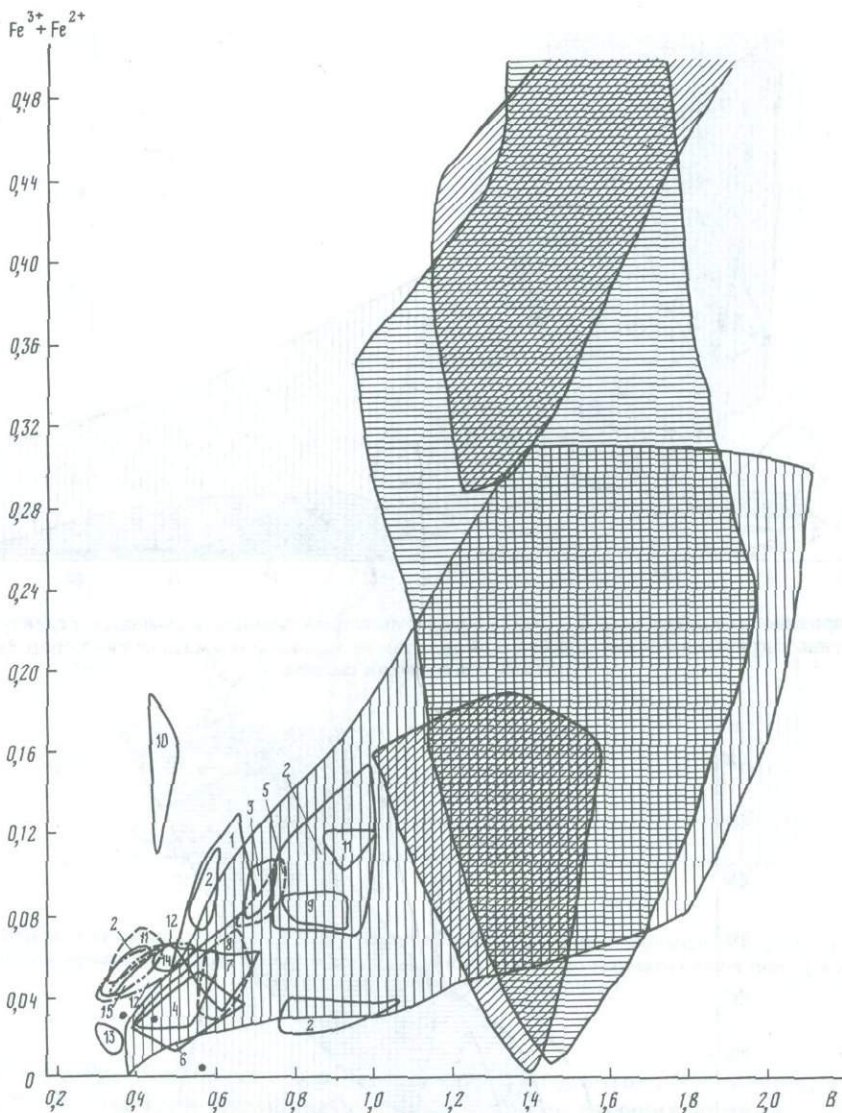


Рис. 9. Вариационная диаграмма $B - (Fe^{2+} + Fe^{3+})$ пород некоторых земных кольцевых структур тектитов, лунных кристаллических пород и стекол, а также заведомо магматических пород Земли
Условные обозначения см. рис. 7

исключением Al. Характер отличий находится в соответствии с импактной моделью пороодообразования.

Наконец, для Попигайской и Жаманшинской структур соотношение параметров не однозначно. По одним — породы этих структур сходны с эндогенными образованиями; по другим — отличаются от них. Следует отметить, что, как правило, отличия проявлены в разностях с низким значением базисилициевого модуля (с высоким содержанием SiO_2).

Полученные результаты свидетельствуют, что среди земных пород, образовавшихся из расплавов, выявляются образования, отличающиеся низкой стехиометричностью. К этим образованиям относятся тектиты, стекла структуры Хенбери. К ним относится также часть пород структур Попигайская и Жаманшин и в очень малых объемах образова-

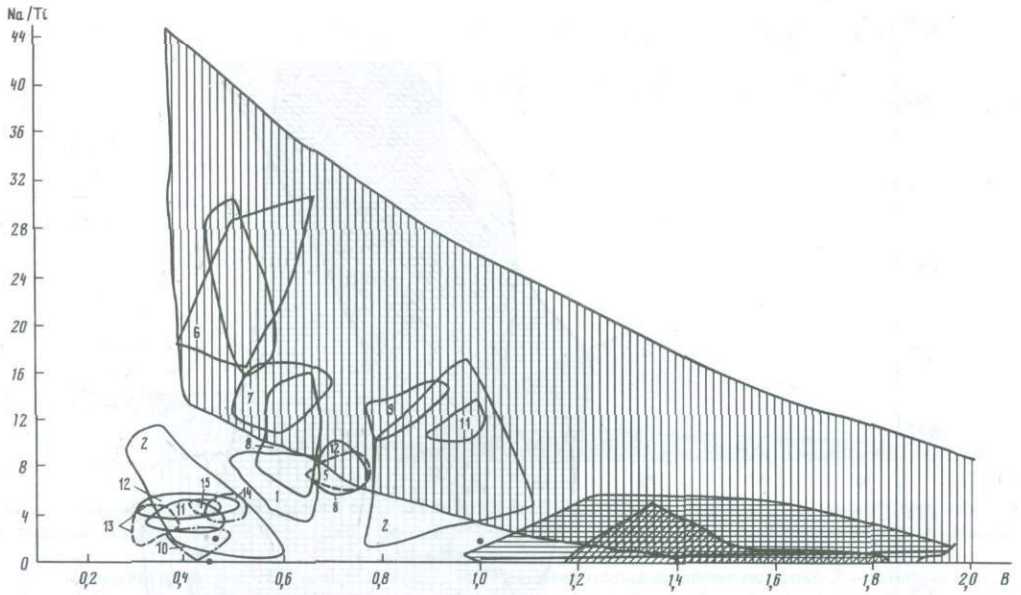


Рис. 10. Вариационная диаграмма $B - Na/Ti$ пород некоторых земных кольцевых структур тектитов, лунных кристаллических пород и стекол, а также заведомо магматических пород Земли
Условные обозначения см. рис. 7

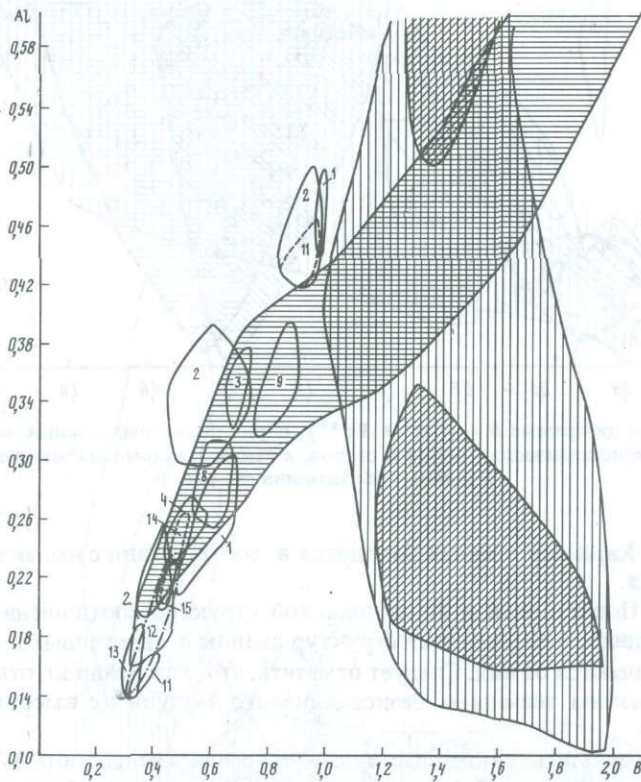


Рис. 11. Вариационная диаграмма $B - Al$ пород некоторых земных кольцевых структур, тектитов, лунных кристаллических пород и стекол, а также заведомо магматических пород Земли
Условные обозначения см. рис. 7

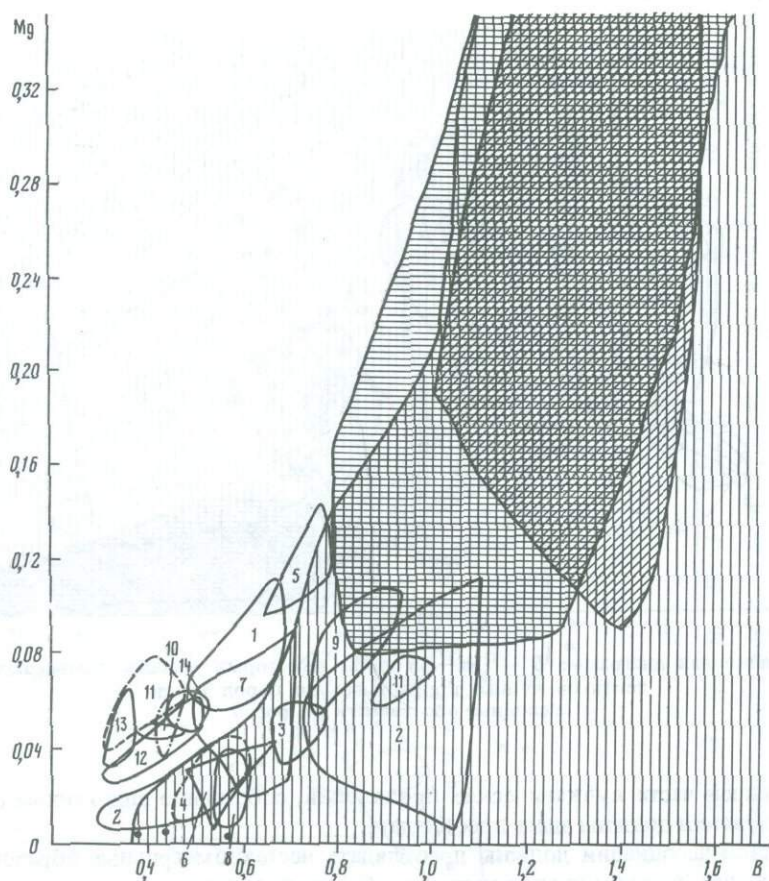


Рис. 12. Вариационная диаграмма $B - Mg$ пород некоторых земных кольцевых структур, тектитов, лунных кристаллических пород и стекол, а также заведомо магматических пород Земли
Условные обозначения см. на рис. 7

ния структур Рис, Янисъярви. Породы структур Эльгыгытгын, Маникауган, Усть-Кара, Ильнецкая, Болтышская образовались из расплавов, отвечающих по своей стехиометричности эндогенным магмам.

По-видимому, справедливо заключение о том, что ассоциация пород, в массе своей соответствующие по стехиометричности заведомо магматическим образованиям, сами являются производными обычных эндогенных магматических процессов. Нет никаких оснований рассматривать подобные образования кольцевых структур как исключения из этого правила. В нашем случае к ним относятся породы структур Эльгыгытгын, Маникауган, Усть-Кара, Ильнецкая, Болтышская.

Напротив, ассоциации, отличающиеся по своей стехиометричности от заведомо эндогенных магматических образований, сформировались в процессах, не связанных с эволюцией земной эндогенной магмы. Эти ассоциации (в нашем случае тектиты, стекла Хенбери), скорее всего, обязаны метеоритным взрывам.

Наконец, ассоциации, в которых одна часть пород стехиометрична, а другая нестехиометрична, в принципе могут образоваться как эндогенным, так и экзогенным путем. В эндогенной ассоциации стехиометричные образования формируются за счет эндогенных расплавов, обусловивших само возникновение структуры; нестехиометричные образования — результат плавления под влиянием этих расплавов пород рамы и крыши.

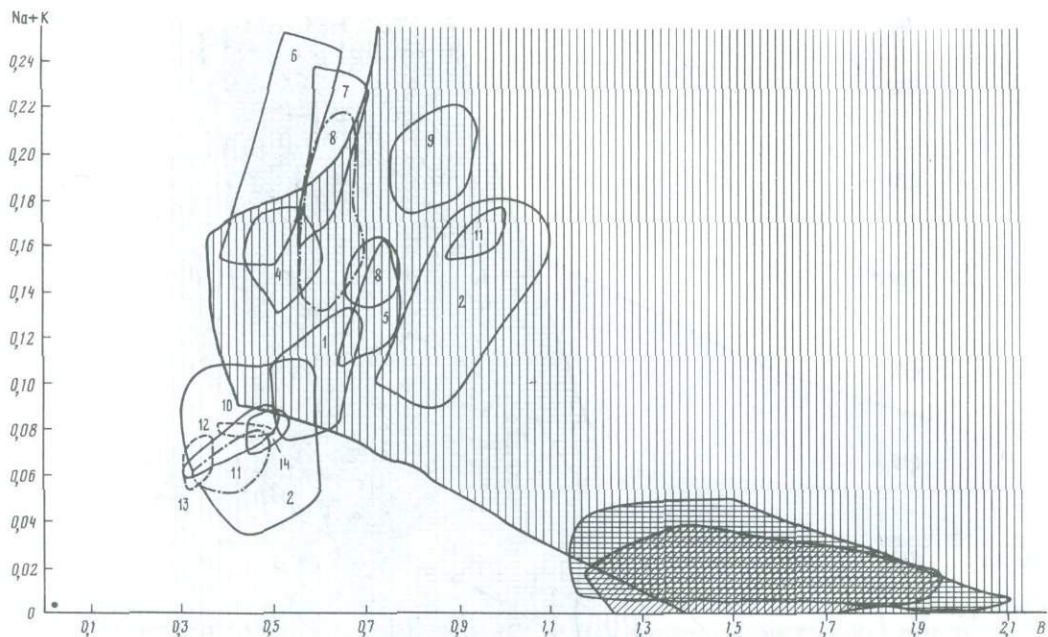


Рис. 13. Вариационная диаграмма $B - (Na + K)$ пород некоторых земных кольцевых структур, тектитов, лунных кристаллических пород Земли
Условные обозначения см. рис. 7

Как и в большей части вулканических проявлений, собственно эндогенные стехиометричные образования должны здесь преобладать.

В экзогенной ассоциации должны преобладать нестехиометричные образования расплавов плавления, возникновение которых обусловлено падением метеоритов, стехиометричные образования скорее могут возникнуть как случайные явления и будут иметь подчиненное значение.

С этих позиций полученные результаты свидетельствуют, что структуры Попигайская, Жаманшин, Рис, Янисьярви скорее должны трактоваться как эндогенные, связанные с магматизмом. Обнаруженные здесь породы, отклоняющиеся по своему химизму от стехиометричных магматических типов, по-видимому, результат плавления в особых условиях пород коры.

Мы попытались использовать те же методические приемы и выявленные закономерности при расшифровке генезиса лунных стекол. На петрохимические диаграммы атомных количеств мы нанесли составы главнейших видов лунных магматических пород (см. "Классификация лунных магматических пород", 1985 г.) и оконтурили "поля стехиометричности". Затем сюда же нанесли составы лунных стекол. Помещены средние (25 типов) типы, выведенные из нескольких тысяч анализов стекол сборов экспедиций "Аполлон" [118]. По мнению автора, это – вулканические эндогенные стекла. Помещены также анализы стекол, заимствованные из работы [28]. Эти стекла предположительно трактуются как импактные. Как видно на диаграммах (см. рис. 7–14), поля лунных пород несколько смещены по отношению к полям земных пород. В то же время фигуративные точки анализов лунных стекол попадают в поле лунных магматических пород. Это подтверждает принадлежность данных стекол к категории вулканических, эндогенных.

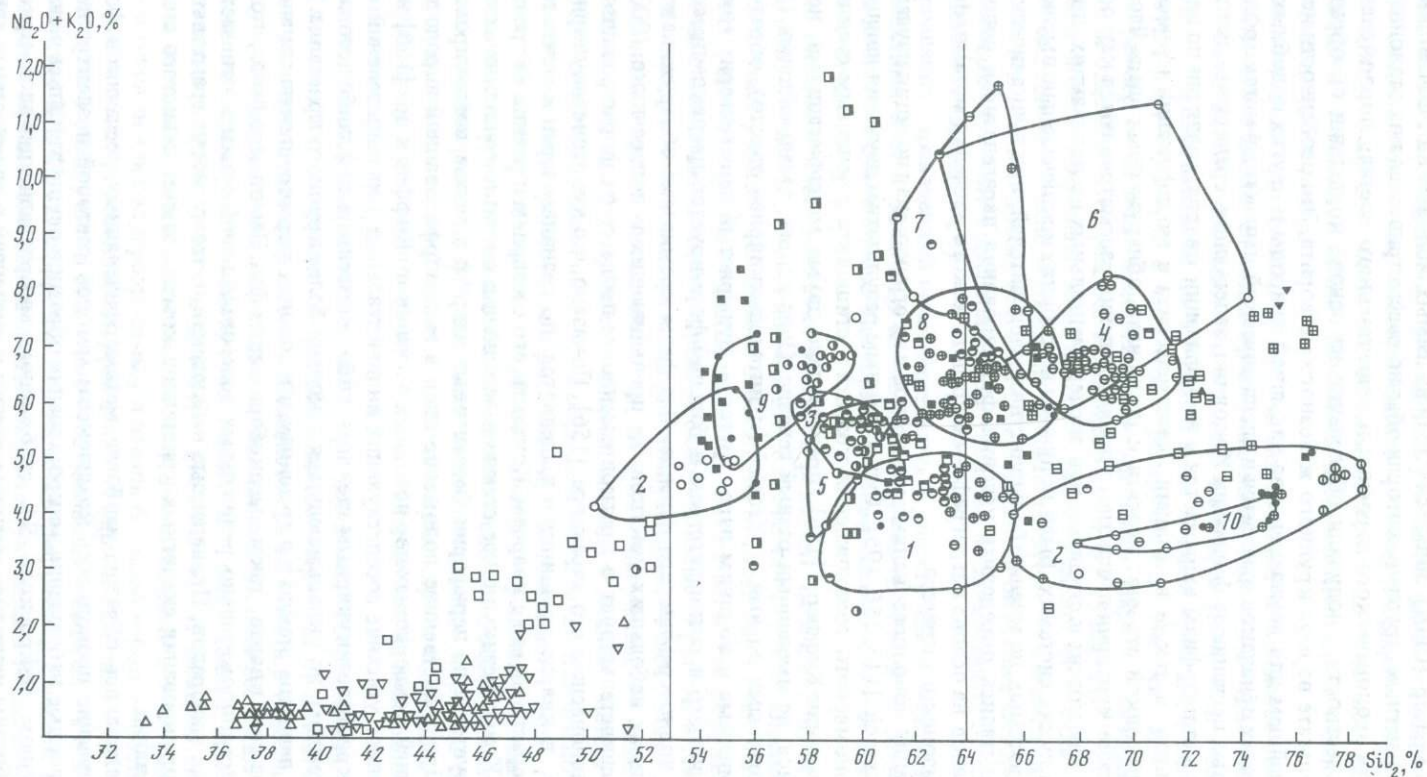


Рис. 14. Петрохимическая диаграмма SiO_2 — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ с учетом значения базисилицевого модуля пород некоторых земных кольцевых структур тектитов, лунных кристаллических пород и стекол, а также заведомо магматических пород Земли
Условные обозначения см. на рис. 7

О МЕТАСТАБИЛЬНОМ ФОРМИРОВАНИИ ВЫСОКОБАРНЫХ МИНЕРАЛОВ В АРИЗОНСКОЙ СТРУКТУРЕ

Аризонский кратер (США) является одной из самых молодых и отчетливо выраженных земных импактных структур, которая обычно рассматривается как эталонная. Многие особенности геологического строения и вещественного состава пород, слагающих кратер и его окрестности, получили объяснения на основе концепции об образовании кратера в результате взрыва крупного железного метеорита. Эти особенности использовались в дальнейшем для доказательства взрывной природы и других подобных объектов. К числу таких признаков относится и специфический импактный метаморфизм пермских кварцевых песчаников формации Коконино, залегающих среди известняков и доломитов. Этот метаморфизм выражается в аморфизации кварца, развитии по нему планарных элементов, а также в наличии лешательерита и модификаций кремнезема с плотнейшей упаковкой атомов: коэсита и стишовита, обнаруженных здесь Чао [113]. Минералогические критерии импактного происхождения рассматриваются как особенно надежные, так как коэсит и стишовит при экспериментальных исследованиях, проведенных, правда, в сухих системах, были получены в условиях исключительно высоких давлений, не достижимых, по мнению большинства исследователей, при вулканическом процессе. Мы попытались определить условия формирования парагенезисов новообразованных минералов на основе петрографо-минералогического изучения метаморфизованных пород Аризонского кратера.

Идентификация новообразованных минералов и их структурная позиция изучались рядом исследователей [113, 156, 195]. Существенным результатом изучения явилось установление закономерного сонахождения коэсита и стишовита с пенистым стеклом. Это последнее, по мнению Киффер [156], представлено двумя модификациями, не всегда различающимися, но имеющими разный генезис. Одна из них, с мельчайшими (десятки ангстрем) угловатыми порами — "froth" (криповезикулярное стекло), образуется из раствора кремнезема в водяном паре, другая — пузыристый лешательерит (округлые поры имеют диаметр в сотни ангстрем и больше) формируется при декомпрессии надкритического водно-кремнистого флюида. Все фазы кремнезема обнаруживаются совместно в пределах небольших участков, не превышающих в поперечнике 1000 Å, что скорее всего свидетельствует о кратковременности процесса их формирования и, возможно, о неравновесном его характере [156]. Показано, что криповезикулярное стекло выполняет в кварце трещинки и выделяется по границам зерен коэсита при симплектитовом срастании его с кварцем. Контакты его с кварцем и резкие (в трещинах) и постепенные. Криповезикулярное стекло в ассоциации с криптористаллическим коэситом фиксируется и по периферии "коэситовых ядер" и в межзерновом пространстве внутри них. Пространственное положение ядер в метаморфизованной породе тождественно с позицией межзерновых пор исходных песчаников. Киффер и др. [156] наблюдали одновременное угасание соседствующих индивидуальных микровыделений коэсита, разделенных криповезикулярным стеклом, либо лешательеритом, либо тетоморфным кварцевым стеклом, но укладывающихся в контур более крупного кристалла. Предполагается, что пенистое стекло и в трещинах, и в породах формируется на стадии декомпрессии как за счет кварца, так и высокобарических фаз. Заметим, однако, что угловатый габитус предположительно реликтовых микровыделений коэсита отвечает и формам скелетных минералов. Приведенные наблюдения поэтому могут трактоваться как показатель формирования скелетных кристаллов коэсита за счет пенистого стекла при быстром остывании.

Нами исследовались образцы наиболее метаморфизованных песчаников формации Коконино. Изучение проводилось комплексом методов световой и электронной микроскопии. Основные наблюдения микростроения образцов осуществлялись в сканирующем электронном микроскопе S4, снабженном микроанализационной приставкой. Кроме того, образцы изучались методом реплик и суспензий в электронных микроскопах просвечивающего типа Тесла БС-500 и JEM-100С с микроанализационной при-

ставкой типа Кевекс-рей. Изучение морфологии образцов в просвечивающих электронных микроскопах сочеталось с микродифракционными исследованиями выявленных фаз. Помимо этих исследований, проводились уточнения фазового состава образцов методами электронографии (на высоковольтном электронографе) и дифрактометрии на приборе ДРОН-0,5. В результате такого комплексного исследования удалось получить новые сведения о микростроении, фазовом и химическом составе метаморфизованных пород Аризонского кратера.

В сканирующем электронном (СЭМ) и электронном микроскопе просвечивающего типа видно, что образцы сложены преимущественно кварцевым стеклом — лешательеритом (Таблица I, *д*). Это стекло по большей части пузыристо, при этом размеры пор варьируют от долей микрона до 0,1 мм. В ряде случаев крупные и мелкие пузырьки соседствуют друг с другом, а чаще они агрегируются в участки (или зоны), внутри которых размер пузырьков приблизительно одинаков. Наряду с пузыристым стеклом отмечаются отдельные его участки массивного строения (Таблица V, *а*), как правило, около них сконцентрированы зоны наиболее тонкопузыристого стекла. Конфигурация участков массивного стекла несомненно свидетельствует об их некогда пластичном состоянии. На дне или на стенках пор иногда наблюдаются округлые минеральные образования. Поверхность этих выделений скорлуповатая либо чешуйчатая с многочисленными выростами (Таблица V, *б*).

Микроанализ, проведенный непосредственно в электронном микроскопе, показал, что элементный состав различных по морфологии участков заметно отличается. Основная пузыристая стекловатая масса содержит в своем составе в основном Si и примесь Al, а также следы Ca, K, Fe, Si.

Состав массивных непузыристых участков различен. Большинство подобных участков содержит только Si, лишь иногда в них отмечаются следы S. Однако обнаружены также массивные участки, основными элементами которых являются S и Ca. Пик кремния в этих участках проявлен слабо, вероятно, за счет вещества окружения. Точно такой же элементный состав имеют и редкие скорлуповатые округлые включения, наблюдаемые в порах: в одних включениях присутствует практически только Si, а в других преобладающими элементами являются Ca, S, а Si обнаруживается лишь как примесь.

Для идентификации фаз привлечены дополнительные данные. Методами рентгеновской дифрактометрии установлено, что в образце присутствуют кварц и коэзит (рис. 15). Исследования в электронном микроскопе просвечивающего типа показали, что среди многочисленных обломков аморфного стекла в суспензии на планке-подложке выделяется некоторое количество бесформенных осколков, скорлуповатых выделений и чешуек, дающих микродифракционные монокристалльные картины произвольных, часто иррациональных сечений кристалла. Анализ этих картин позволил установить среди наблюдаемых частиц кварц, коэзит, серицит. Наличие тех же минералов подтверждено данными электронографии.

Сопоставление дифракционных данных с результатами микроанализа, проведенного на СЭМ, показывает, что коэзит скорее всего слагает округлые кремнистые включения, которые в сканирующем микроскопе наблюдаются на стенках пор (Таблица V, *б*).

Наряду с бесформенными частицами — осколками указанных выше минералов в суспензионном образце были обнаружены овальные и округленные выделения размером от десятых долей до 1 мкм в диаметре (Таблица V, *в*). Толщина этих выделений составляла несколько сотен ангстрем, поэтому они выглядели в электронном микроскопе прозрачными или полупрозрачными и давали большой набор разнообразных монокристалльных и текстурированных дифракционных картин (Таблица V, *в*). Микроанализ этих образований обнаружил в них в качестве основных элементов Ca и S и в подчиненном количестве K и Cl. Расшифровка картин микродифракции с учетом данных о составе позволила предположительно диагностировать указанные выделения как ангидрид (CaSO_4 — ромбическая сингония, $a = 6,00$; $b = 6,96$; $c = 6,97 \text{ \AA}$) и бассанит ($2\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — тригональная сингония, $a = 6,96$; $c = 6,24 \text{ \AA}$). Близкими к рассчитанным пара-

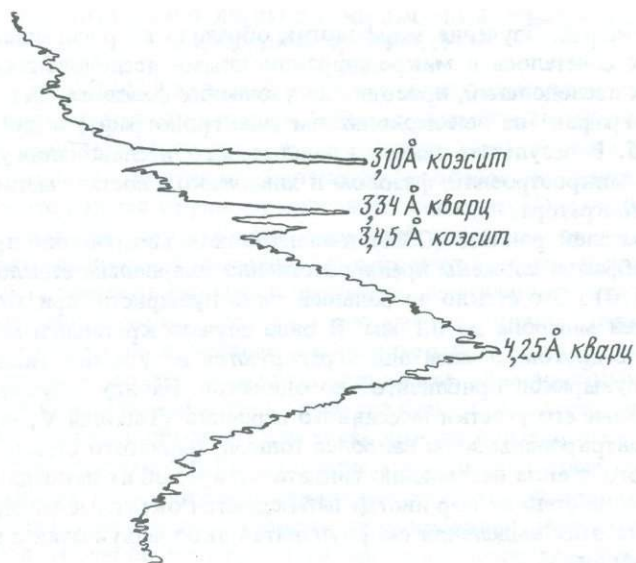


Рис. 15. Фазовый состав образца по данным анализа на дифрактометре ДРОН-0,5

метрам могло бы обладать и более сложное соединение — хлорсульфат Са и К, однако такого рода соединения и минерал в природе неизвестны.

При изучении образцов в электронном микроскопе просвечивающего типа методом суспензий в некоторых наиболее тонких участках препарата при увеличении в несколько десятков тысяч раз хорошо видны мельчайшие (до долей микрона) поры, а также хорошо ограненные кристаллы квадратной или прямоугольной формы или их сростки (показано стрелками в Таблице V, 2). Размер кристаллов варьирует от долей до нескольких микрон. В ряде случаев эти кристаллы образуют дендритовидные сростания. Микродифракционные картины, полученные с таких выделений, показали, что они отвечают сильвину и галиту, которые встречаются как в виде отдельных кристаллов, так и в тесном сростании друг с другом. А в последнем случае микродифракционные картины от таких сростков имеют вид сетки расщепленных во всех направлениях рефлексов, как это видно в Таблице V, 2, представляющих два сечения [001] и [111] обратной решетки этих минералов. Микроанализ таких кристаллов с помощью приставки Кевекс-рей подтвердил (по наличию К, Na и Cl) принадлежность этих выделений к сильвину и галиту. Структурная позиция сильвина и галита не уточнена в сканирующем микроскопе. Скорее всего, они образовались гипергенным путем и являются наложенными.

Проведенные исследования указывают, что в метаморфизованных породах Аризонского кратера новообразованные высокобарический коэзит и сернистые соединения находятся в ассоциации с пузыристым кремнистым стеклом, возникающим лишь при декомпрессии. Эти данные находятся в соответствии с результатами, полученными предыдущими исследователями, изучавшими импактно-преобразованные породы Аризонского кратера. Приуроченность стишовита и коэзита к участкам разуплотнения и зонам разгрузки напряжений отмечают и другие исследователи импактных образований. Так, Штоффлер [195], анализируя данные по находкам стишовита и коэзита в известных зарубежных астроблемах, указывает, что стишовит, как правило, приурочен к планарным элементам в кварце. Коэзит обычно наблюдается в виде агрегатов, ориентированных вдоль случайных направлений, и возникает на спаде стишовитгенерирующих шоковых давлений: его агрегаты пересекают планарные элементы со стишовитом.

В.Л. Масайтисом (1974, 1980 гг.) отмечается, что и в Попигайской и Терновской астроблемах стишовит и коэзит также развиваются вдоль трещинок. Коэзит выполняет

тончайшие жилки в диаплектовом стекле структуры Эльгыгытгын [32]. Козсит здесь находится в тесных сростаниях со вторичным тонкозернистым кварцем, агрегаты которого слагают краевые части зон и прожилков. В Карской структуре [23] козсит располагается вдоль трещин в стекле, реже образует каймы вокруг девитрификационных радиально-лучистых агрегатов халцедона.

Таким образом, в природе приуроченность высокобарических модификаций кварца к зонам разгрузки напряжений в минералах является закономерностью. Нам представляется поэтому, что устанавливаемая Киффер [156] на основании структурных соотношений последовательность формирования пенистого стекла и козита в Аризонском кратере не может считаться однозначной. Напротив, наши данные о сопряженности козита и пузыристого стекла позволяют предложить генетическое обоснование выявленной закономерности.

Мы полагаем, что ассоциацию пузыристого стекла и козита следует рассматривать как парагенетическую, а образование козита в природе возможно и в неравновесных для него условиях, отвечающих формированию пузыристого стекла. Это последнее, по мнению Киффер [156], происходит из надкритического водно-кремнистого флюида при сбрасывании давления (параметры критической точки 9,7 кбар и 1080°С).

Среди факторов, стимулирующих неравновесное минералообразование, видимо, важнейшим является режим летучих компонентов, существенная роль которых в процессе неравновесного синтеза высокобарических фаз доказана экспериментально [33, 50]. Весьма вероятно, что и в исследованной нами неравновесной ассоциации козита с пузыристым кремнистым стеклом образование козита стимулировалось повышенным содержанием летучих. На обилие летучих указывает вспененная текстура пород. Высокопористый характер их позволяет предполагать, что кроме воды, заполнявшей частично в исходной породе интерстиции между зернами кварца, существовал, возможно, еще какой-то дополнительный источник летучих компонентов.

Другим фактором, способствующим неравновесной кристаллизации, может явиться наличие затравок, отвечающих структуре будущих кристаллических фаз [33]. В исходных неметаморфизованных породах Аризонского кратера стишовитовые и козитовые подложки отсутствуют. Однако в нашем случае, когда значительная часть этих пород оказалась расплавленной, а затем и застеклованной, подобные затравки могли возникать именно в этом состоянии вещества в виде флуктуационных кремнекислородных группировок с октаэдрической или близкой к ней плотной упаковкой кремния. Условием, стимулирующим образование таких группировок, могло явиться локальное повышение давления, а также и выделение из расплава абсорбированных газов [78].

Таким образом, проведенные исследования показывают, что в породах Аризонского кратера, как и в других подобных объектах, высокобарические минералы закономерно участвуют в ассоциациях с образованиями, формирующимися, как правило, при относительно низких значениях давления. Это приводит к заключению о возможности метастабильного неравновесного образования подобных минералов, особенно в связи с активной ролью летучих.

ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ И СТЕКОЛ ЖАМАНШИНСКОЙ СТРУКТУРЫ

Структура Жаманшин, расположенная в Северном Приаралье, определена как астроблема в 1969 г. П.В. Флоренским [70]. В дальнейшем разнообразными методами исследовались как ее геологическое строение, так и вещественный состав обнаруженных здесь стекловатых образований. Нами также проводились полевые работы на территории структуры. Ниже приводятся данные по рентгеноспектральному и оже-спектроскопическому изучению жаманшинских стекол и рудных фаз в них, а также результаты изучения высокобарной минерализации.

В стеклах Жаманшин было выполнено около 60 микрорентгеноспектральных анализов рудных обособлений (микроанализатор JXA-50a "GEOL"). Среди этих обособле-

ний различаются относительно крупные ($n \cdot 10^{-n} \cdot 10^2$ мм) неправильной формы, представляющие собой, по-видимому переработанные ксеновыделения, и мелкие (3–5 мм в поперечнике) скелетной формы, не перемешавшиеся и сформировавшиеся из вмещающего магматического вещества *in situ*. Анализ проводился как расфокусированным (ϕ 40 мкм), так и суженным лучом. Определено, что крупные обособления сложены Fe_2O_3 и TiO_2 . Соотношение этих компонентов различное, наиболее обычные концентрации TiO_2 – 2 и 9%. Мелкие включения сложены одним рудным компонентом – Fe. Обнаружено, что в крупных обособлениях проявлены структуры распада. Они представлены гематитом, в котором по плоскостям ромбоэдра располагаются ламелли ильменита (Таблица VI, а). Ширина ламелл – 1–10 мкм. Мелкие скелетные обособления целиком сложены магнетитом (Таблица VI, б), иногда по нему развиваются псевдоморфозы гематита.

Полученные результаты позволяют оценить условия образования и развития обособлений. В соответствии с геотермометром А.Е. Буддингтона (1964 г.) указанные концентрации TiO_2 характерны для рудных обособлений, выделяющихся из расплава при 730–780° С и $f_{\text{O}_2} = 10^{-14}$ мг/л. Наблюдаемые структуры распада с магнетитом (в исследованных образцах замещенным гематитом) и ильменитом образуются из подобных однородных обособлений рудного вещества при последующем их нагревании. В частности, идентичные структуры получены Буддингтоном (1964 г.) при нагревании вещества аналогичного состава в течение 3 ч при 1000° С ($f_{\text{O}_2} = 10^{-11}$ атм). Можно предположить, что обнаруженные в жаманшинских стеклах ксеногенные рудные обособления со структурой распада переносились и выдерживались в расплаве близкой температуры.

Заключению об относительно невысокой температуре исходного для исследованных частичек материнского расплава отвечают и выявленные закономерности в распределении элементов по разрезу индивидуальных частичек.

На микрорентгеновском анализаторе определялось поведение Al (детектор PАР, K_α – 5000 имп/с), Fe (LiF, K_α) – 500 имп/с, Si (PET K_α 5000 имп/с) в частичках жаманшинских стекол по отношению к их естественным границам. Установлено уменьшение содержания Fe в направлении к естественным поверхностям индивидуальных частичек (рис. 16), в то время как у обломков такой закономерности не наблюдается.

Форма частичек соответствует форме застывших брызг и, таким образом, свидетельствует о наличии открытой поверхности расплава. Если бы температура расплава была очень высокой, над поверхностью его должна была бы формироваться атмосфера с высоким содержанием летучих петрогенных компонентов, в первую очередь щелочей, Fe [80]. Последующее осаждение компонентов на поверхности застывших брызг обогащало бы ими внешние зоны и давало бы картину распределения компонентов, обратную наблюдаемой нами для железа. Напротив, при относительной низкой температуре расплава в атмосфере не должно быть и надрасплавной области, обогащенной испаряющимися петрогенными компонентами. Диффузия компонентов в атмосферу должна приводить к уменьшению их содержания на поверхности частичек.

Полученные оценки качественно коррелируются с результатами изучения жаманшинских стекол методом оже-спектроскопии. Мы провели исследование нескольких частичек с целью выявления в них восстановленных форм элементов. Наличие таких форм следовало бы ожидать, если бы исходная температура расплава была очень высокой или если бы газовая среда расплава носила резко восстановительный характер [39]. На рис. 17 представлен типичный оже-спектр жаманшинских стекол. Как видно, нульвалентные формы на нем не фиксируются. Это означает, что не реализовались и условия их образования, в том числе и экстремально высокие температуры расплава.

Вместе с тем в оже-спектре голубого стекла Жаманшинской структуры отмечается размытый характер пика кремния, что может свидетельствовать о возможном присутствии наряду с Si^{+4} также и других метастабильных, частично восстановленных форм Si^{+3} и Si^{+2} .

О наличии подобных форм кроме расширенного характера пика кремния свидетельствует и относительно высокая проводимость стекла (несооставимая с проводимостью

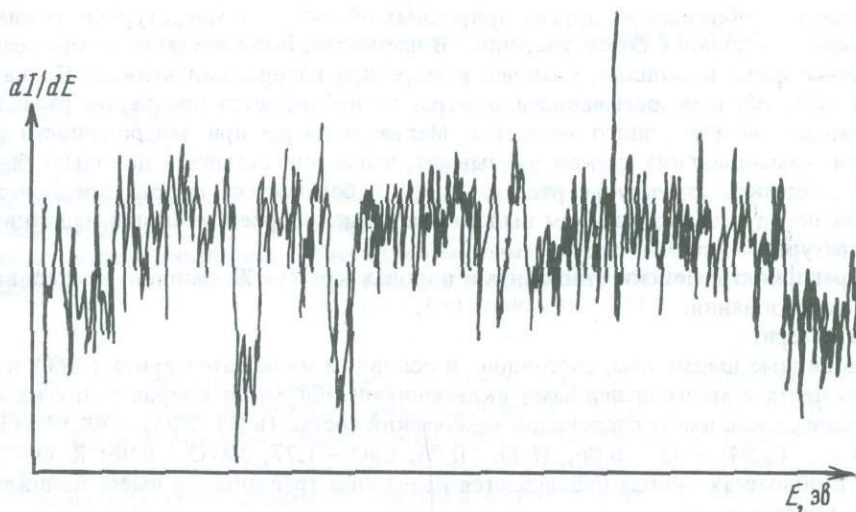


Рис. 16. Профиль концентрации железа в кайме жаманшинского стекла

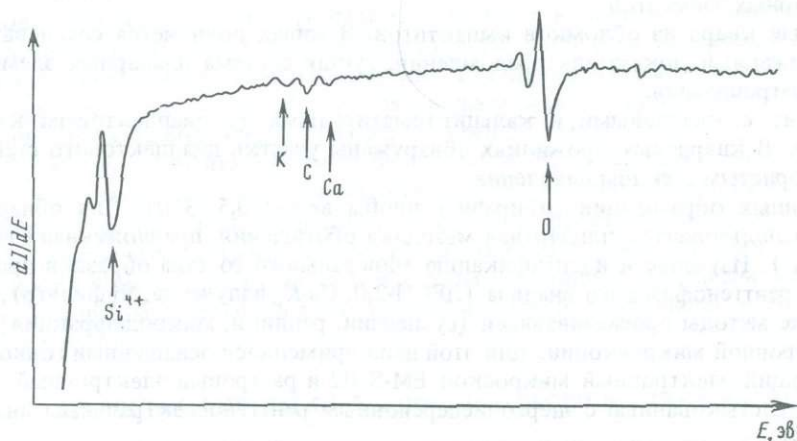


Рис. 17. Оже-спектр жаманшинского стекла

мостью других природных стекол). Было осуществлено непосредственно в камере оже-спектрометра нагревание образцов на 100°C . Оказалось, что после такой процедуры около 20% точек опробования содержат уже полностью восстановленный кремний. Подобного явления не наблюдалось в других природных стеклах, в том числе и жаманшинских. Оно свидетельствует о структурно-химической "подготовленности" голубых стекол к процессу восстановления кремния и отражает их неоднородность в этом плане. По-видимому, относительные содержания Si^{+3} , Si^{+2} , фиксирующих эту подготовленность, различны в разных точках стекла.

Приведенные данные скорее исключают предположение о возможном образовании частично восстановленных форм Si под действием высоких температур (для анализируемого объема стекла они, конечно, были одинаковы, а в этом случае следует ожидать и одинаковой степени восстановленности элемента), но могут быть объяснены неравномерным распределением в расплаве других восстанавливающих агентов (может быть, флюидов).

Правомерность полученных выводов о температурном режиме расплавов, формировавших жаманшинские стекла, подтверждается сопоставлением полученных результа-

тов с данными по образцам из других природных объектов, температурный режим которых можно представить более уверенно. В частности, были изучены на микроанализаторе рудные фазы в лапилли, упавшей в море при извержении вулкана Кракатау в 1888 г. В этом образце, остывавшем быстро, не наблюдается признаков распада титаносодержащего железорудного вещества. Малые размеры при завершенности форм фрагментов жаманшинских стекол указывают, что и они остывали довольно быстро. Поскольку, однако, структуры распада здесь наблюдаются, можно предположить, что расплав перед разбрызгиванием выдерживался некоторое время при наддисквидусных температурах.

Были предприняты поиски стишовита в породах кратера Жаманшин. Исследовались следующие образования.

1. Лешательерит.

2. Пемзовидные импактиты, состоящие в основном из лешательерита (30%) и стекла желтого цвета с многочисленными включениями обломков кварца и других минералов. Желтое стекло имеет следующий химический состав (в %): SiO_2 — 68,13; TiO_2 — 0,98; Al_2O_3 — 15,94; FeO — 6,06; MnO — 0,06; CaO — 1,77; Na_2O — 0,96; K_2O — 4,44; S — 0,02. В обломках кварца наблюдаются планарные трещины, он имеет пониженный показатель преломления.

3. Брекчии с карбонатным цементом, обломки представлены кварцитами, в которых кварц несет следы ударного воздействия в виде волнистого погасания и редко встречающихся планарных элементов.

4. Жильный кварц из обломков импактитов. В жилах появляется сланцеватость. У кварца пониженный показатель преломления, густая система планарных элементов и частичная изотропизация.

5. Кварцит с кварцевыми и кальцит-гематитовыми (с диаплектовым кварцем) прожилками. В кварцевых прожилках обнаружены участки диаплектового стекла, окруженные пористым стеклом плавления.

Из названных образований отбирались пробы весом 0,5–3 кг. Для обнаружения стишовита использовалась стандартная методика обогащения, предложенная Стаоффлером (1977 г.). Изучение и идентификацию минерального состава образцов проводили с помощью рентгенофазового анализа (ДРОН-2,0, Cu-K_α излучение, Ni-фильтр), использованы также методы просвечивающей (суспензии, реплики, микродифракция) и растровой электронной микроскопии. Для этой цели применялся оснащенный гониометром просвечивающий электронный микроскоп EM-S 02 и растровый электронный микроскоп JSJ-60, состыкованный с энергодисперсионным рентгеноспектральным анализатором Link-860.

Судя по дифрактограммам, в нерастворимом в HF остатке от жильного изотропизированного кварца и кварцитов (пробы 4,5) присутствует стишовит. По данным количественного рентгенофазового анализа, в нерастворимом остатке из жильного кварца из импактитов, содержание коэсита — 5%, стишовита — 0,05%, а в аналогичном остатке кварцита — 15 и 0,01% соответственно. Максимальное содержание коэсита наблюдается в диаплектовом стекле — до 30%. Данные рентгенографии подтверждают результаты микродифракционного исследования нерастворимого остатка в просвечивающем электронном микроскопе. Расчет полученных кольцевых микродифракционных картин позволил выявить характерные для стишовита отражения $[110]$, $[011]$, $[111]$, $[210]$, $[121]$ и рассчитать параметры его элементарной ячейки. Результаты идентификации минерального состава исследованных образцов приведены в табл. 9.

В оптическом микроскопе стишовит в исходных породах не наблюдался. Однако использование больших увеличений и разрешения электронных микроскопов позволило выявить отдельные его кристаллы и их агрегаты. В нерастворимом в HF остатке кварцита стишовит представлен агрегатами табличных кристаллов размером 0,5–0,2 мкм. Для выявления стишовита непосредственно в диаплектовом кварце исходного образца использовалась методика травления поверхности сколов в HF. На протравленной поверхности скола кварца из жилы в импактитах обнаружены образования, кото-

Минеральный состав нерастворимого остатка пород и минералов

Порода, минерал	Минеральный состав нерастворимого остатка
Лешательерит	Кварц, коэзит (1–5%)
Пемзовидный импактит	Шпинель, коэзит (1–5%), корунд, магнетит, гематит, кварц
Брекчия кварцитов	Кварц
Жильный кварц из импактитов	Кварц (диаплектовый), коэзит ~5%, стишовит 0–5%
Кварцит	Кристобаллит, кварц, коэзит ~15% (в участках диаплектового стекла до 30%), стишовит ~0,01%

рые по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа состоят из чистого кремнезема. С использованием микродифракции эти включения были идентифицированы нами как стишовит. Выявленные кристаллы стишовита равномерно распределяются по поверхности скола кварца, их размер и морфология весьма сходны с выделениями стишовита из нерастворимого остатка диаплектового стекла.

Под световым микроскопом обнаружены также две разновидности выделений коэзита, приуроченные к диаплектовому стеклу в кварците. Одна из них представлена криптозернистой субизотропной массой, а другая проявляется в виде прожилковидных агрегатов зерен коэзита. Эти прожилки, сложенные коэзитом с размером зерен до 5 мкм, располагаются либо в диаплектовом стекле, либо (при увеличении их толщины) постепенно переходят в кварцевое стекло плавления (лешательерит), окружающее блоки диаплектового стекла. В прослоях лешательерита мощностью 1–3 мм встречается и новообразованный кварц с размером зерен 2–3 мкм.

Мы бы хотели обратить внимание на то, что в Жаманшинской кольцевой структуре стишовит (там, где установлена его текстурная позиция) приурочен либо к трещинам, либо к участкам плавления (образующихся за фронтом ударной волны). Оба эти элемента текстуры маркируют, скорее всего, зоны разгрузки давления. Коэзит образуется в прожилках за счет расплава и при этом ассоциирует с кварцем. Эта закономерность, по-видимому, указывает на возможное его формирование в метастабильных условиях в расплаве.

ОБ ИМПАКТНЫХ СТЕКЛАХ АНОРТОЗИТОВОГО СОСТАВА НА ЛУНЕ

По общепринятым представлениям, большую часть лунных стекол составляют стекла импактного происхождения [67]. Наиболее надежным показателем импактного генезиса является наличие в них вещества метеоритов, в частности характерного для них никелистого железа. В то же время опыт изучения земных магматитов показывает, что подобное вещество может обособляться при дифференциации базальтовых расплавов.

Нами было обращено специальное внимание на лунные стекла анортозитового состава, для кристаллических земных аналогов которых дифференциаты никелистого железа не известны.

Проведенный анализ показывает, что среди анортитовых лунных стекол выделяется группа фрагментов, для которых с большей долей уверенности можно предполагать импактное происхождение. Подобное стекло с включением никелистого железа, характерного для метеоритов, изображено в Таблице VI, в. В других частичках наблюдаются дробленые реликты плавившейся материковой породы, погруженные в стекло анортозитового состава. При этом реликты одного кристалла сохраняют, как это видно, например, в обр. 20059, одинаковую оптическую ориентировку (Таблица VI, з). По данным микрозондового анализа, отмечаются градиенты концентраций ряда элементов на границе фрагмент–стекло, что свидетельствует об отсутствии значительного перемещения возникшего расплава от мест генерации (табл. 10).

Таблица 10

Содержание (в%) компонентов по разрезу анортит (I) — стекло (II) — анортит (III) в брекчии 20059

Фаза	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
I	35,2	0,35	0,13	0,00	0,01	19,4	0,40	0,003
	32,9	0,42	0,69	0,01	0,02	18,7	0,43	0,007
	31,5	0,43	1,10	0,06	0,05	18,3	0,47	0,023
	26,4	1,64	6,09	0,17	0,14	15,9	0,51	0,053
	24,1	4,06	6,54	0,30	0,25	15,3	0,54	0,076
	24,4	6,16	7,20	0,37	0,30	15,3	0,57	0,096
II	24,6	7,17	7,10	0,40	0,31	15,4	0,58	0,099
	24,6	7,23	6,80	0,39	0,31	15,4	0,57	0,097
	25,0	6,49	5,80	0,40	0,27	15,7	0,54	0,085
	25,6	4,39	5,31	0,33	0,15	16,2	0,50	0,060
	29,7	2,08	4,20	0,17	0,07	16,9	0,46	0,022
	35,5	0,58	0,3	0,60	0,01	19,6	0,44	0,010
III	35,7	0,42	0,2	0,30	0,00	19,2	0,43	0,002
	35,7	0,62	—	0,02	0,00	—	0,43	0,000

Таблица 11

Составы (в%) участков фрагмента стекла 20.1.13.21

Окисел	Стекла оливинового состава		Стекла плагио-клазового состава	Окисел	Стекла оливинового состава		Стекла плагио-клазового состава
SiO ₂	39,4	41,0	46,8	CaO	0,18	0,1	19,3
TiO ₂	—	—	0,06	Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,3
Al ₂ O ₃	—	—	31,5	K ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,02
FeO	13,3	14,2	0,7	MnO	0,15	0,1	Не обн.
MgO	45,8	43,0	0,4	Сумма	98,83	98,40	99,08

Наконец, отмечаются еще пузыристые стекла анортозитового состава, в которых иногда проявляются дендритовые кристаллы плагиоклаза и содержатся шарики никелистого железа (Таблица VI, e).

В некоторых подобных стеклах выявляется первичная полиминеральная природа исходной породы. Примером может служить фрагмент стекла из грунта "Луна-20" 20.1.13.21. Под бинокулярном он выглядит как однородное пузыристое стекло черного цвета. Микроскопическое изучение показало неоднородность стекла, наличие в нем участков слабо поляризующего вещества. Микросондовый анализ (табл. 11) установил, что отдельные участки фрагмента имеют состав, почти точно отвечающий анортиту и форстериту — обычным минералам лунных материковых пород. Вероятно, эти участки отвечают аморфизованным минералам кристаллического анортозита.

В подобных импактных стеклах методом сканирующей электронной микроскопии выявляется и структурная неоднородность. Стекла сложены как бы различными беспорядочно сочетающимися структурными элементами (Таблица VI, e). При этом состав

этих элементов, по данным рентгеновского микроанализа, также различается: он соответственно оказывается близким составу плагиоклаза, пироксена, оливина — минеральным составляющим анортозитов; обнаружены также никелистое железо и, возможно, троилит — компоненты метеоритов. По-видимому, указанные структурные элементы отвечают аморфизованным при падении метеорита фазам анортозитов.

Признаки импактного происхождения анортозитовых лунных стекол приложимы при определении импактного генезиса стекол различного состава и формы. В структурно-текстурных характеристиках этой группы стекол заложена дополнительная информация об импактных процессах на Луне. Так, повсеместно проявленная пористость при отсутствии фаз, содержащих летучие компоненты, свидетельствует скорее всего, что расплавы были достаточно высокотемпературными, чтобы в них могло происходить испарение и порообразующих компонентов. Изометричная форма пор, железо-никелевых включений, так же как и наличие градиентов концентраций элементов, на границе обломка кристалла — стекло означает, что изолированные объемы импактных расплавов были слишком малы, чтобы иметь способность к течению. Низкий уровень кристалличности с проявлением лишь редких и мелких скелетных кристаллов свидетельствует, что расплавы резко охладились при быстром падении внешнего давления; это также скорее всего возможно, если расплав сразу разбрызгивался на небольшие фрагменты.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВИДОВОГО СОСТАВА ЗЕМНЫХ И ЛУННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ЛУННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИКИ И КЛАССИФИКАЦИИ

Проведенное к настоящему времени изучение минерального, структурного и химического состава лунных магматических пород, их сопоставление с земными свидетельствуют об общем подобии лунного магматизма земному.

Однако использование данных по лунной минералогии и петрографии для решения задач земной геологии, сравнительной планетологии объективно затруднено. Трудности обусловлены в первую очередь несопоставимостью уровней изученности геологии Луны и Земли. Очевидно, что и породы Луны не охарактеризованы с той же полнотой, что и земные. Кроме того, результаты анализов лунных пород должны быть выражены в петрографических терминах, соответствующих современным земным классификационным разработкам. Первоочередной поэтому являлась задача разработки классификации лунных магматических пород на основе химико-минералогических принципов, апробированных при систематике земных пород [41].

При разработке нового варианта классификации лунных магматических пород мы опирались на те принципиальные положения, которые достигнуты к настоящему времени в изучении лунного вещества. Основу их составляет заключение о подобии этого вещества земным магматическим породам, вытекающее из минерального, структурного и химического состава. Предлагаемая классификация как раз и закрепляет этот вывод. При ее составлении используется опыт, полученный ранее. Эта классификация может быть определена как земноподобная.

В соответствии с этим основу систематики лунных магматических пород составляет химический состав, модальная минералогия имеет подчиненное значение. Эти соотношения объективно отражают характер сегодняшней изученности лунных пород.

Известно, что главную массу доставленных на Землю лунных образцов составляют породы основного состава. Значительно реже отмечаются породы ультраосновного, среднего и кислого состава. Подобная диспропорция, отражающая, возможно, естест-

венные количественные соотношения различных пород на Луне, не позволяет классифицировать все лунные породы с равной степенью детальности. В соответствии с этим мы разработали две классификационные системы: общую, или генеральную, систематику для всех лунных пород и отдельно классификацию основных пород.

ОБЩАЯ СИСТЕМАТИКА

Так же как и для земных пород, на Луне выделены по содержанию кремнезема четыре группы.

Ультраосновные породы плутонического класса — < 44%.

Основные породы как вулканического, так и плутонического класса — 44–53%.

Средние породы плутонического класса — 53–64%.

Кислые породы плутонического класса — > 64%.

Границы между этими группами магматических пород в известной мере являются условными. Рекомендуемые границы для лунных пород обоснованы статистическим анализом геологически достоверного фактического материала по земным породам. Граничные линии (рис. 18) соответствуют статистическим минимумам, а заштрихованные площади — полям "неопределенности" или пределам колебаний генеральных средних при 95%-м уровне достоверности ($x = x \pm 2\sigma$).

При разделении по содержанию кремнезема в одну группу попадают породы, различные по видовому набору минералов и по их количественным соотношениям. Поэтому для более полного соответствия химической классификации с традиционными минералогическими классификациями мы будем учитывать некоторые расчетные характеристики или коэффициенты, связывающие химический состав с минеральным.

Таким образом, уже с этого уровня классификационного упорядочивания лунных пород мы привлекаем в качестве одного из критериев модальный минеральный состав.

Дальнейшее разделение групп пород проводится по признакам, несколько отличным от принятых для земных пород. Так, для Земли, прошедшей полный эволюционный цикл развития, характерно проявление пород, широко варьирующих по содержанию щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Это позволило выделить для Земли по содержанию щелочей в каждой группе пород соответствующие ряды — нормальной щелочности, субщелочные, щелочные.

Лунные магматические породы содержат по сравнению с земными аналогами пониженное количество щелочей (Na_2O , K_2O), обычно не превышающее 3,0%, а чаще всего колеблющееся в пределах 0,1–2%. Очевидно, что использование по аналогии с земными породами параметра $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в качестве ведущего для систематики лунных пород, неприемлемо. В то же время проведенные статистические исследования поведения отдельных химических компонентов (MgO , TiO_2 , Al_2O_3 и др.) и пар компонентов ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$, $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$, $\text{TiO}_2 - \text{MgO}$) показали, что наряду с традиционным в систематике горных пород параметром SiO_2 , информативным компонентом для идентификации лунных пород является MgO , которая имеет четкие корреляционные (отрицательные) связи с SiO_2 . Это предопределило выбор MgO в качестве второй координаты диаграммы для подразделения лунных пород на ряды. По содержанию MgO выделяются четыре ряда лунных пород:

высокомагнезиальный ($\text{MgO} > 24\%$);

магнезиальный — 12 (± 1)–124;

умеренномагнезиальный — 3–12 (± 1);

низкомагнезиальный — 0–3%.

Граничные значения содержаний MgO для каждого из четырех рядов той или иной группы лунных пород откорректированы и выбраны в соответствии с теми значениями MgO , которые установлены для семейств и входящих в них видов четырех групп земных магматических горных пород. Для последних содержания MgO коррелируются с особенностями их модального состава и близки содержанию темноцветных минералов, в первую очередь оливина [41]. Так, например, земные пикробазальты и пикродо-

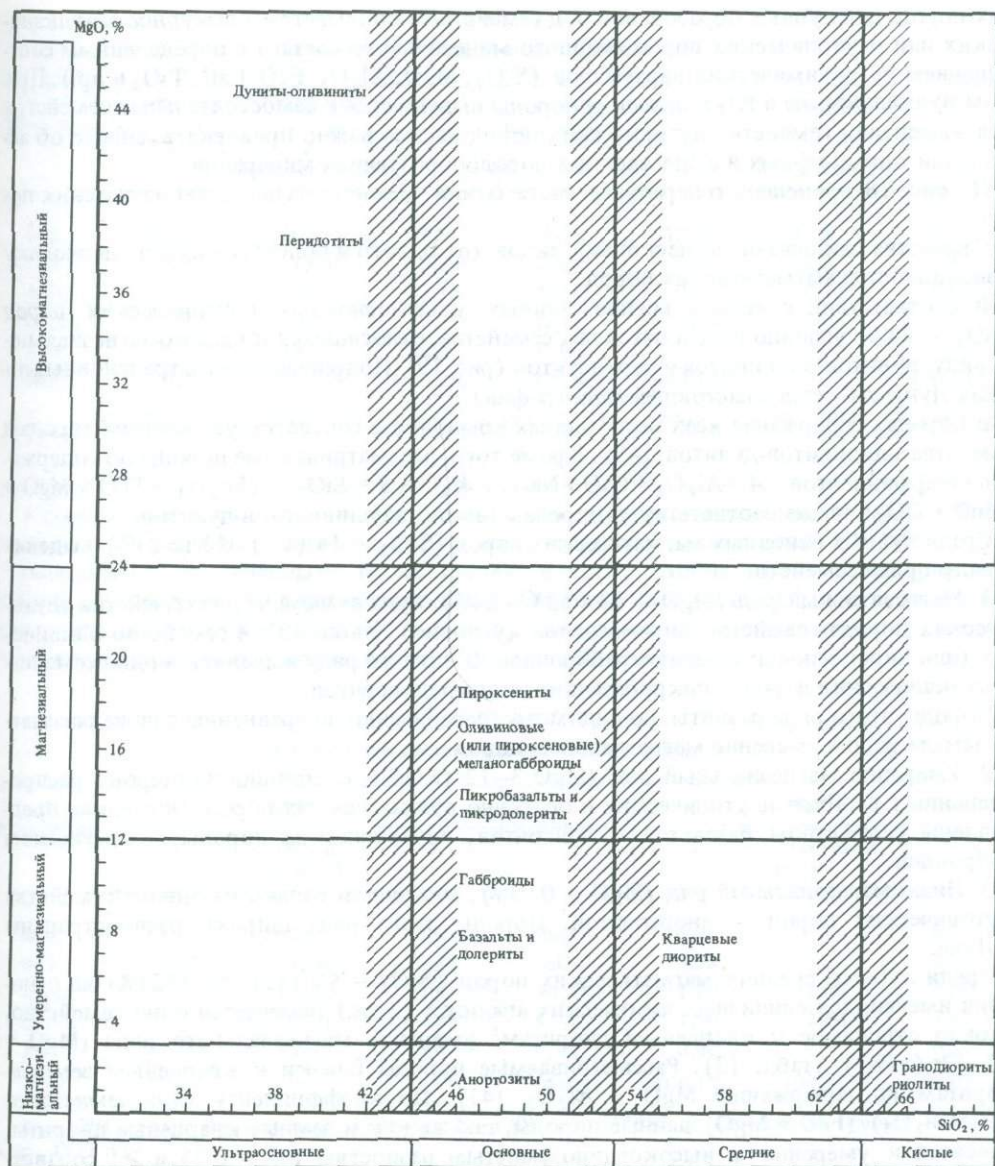


Рис. 18. Систематика лунных магматических пород в координатах SiO₂ – MgO
Заштрихованные области – "поля неопределенности"

лериты, содержащие > 15% оливина, содержат 12 (± 1) – 24% MgO, оливиновые базальты и оливиновые долериты соответственно 5–15% оливина и 7 (± 1) – 12 (± 1)% MgO, базальты и долериты – < 5% оливина и 5–7 (± 1)% MgO, лейкобазальты и лейкодолериты – 0–2% оливина и 3–7 (± 1)% MgO. Тем не менее между рядами, так же как и между группами пород, статистически устанавливаются "поля неопределенности", исчисляемые ± 1% MgO. Ряды включают породы обоих классов – вулканического и plutонического для каждой группы пород.

Распределение лунных пород по группам (по содержанию SiO₂) и по рядам (по содержанию MgO) позволяет выделить главные таксономические подразделения систематики – семейства лунных вулканических и plutонических пород. Так же как и для зем-

ных пород, для лунных образований под семейством понимается совокупность вулканических или плутонических пород сходного минерального состава с определенным соотношением петрохимических параметров (SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , FeO , CaO , TiO_2 и др.). При этом вулканические и плутонические породы выделяются в самостоятельные семейства. Для выделения семейств плутонических пород весьма важно привлекать данные об ассоциации типоморфных и существенных породообразующих минералов.

На рис. 18 приведена генеральная систематика семейств лунных магматических пород.

Семейства заключают по несколько видов (от одного и более), а виды по несколько разновидностей магматических пород.

В соответствии с этим в группе лунных ультраосновных плутонических пород ($\text{SiO}_2 - 44\%$) условно выделяются два семейства, относящиеся к высокомагнезиальному ряду: дунитов-оливинитов и перидотитов (рис. 19). (Подробнее об ультраосновных породах Луны см. раздел настоящей монографии).

В породах содержание всех петрогенных компонентов соответствует земным породам семейства оливинитов-дунитов [41]. Кроме того, рассматриваемые породы по содержанию коэффициентов $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$ также соответствуют породам семейства оливинитов-дунитов.

Среди лунных основных магматических пород ($\text{SiO}_2 - 44 (\pm 2) - 53 (\pm 2)\%$) выделяются три ряда семейств.

1. Магнезиальный ряд ($\text{MgO} - 12 (\pm 1) - 24\%$), куда включены два семейства плутонических пород: семейство пироксенитов (условно) (табл. 12) и семейство оливиновых (или пироксеновых) меланогрabbроидов. В этом же ряду выделяется одно семейство вулканических пород — пикробазальтов и шикродолеритов.

Породы этого ряда развиты, по-видимому, ограниченно по сравнению с ниже рассматриваемым рядом умеренно магнезиальных пород.

2. Умеренно магнезиальный ряд ($\text{MgO} 3-12 (\pm 1)\%$), состоящий из широко распространенных на Луне плутонических и особенно вулканических пород. Последние представлены семейством базальтов и долеритов, плутонические породы — семейством габброидов.

3. Низкомагнезиальный ряд ($\text{MgO} - 0-3\%$), состоящий только из одного семейства плутонических пород — анортозитов. Породы этого ряда широко распространены на Луне.

Среди лунных средних магматических пород ($\text{SiO}_2 = 53 (\pm 2) - 64 (\pm 2)\%$) на основании имеющихся единичных химических анализов (3 ан.) намечается одно семейство, условно относимое к кварцевым диоритам¹ умеренно магнезиального ряда ($\text{MgO} = 3-12 (\pm 1\%)$) (табл. 13). Рассматриваемые породы близки к кварцевым земным диоритам по содержанию MgO и Al_2O_3 [41]. По коэффициенту глиноземистости ($al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{MgO})$) данные породы, так же как и земные кварцевые диориты, относятся к умеренно- и высокоглиноземистым разностям ($al' = 0,75$ и > 1 соответственно). По степени меланократовости — лейкократовости ($f' = \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$) они являются лейко- и мезократовыми породами ($f' = 12,88-17,17$). Эти же значения характерны и для земных кварцевых диоритов (и андезитов).

Кислые породы Луны представлены отдельными обломками. Их более точная характеристика приведена в специальном разделе монографии.

По коэффициенту глиноземистости эти породы крайне высокоглиноземистые ($al' = 19,55-54,47$) и могут быть сопоставлены с субщелочными кислыми вулканическими (онгонит) и плутоническими (микроклин-альбитовый гранит) породами. По сравнению с земными гранодиоритами рассматриваемые породы более обогащены калием и резко обеднены натрием. По остальным компонентам они близки земным аналогам.

¹ По Банч и др., 1972 г.; Принс и др., 1971 г., это полнокристаллические породы.

Таблица 12

Химический состав лунных пироксенитов, %

Компонент	Образец			Компонент	Образец		
	1	2 (среднее из 3)	3		1	2 (среднее из 3)	3
SiO ₂	41,3	50,2	51,8	MgO	15,3	13,4	17,9
TiO ₂	3,3	1,60	0,89	CaO	6,8	11,3	5,8
Al ₂ O ₃	7,6	3,6	1,16	Na ₂ O	0,26	0,12	0,02
Cr ₂ O ₃	0,70	0,57	0,35	K ₂ O	0,07	0,06	—
FeO	24,5	18,0	22,7	P ₂ O ₅	—	0,05	—
MnO	0,27	0,24	0,29	Сумма	100,10	99,15	100,91

1 — 1270,25-2; 2 — 12070,25-1 (Банчи др., 1972 г.); 3 — 1200,1; 12057, 12070 (Принс и др., 1972 г.).

Система нумерации американских образцов принята следующей: образцы "Аполлона-11" обозначаются пятизначным числом, начиная с десяти тысяч (10 000 и т.д.), "Аполлона-12" с двенадцати тысяч (12 000 и т.д.), "Аполлона-14" с четырнадцати тысяч, а "Аполлона-15" с пятнадцати тысяч. Образцы "Аполлона-16" нумеруются с шестидесяти тысяч, а "Аполлона-17" — с семидесяти тысяч. Дополнительные цифры означают номер фрагмента образца, подвергнутого исследованию.

Таблица 13

Химический состав лунных средних пород, %

Компонент	Образец			Компонент	Образец		
	1	2 (среднее из 2)	3		1	2 (среднее из 2)	3
SiO ₂	61,3	62,6	58,6	MgO	6,0	3,1	6,5
TiO ₂	1,17	1,40	0,78	CaO	6,30	7,0	5,7
Al ₂ O ₃	12,0	10,2	17,3	Na ₂ O	1,20	1,00	1,30
Cr ₂ O ₃	—	0,10	0,03	K ₂ O	1,96	2,30	2,07
FeO	10,0	12,3	5,6	P ₂ O ₅	0,00	—	0,15
MnO	0,19	0,17	0,06	Сумма	100,12	100,17	98,09

1 — 12013 (по Р. Чарлезу и др., 1971 г.); 2 — 12013; 3 — 14257, 3; (2 и 3 по М. Принсу, К. Кейлу и др., 1971 г.)

Рассматриваемые породы можно было бы сопоставить и с земными микроклиноальбитовыми гранитами, так как они обладают близким по значению коэффициентом глиноземистости. Однако они уступают названным гранитам по содержанию SiO₂ и Na₂O. Этот дефицит, учитывая плутоническую природу пород, скорее всего следует считать первичным, не связанным с вторичным испарением компонентов, согласно Стозеру и др., 1975 г.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА

Лунные магматические породы основного состава представляют наиболее обширную группу лунных пород. Они содержат от 34 до 53% кремнезема, что не строго соответствует значениям для земных аналогов, в которых содержание SiO₂ обычно колеблется в пределах 44—53% с небольшими отклонениями ($\pm 2\%$). Для лунных основных пород

нижняя граница SiO₂ определяется рудными (ильменитовыми) базальтами и долеритами, а также ильменитовыми габбро, широко развитыми на Луне. Отметим, что пониженное содержание SiO₂ в рудных разновидностях пород отмечается и в земных аналогах. Это видно на примере габброидов Лысанского пояса Восточных Саян [27], в ильменитовых габбро которых значения SiO₂ опускаются до 34% при содержании TiO₂ около 7%.

Малая распространенность ильменитовых габбро и базальтов на Земле не позволила выделить их как один из видов в классификации земных магматических пород.

Напротив, широкое распространение в пробах лунных пород высокотитанистых (ильменитовых) базальтов и габбро дает основание для выделения их в самостоятельные ильменит-оливиновый и ильменитовый виды семейства лунных базальтов и долеритов.

Лунные основные вулканические породы

На основе диаграммы SiO₂-MgO и с использованием типичных ассоциаций типоморфных и существенных породообразующих минералов, среди лунных основных вулканических пород выделяются два ряда: магнезиальный — MgO = 12 (±1) — 24% при SiO₂ 41—47% и умеренно магнезиальный — MgO = 3—12 (±1)% при SiO₂ 34—53%. Типоморфными ± существенными минералами магнезиального ряда являются *Ol*, *Срх*, *Pl* ± *Орх*, а умеренно магнезиального — *Pl*, *Срх*, ± *Орх* ± *Q* ± *Il*.

В магнезиальном ряду лунных основных вулканических пород выделяется одно семейство: пикробазальтов и пикродолеритов¹ с одним видом того же наименования.

Типоморфными ± существенными минералами семейства и вида служат те же минералы, что и для ряда (табл. 14, вкл.).

В умеренно магнезиальном ряду — также одно семейство — базальтов и долеритов с шестью входящими в его состав видами: 1 — оливиновый базальт и оливиновый долерит, 2 — базальт и долерит, 3 — лейкобазальт и лейкодолерит, 4 — ильменит-оли-

Таблица 15

Содержание MgO (мас. %), состав (*Fa**) и содержание модалного оливина (об. %) в лунных базальтах (по: [120])

Вид базальтов ^{2*}	Обр.	MgO	$\frac{Ol}{Fa}$	Обр.	MgO	$\frac{Ol}{Fa}$	Обр.	MgO
Пикробазальт и пикродолерит (пикрогаббродолерит)	15633	12,7	$\frac{18}{35-65}$	15641	10,2 ^{3*}	$\frac{17}{50-55}$	15385	16,9
Оливиновый базальт и оливиновый долерит (габбродолерит)	15607	9,7	$\frac{8}{40-70}$	15647	10,5	$\frac{11}{30-55}$	15665	7,7
Оливиновый базальт и оливиновый долерит (габбродолерит)	15610	10,7	$\frac{13}{35-60}$	15643	12,5	$\frac{13}{40-60}$	15613	10,4
Базальт и долерит (габбродолерит)	15116	7,3	—	15118	7,0	—	15682	7,3

* *Fa* Железистая составляющая в оливине.

^{2*} По авторам данной классификации, в скобках по: [120].

^{3*} Отклонения содержаний MgO (мас. %) в породах от принятых значений для данного вида.

¹ Ранее эти породы назывались соответственно пикритобазальт и пикритодолерит.

виновый базальт и ильменит-оливиновый долерит, 5 — ильменитовый базальт и ильменитовый долерит; 6 — двупироксеновый базальт.

Типоморфными ± существенными минералами семейства базальтов и долеритов являются *Pl*, *Срх* (пижонит, клиногиперстен, ферроавгит, субкальциевый авгит, авгит, титанавгит, феррогеденбергит, пироксферроит), ±*Ol*, ±*Orx*, ±*Q*, ±*Il*.

Каждый вид семейства базальтов и долеритов характеризуется своим составом типоморфных ± существенных минералов.

Характерной минералогической особенностью семейства является неперменное присутствие во всех его видах *Pl* и *Срх*. Сочетание с этими минералами ±*Ol*, ±*Orx*, ±*Q*, ±*Il* и определяет тот или иной вид. Так, например, для вида — оливиновый базальт и оливиновый долерит характерен парагенезис *Ol*, *Pl*, *Срх*, для вида базальт и долерит — *Pl*, *Срх*, ±*Ol*, для лейкобазальта и лейкодолерита — *Pl*, *Срх*, ±*Q*, для ильменит-оливинового базальта — *H*, *Ol*, *Pl*, *Срх*; для ильменитового базальта — *Il*, *Pl*, *Срх*, двупироксенового базальта — *Pl*, *Orx*, *Срх*, ±*Ol*.

Другим критерием для выделения видов в семействе лунных базальтов и долеритов служит содержание оливина, количество которого, как показывает анализ табл. 15, обычно соответствует (или близко) содержанию MgO в породе. В целях сравнения в табл. 16 приводятся соответствующие данные для лунных и земных аналогов. При этом состав оливина характеризуется достаточным постоянством для всех выделенных видов лунных базальтов — содержание железистой составляющей (*Fa*) в оливине обычно колеблется в пределах 30–65 и лишь изредка поднимается до 70%.

Наряду с этим у некоторых видов базальтов отмечаются отклонения значений MgO от типовых для данного семейства.

В частности, такие отклонения наблюдаются для пикробазальтов и пикродолеритов (см. табл. 15, обр. 15641), для базальтов и долеритов (обр. 15684, 15105). В наиболее представительном и, по-видимому, наиболее широко распространенном на Луне виде оливиновых базальтов и оливиновых долеритов таких отклонений не отмечено. Для данного вида базальтов с содержанием MgO 7–12% количество оливина колеблется в пределах 5–15%.

$\frac{Ol}{Fa}$	Обр.	MgO	$\frac{Ol}{Fa}$	Обр.	MgO	$\frac{Ol}{Fa}$	Обр.	MgO	$\frac{Ol}{Fa}$
$\frac{30}{35-40}$	15387	18,1	$\frac{34}{35-50}$						
$\frac{8}{30-55}$	15669	10,1	$\frac{10}{35-50}$	15676	9,2	$\frac{9}{30-65}$	15678	9,0	$\frac{7}{30-65}$
$\frac{10}{40-48}$	15615	11,3	$\frac{13}{30-60}$	15617	11,8	$\frac{11}{30-73}$	15620	10,9	$\frac{8}{35-70}$
—	15684	10,8 ^{3*}	—	15105	9,0 ^{3*}	$\frac{4}{30-65}$			

Таблица 16

Состав и содержание оливина в лунных и земных базальтах

Название породы	1		2	
	Содержание оливина (об. %)	Состав оливина (Fa)	Содержание оливина (об. %)	Состав оливина (Fa)
Пикробазальт и пикродолерит	17-34	35-65	15-45	10-25
Оливиновый базальт и оливиновый долерит	9-13	30-70	5-15	15-50
Базальт и долерит*	4	30-65	2-5	25-55

1 — лунные базальты [120]; 2 — земные базальты [41].

* Для лейкобазальтов имеются единичные данные.

Занижение значения MgO в пикробазальтах (обр. 15641, MgO — 10,2%) по сравнению с содержанием в них оливина (17%) и наоборот, повышенные значения MgO (10,8% для обр. 15684 и 9,0% для обр. 15105) (см. табл. 15) для базальтов по сравнению с содержанием в них оливина (в обр. 15684 оливина нет, в обр. 15105 — 4%) можно объяснить значительными колебаниями состава оливина в этих образцах (разностях). Так, например, оливиновый базальт фрагмента 637 содержит около 50% плагиоклаза, 30% пироксена, 15% оливина (!), 6% ильменита, 3% ульвошпинели и небольшое количество циркона [192]. Химический состав базальта фрагмента 37: SiO₂ — 42,8; TiO₂ — 4,3; Al₂O₃ — 15,4; Cr₂O₃ — 0,3; MgO — 6,4; FeO — 18,1; MnO — 0,3; CaO — 11,2; Na₂O — 0,7; K₂O — 0,1; P₂O₅ — 0,4.

Авторы объясняют высокое содержание в породах оливина при малой концентрации MgO низким содержанием магния в оливине и пироксене: состав оливина — Fa₄₁₋₇₀, состав Px-En₂₉₋₄₈Wo₁₁₋₃₅Fs₃₁₋₄₆ (напр. En₄₀Wo₂₁Fs₃₉; En₂₉Wo₂₇Fs₄₄; En₃₁Wo₂₃Fs₄₆; En₄₈Wo₁₄Fs₄₁; En₃₄Wo₃₅Fs₃₁).

Таким образом, в случаях несоответствия содержания оливина принятым значениям MgO для того или иного вида базальтов (см. табл. 15) необходимо учитывать состав оливина, а также состав пироксена, в частности энстатитовой составляющей (En).

Следует, однако, подчеркнуть, что в отличие от оливина ни пироксен, ни плагиоклаз сами по себе не могут служить определяющим фактором при классификации базальтов: у пироксена при более-менее постоянном содержании в породе слишком широко варьирует состав, у плагиоклаза, напротив, при относительно постоянном составе отмечаются значительные колебания по содержанию в породе (см. табл. 14).

Лейкобазальты и лейкодолериты отличаются от других видов в основном по малому содержанию MgO — 3-5% и довольно высокому Al₂O₃. Высокая концентрация Al₂O₃ сближает их с высокоглиноземистыми базальтами (вид 8Л), но последние два вида (3Л и 8Л) содержат MgO > 5%.

Виды ильменит-оливиновых и ильменитовых базальтов и долеритов резко отличаются от всех видов базальтов и долеритов по высокому содержанию TiO₂, что несомненно подтверждает их самостоятельность. Вид ильменит-оливиновых базальтов и долеритов (6Л) отличается от вида ильменитовых базальтов и долеритов (7Л) более высоким содержанием MgO.

Двупироксеновые базальты (КРЕЕП-базальты) в отличие от других видов базальтов и долеритов характеризуются наиболее высоким содержанием SiO₂ и Al₂O₃. Наличие же в этом виде двух пироксенов также подтверждает его самостоятельность и облегчает диагностику.

Лунные основные плутонические породы

Лунные основные плутонические породы представлены тремя семействами (табл. 17, вкл.): 1) оливиновых (или пироксеновых) меланогабброидов, 2) габброидов и 3) анортозитов, относимых соответственно к высокомагнезиальному ряду ($MgO = 12 (\pm 1) - 27\%$ при $SiO_2 = 41-48\%$), к умеренномагнезиальному ряду ($MgO = 3 - 12 (\pm 1)\%$ при $SiO_2 = 38-52\%$), к низкомагнезиальному ряду ($MgO = 0-3\%$ при $SiO_2 = 42-50\%$).

Типоморфными \pm существенными минералами семейства оливиновых (или пироксеновых) меланогабброидов являются $Ol, Pl, \pm Cpx, \pm Opx$. Данное семейство состоит из двух видов: 1) оливиновых (или пироксеновых) меланогаббро и 2) троктолитов.

Для первого вида типоморфными \pm существенными минералами являются $Ol, Cpx, Pl, \pm Opx$, для второго — Ol, Pl . Оливиновое (или пироксеновое) меланогаббро — редкая порода на Луне. По имеющимся данным, она встречается только среди образцов "Луны-24" и "Аполлон-12"; второй же вид — троктолит и его разновидности — шпинелевый троктолит отмечены в образцах АЛС-16, 20, "Аполлон-11, 14, 15, 16, 17". Типоморфными \pm существенными минералами семейства габброидов являются $Pl, Cpx, \pm Opx, \pm Ol, \pm Il$. Семейство состоит из 5 видов: 1) оливинового габбро — Ol, Pl, Cpx , 2) ильменит-оливинового габбро — Ol, Pl, Cpx, Il , 3) оливинового норита — Ol, Opx, Pl , 4) габбро — Pl, Cpx , 5) норита — Ol, Opx . Наибольшим распространением среди указанных видов пользуются оливиновое габбро и габбро (АЛС-16, 24; "Аполлон-11, 12, 14, 15, 16, 17"). Отметим, что среди основных пород вулканического класса наиболее широко развиты оливиновые базальты и базальты, самые близкие им по химизму и минеральному составу.

Третье семейство — анортозитов, главным минералом которого является $Pl (\pm Cpx, \pm Opx)$, на Луне представлено одним видом того же наименования. Анортозиты отмечены во всех местах отбора образцов АЛС-16, 20, 24 и "Аполлон-11, 12, 14, 15, 16, 17".

Таким образом, анортозиты среди плутонических пород Луны являются наиболее распространенной породой. Особенно широко они представлены в материковых породах.

Главные особенности минерального, химического состава, а также структур лунных основных плутонических пород приведены в табл. 17. Следует отметить условность выделения некоторых видов. Так, оливиновый норит, оливиновое габбро и норит отличаются в земном варианте по наличию или отсутствию в породе ортопироксена. В то же время данные о наличии в лунных породах ортопироксена зачастую отсутствуют. Не можем мы привести и полной характеристики ильменит-оливинового габбро, которое в соответствии с принципами земной классификации выделено по высокому содержанию в нем ильменита ($> 10\%$).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВИДОВОГО СОСТАВА ЛУННЫХ И ЗЕМНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА

Для сравнения лунных и земных основных вулканических и плутонических пород было использовано более 1000 химических и несколько десятков количественно-минералогических анализов, заимствованных из литературных источников.

Анализы земных пород взяты из следующих районов. Для континентальных областей (включая островные дуги) в СССР: Восточная Сибирь, Урал, Кавказ, Колыский полуостров, Украина, Западная Латвия, Тиман, Дальний Восток, Саяны, Прибайкалье, Средняя Азия, Сахалин, Камчатка, Курильские острова и др., а также для зарубежных территорий: Канады, США, Индии, Шотландии, Чехословакии и др.

По океаническим областям анализы приводятся для следующих регионов: ложе Индийского и Атлантического океанов, Срединный Атлантический хребет, Ньюфаундлендская котловина и др.

Таблица 18

Средний химический состав лунных и земных базальтов и долеритов, %

Компонент	1		2			3		
	Л	В	Л	Б	В	Л	Б	
SiO ₂	$\frac{44,21}{1,74}$	$\frac{43,73}{1,79}$	$\frac{46,36}{1,87}$	$\frac{48,46}{1,65}$	$\frac{47,47}{2,56}$	$\frac{46,67}{1,70}$	$\frac{48,99}{0,96}$	
TiO ₂	$\frac{1,97}{0,90}$	$\frac{1,21}{0,68}$	$\frac{1,98}{0,94}$	$\frac{1,35}{0,50}$	$\frac{1,27}{0,57}$	$\frac{0,71}{0,24}$	$\frac{0,85}{0,25}$	
Al ₂ O ₃	$\frac{8,45}{1,71}$	$\frac{9,68}{2,77}$	$\frac{11,27}{3,42}$	$\frac{15,41}{1,20}$	$\frac{15,23}{1,49}$	$\frac{19,36}{1,67}$	$\frac{19,11}{1,49}$	
Cr ₂ O ₃	$\frac{0,51}{0,27}$	—	$\frac{0,38}{0,23}$	—	—	$\frac{0,20}{0,04}$	—	
Fe ₂ O ₃	—	$\left\{ \begin{array}{l} 13,1 \\ 1,87 \end{array} \right.$	—	$\left\{ \begin{array}{l} 10,00 \\ 1,75 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 11,50 \\ 1,30 \end{array} \right.$	—	$\left\{ \begin{array}{l} 6,99 \\ 1,18 \end{array} \right.$	
FeO	$\frac{20,1}{2,71}$		$\frac{19,5}{3,78}$			$\frac{8,34}{1,39}$		
MnO	$\frac{0,27}{0,05}$	$\frac{0,16}{0,04}$	$\frac{0,25}{0,07}$	$\frac{0,18}{0,04}$	$\frac{0,18}{0,05}$	$\frac{0,13}{0,03}$	$\frac{0,13}{0,03}$	
MgO	$\frac{15,55}{2,03}$	$\frac{18,81}{4,31}$	$\frac{10,03}{1,61}$	$\frac{8,10}{7,40}$	$\frac{8,53}{1,37}$	$\frac{11,38}{1,45}$	$\frac{7,83}{0,65}$	
CaO	$\frac{8,04}{1,10}$	$\frac{8,17}{2,58}$	$\frac{10,23}{0,86}$	$\frac{11,51}{1,01}$	$\frac{9,81}{1,37}$	$\frac{12,20}{0,99}$	$\frac{13,42}{0,91}$	
Na ₂ O	$\frac{0,24}{0,12}$	$\frac{0,96}{0,62}$	$\frac{0,30}{0,12}$	$\frac{2,35}{0,39}$	$\frac{2,17}{0,67}$	$\frac{0,42}{0,04}$	$\frac{1,98}{0,31}$	
K ₂ O	$\frac{0,05}{0,03}$	$\frac{0,28}{0,18}$	$\frac{0,05}{0,03}$	$\frac{0,25}{0,16}$	$\frac{0,66}{0,31}$	$\frac{0,16}{0,05}$	$\frac{0,15}{0,06}$	
P ₂ O ₅	$\frac{0,05}{0,05}$	$\frac{0,14}{0,15}$	$\frac{0,05}{0,04}$	$\frac{0,16}{0,08}$	$\frac{0,17}{0,08}$	$\frac{0,13}{0,06}$	$\frac{0,08}{0,04}$	
Число анализов	24	26	69	56	49	23	15	

Примечание. Л — лунные базальты и долериты; Б — базальты и долериты океанов; В — базальты и долериты континентов. Виды: 1 — пикробазальт и пикродолерит; 2 — оливиновый базальт и долерит; 3 — оливиновый высокоглиноземистый базальт и долерит; 4 — базальт и долерит;

Химические анализы подбирались преимущественно по образцам, для которых известен минеральный состав породы.

С целью сравнения выделенных видов пород Луны и Земли на ЭВМ "Мир-2" были вычислены средние значения 10 петрогенных химических компонентов для каждого вида обеих планет. Проведено также покомпонентное сравнение их состава и составлены диаграммы, отражающие значимые различия (уровень значимости 0,05) в химизме однотипных видов пород Луны и Земли. Вычислены парные коэффициенты корреляции

4			5			6	7	8	
Л	Б	В	Л	Б	В	Л	Л	Л	В
46,11	48,54	49,09	45,81	48,57	47,96	39,45	42,06	48,88	51,10
1,77	1,65	1,56	3,01	2,35	1,53	1,97	2,15	2,06	0,94
2,15	2,11	1,56	3,34	0,56	1,10	12,04	9,58	1,25	1,00
1,56	0,74	0,69	2,09	0,31	0,23	1,19	1,97	0,21	0,12
13,99	14,76	15,25	17,72	20,56	19,14	8,79	10,84	20,53	17,96
1,64	1,56	1,38	1,90	2,93	2,52	0,73	1,81	1,29	0,51
0,18	-	-	0,10	-	-	0,34	0,22	0,20	-
0,09	-	-	0,04	-	-	0,20	0,11	0,05	-
-	$\left\{ \begin{array}{l} 12,4 \\ 1,95 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 11,8 \\ 1,57 \end{array} \right.$	-	$\left\{ \begin{array}{l} 5,59 \\ 3,48 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 10,4 \\ 1,42 \end{array} \right.$	-	-	-	$\left\{ \begin{array}{l} 9,68 \\ 7,08 \end{array} \right.$
17,5			14,70			19,00	18,30	7,79	
1,82			3,04			1,10	1,83	8,03	
0,25	0,20	0,18	0,21	0,13	0,19	0,25	0,22	0,10	0,16
0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,08	0,03	0,07	0,04	0,04
6,11	6,35	6,06	3,66	5,70	4,70	8,97	6,68	7,31	5,26
0,74	0,68	0,66	0,73	0,89	0,77	1,20	0,69	0,62	0,71
12,71	10,63	9,59	13,15	14,17	11,76	10,47	11,37	11,98	9,50
1,24	1,00	1,56	1,62	2,92	0,50	0,49	1,08	1,07	0,50
0,45	2,51	2,48	0,69	1,84	2,54	0,43	0,57	0,87	2,76
0,17	0,27	0,68	0,29	0,43	0,46	0,13	0,14	0,39	0,37
0,10	0,36	0,72	0,24	0,19	0,53	0,10	0,19	0,51	1,01
0,09	0,19	0,38	0,07	0,11	0,19	0,10	0,16	0,05	0,27
0,06	0,22	0,21	0,11	0,05	0,17	0,08	0,13	0,40	0,21
0,06	0,09	0,11	0,07	0,03	0,10	0,06	0,06	0,16	0,06
56	29	59	16	6	12	77	66	10	7

5 – лейкобазальт и лейкодолерит; 6 – ильменит-оливиновый базальт и долерит; 7 – ильменитовый базальт и долерит; 8 – дупироксеновый базальт и долерит. В числителе – среднее арифметическое, в знаменателе – стандартное отклонение.

для однотипных видов пород Луны и Земли и составлены уравнения регрессии, характеризующие их зависимость.

Различие и специфика каждого вида лунных и земных пород наглядно выявляются при сравнительном анализе их химического состава (табл. 18).

Из табл. 18 видно, что лунные пикробазальты и пикродолериты (1Л) отличаются от пикробазальтов и пикродолеритов земных континентов (1В) большим содержанием TiO_2 , MnO , FeO и меньшим Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 . Учитывая возможность улету-

Таблица 19

Средний химический состав лунных и земных (континентальных) основных плутонических пород, %

Компонент	9		10		106*	11		12	13
	Л	В	Л	В	Л	Л	В	Л	Л
SiO ₂	$\frac{43,63}{3,48}$	$\frac{45,47}{3,83}$	$\frac{43,58}{1,51}$	$\frac{44,60}{0,90}$	$\frac{43,42}{0,99}$	$\frac{47,09}{2,30}$	$\frac{46,27}{3,03}$	$\frac{45,78}{1,74}$	$\frac{41,22}{2,53}$
TiO ₂	$\frac{1,16}{1,35}$	$\frac{1,54}{1,02}$	$\frac{0,36}{0,47}$	$\frac{0,07}{0,02}$	$\frac{0,17}{0,05}$	$\frac{1,54}{0,58}$	$\frac{0,83}{0,36}$	$\frac{0,75}{0,58}$	$\frac{4,37}{0,25}$
Al ₂ O ₃	$\frac{9,60}{0,97}$	$\frac{9,62}{2,54}$	$\frac{20,70}{2,65}$	$\frac{18,61}{1,15}$	$\frac{23,09}{1,31}$	$\frac{16,87}{3,89}$	$\frac{17,89}{2,87}$	$\frac{23,95}{1,69}$	$\frac{11,43}{1,92}$
Fe ₂ O ₃		$\frac{13,90}{4,10}$		$\frac{11,10}{3,14}$			$\frac{9,56}{2,57}$		
FeO	$\frac{20,50}{5,22}$		$\frac{5,97}{1,71}$		$\frac{4,84}{0,72}$	$\frac{11,30}{4,76}$		$\frac{6,47}{1,42}$	$\frac{22,6}{1,38}$
MnO	$\frac{0,29}{0,08}$	$\frac{0,19}{0,05}$	$\frac{0,07}{0,03}$	$\frac{0,10}{0,03}$	$\frac{0,07}{0,04}$	$\frac{0,14}{0,07}$	$\frac{0,14}{0,07}$	$\frac{0,08}{0,03}$	$\frac{0,30}{0,07}$
MgO	$\frac{13,56}{2,31}$	$\frac{16,36}{3,74}$	$\frac{16,81}{1,50}$	$\frac{14,74}{2,27}$	$\frac{14,19}{2,18}$	$\frac{10,19}{1,52}$	$\frac{8,41}{1,37}$	$\frac{9,39}{1,34}$	$\frac{10,01}{1,49}$
CaO	$\frac{9,88}{2,10}$	$\frac{10,50}{3,45}$	$\frac{11,54}{1,69}$	$\frac{8,19}{1,82}$	$\frac{13,24}{0,74}$	$\frac{10,66}{1,38}$	$\frac{14,63}{2,30}$	$\frac{13,18}{1,34}$	$\frac{11,44}{1,47}$
Na ₂ O	$\frac{0,24}{0,04}$	$\frac{1,28}{0,51}$	$\frac{0,35}{0,10}$	$\frac{2,09}{0,91}$	$\frac{0,39}{0,09}$	$\frac{0,67}{0,29}$	$\frac{1,65}{0,82}$	$\frac{0,56}{0,29}$	$\frac{0,40}{0,14}$
K ₂ O	$\frac{0,02}{0,02}$	$\frac{0,30}{0,24}$	$\frac{0,07}{0,06}$	$\frac{0,29}{0,12}$	$\frac{0,05}{0,05}$	$\frac{0,38}{0,28}$	$\frac{0,18}{0,08}$	$\frac{0,12}{0,09}$	$\frac{0,06}{0,02}$
P ₂ O ₅	—	$\frac{0,18}{0,11}$	$\frac{0,04}{0,02}$	—	$\frac{0,05}{0,03}$	$\frac{0,33}{0,24}$	$\frac{0,08}{0,05}$	$\frac{0,15}{0,14}$	$\frac{0,04}{0,01}$
Число анализов	5	11	31	5	21	42	19	31	4

Примечание. Л — лунные породы; В — земные (континентальные) породы. Виды: 9 — оливковое меланогаббро; 10 — троктолит; 10б — шпинелевый троктолит; 11 — оливковое габбро; 12 — оливковое высокоглиноземистое габбро; 13 — ильменит-оливковое габбро; 14 — оливковый норит; 15 — габбро; 15б — лейкогаббро; 16 — норит; 17 — анортозит. б — разновидность вида; *шпинелевый троктолит; **лейкогаббро (габброанортозит).

чивания трех последних компонентов в породах Луны, можно сделать вывод, что главное первичное отличие рассматриваемых лунных пород состоит в большей их титанистости и железистости. Как будет показано ниже, эта особенность является характерной чертой и для многих других видов лунных пород.

Повышенная в сравнении с земными аналогами железистость и титанистость лунных пикробазальтов и пикродолеритов проявляется в относительно высокой железистости входящих в их состав оливинов Fe₃₈ — 57 против Fe₁₀ — 25 — в земных, а также в повы-

14		15		156 ^{2*}		16		17	
Л	В	Л	В	Л	В	Л	В	Л	В
$\frac{47,75}{3,38}$	$\frac{48,84}{2,72}$	$\frac{46,60}{2,52}$	$\frac{48,00}{3,03}$	$\frac{45,05}{1,48}$	$\frac{51,73}{1,13}$	$\frac{48,65}{3,17}$	$\frac{49,44}{2,65}$	$\frac{44,39}{1,15}$	$\frac{51,56}{2,04}$
$\frac{1,14}{0,56}$	$\frac{1,01}{0,83}$	$\frac{1,76}{1,25}$	$\frac{1,65}{1,16}$	$\frac{0,29}{0,12}$	$\frac{1,27}{1,09}$	$\frac{1,12}{0,61}$	$\frac{0,84}{0,98}$	$\frac{0,08}{0,07}$	$\frac{0,28}{0,40}$
$\frac{17,62}{3,36}$	$\frac{15,32}{4,70}$	$\frac{14,97}{4,62}$	$\frac{15,99}{1,70}$	$\frac{26,83}{2,31}$	$\frac{21,30}{0,90}$	$\frac{17,17}{1,90}$	$\frac{17,12}{2,45}$	$\frac{33,87}{1,48}$	$\frac{28,07}{3,05}$
$\frac{9,34}{2,15}$	$\left\{ \begin{array}{l} 10,40 \\ 1,31 \end{array} \right.$	$\frac{16,10}{6,25}$	$\left\{ \begin{array}{l} 9,88 \\ 3,34 \end{array} \right.$	$\frac{5,45}{1,61}$	$\left\{ \begin{array}{l} 6,33 \\ 1,68 \end{array} \right.$	$\frac{8,40}{1,53}$	$\left\{ \begin{array}{l} 8,61 \\ 2,91 \end{array} \right.$	$\frac{1,24}{1,06}$	$\left\{ \begin{array}{l} 2,53 \\ 2,13 \end{array} \right.$
$\frac{0,15}{0,08}$	$\frac{0,18}{0,07}$	$\frac{0,20}{0,08}$	$\frac{0,15}{0,06}$	$\frac{0,06}{0,03}$	$\frac{0,09}{0,02}$	$\frac{0,12}{0,02}$	$\frac{0,15}{0,06}$	$\frac{0,02}{0,02}$	$\frac{0,02}{0,02}$
$\frac{12,17}{2,77}$	$\frac{10,65}{5,78}$	$\frac{6,42}{0,78}$	$\frac{6,14}{0,95}$	$\frac{5,89}{1,64}$	$\frac{3,18}{1,19}$	$\frac{11,80}{3,62}$	$\frac{8,88}{2,78}$	$\frac{1,24}{1,12}$	$\frac{1,05}{0,64}$
$\frac{10,37}{1,82}$	$\frac{9,50}{1,32}$	$\frac{12,15}{1,42}$	$\frac{12,45}{3,48}$	$\frac{15,08}{1,30}$	$\frac{11,13}{1,35}$	$\frac{10,31}{1,58}$	$\frac{9,59}{1,78}$	$\frac{18,51}{0,83}$	$\frac{11,74}{2,26}$
$\frac{0,73}{0,48}$	$\frac{2,20}{0,93}$	$\frac{0,45}{0,27}$	$\frac{1,91}{0,93}$	$\frac{0,43}{0,20}$	$\frac{3,18}{1,00}$	$\frac{0,68}{0,29}$	$\frac{2,20}{0,70}$	$\frac{0,43}{0,13}$	$\frac{3,26}{1,01}$
$\frac{0,39}{0,29}$	$\frac{0,57}{0,34}$	$\frac{0,31}{0,56}$	$\frac{0,62}{0,59}$	$\frac{0,07}{0,39}$	$\frac{0,72}{0,45}$	$\frac{0,38}{0,21}$	$\frac{0,34}{0,14}$	$\frac{0,04}{0,03}$	$\frac{0,59}{0,50}$
$\frac{0,27}{0,21}$	$\frac{0,20}{0,16}$	$\frac{0,22}{0,31}$	$\frac{0,18}{0,12}$	$\frac{0,05}{0,03}$	$\frac{0,16}{0,10}$	$\frac{0,32}{0,25}$	$\frac{0,09}{0,04}$	$\frac{0,04}{0,02}$	$\frac{0,09}{0,08}$
5	6	11	23	43	6	5	10	53	10

шенном содержании в них титаносодержащих рудных минералов (5–8% против 2–7% в земных).

Оливиновые базальты и долериты Луны (2Л) отличаются от соответствующего земного океанического вида (2Б) большим содержанием TiO_2 , FeO , MnO , MgO и меньшим — SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 . Почти те же соотношения лунных оливиновых базальтов и долеритов наблюдаются с земными континентальными оливиновыми базальтами и долеритами (2В) — в последних лишь меньше CaO . Минералогически лун-

ные оливиновые базальты и долериты отличаются от земных аналогов повышенной магнезиальностью клинопироксена и значительно большим содержанием (40–60%, против 20–55% в земных) этого минерала. Повышенная железистость и титанистость оливиновых базальтов Луны, по-видимому, обусловлена большим содержанием в них рудных титансодержащих минералов (до 8% против 3–5% в земных).

Высокоглиноземистые базальты и долериты Луны (3Л) отличаются от соответствующего земного океанического вида (3Б) более мафическим составом. В них отмечаются повышенные содержания MgO и FeO и пониженные – TiO₂, CaO, Na₂O.

Лунные базальты и долериты богаче FeO, MnO, CaO и беднее SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, P₂O₅, т.е. они также более мафические, чем земные базальты и долериты. Кроме того, лунные и земные океанические базальты и долериты, в отличие от континентальных, богаче TiO₂. Пониженное содержание в лунных базальтах и долеритах плагиоклаза по сравнению с земными (25–40%, в земных 46–65%), по-видимому, обусловлено недосыщенностью первых кремнеземом и глиноземом. Обогащенность лунных базальтов и долеритов FeO, TiO₂ сравнительно с земными коррелируется с их обогащенностью рудными минералами (5–10%, в земных 2–10%).

Лунные лейкобазальты и лейкодолериты (5Л) богаче земных океанических (5Б) TiO₂, FeO, MnO и беднее Al₂O₃, MgO, Na₂O, а сравнительно с земными континентальными (5В) богаче CaO и беднее SiO₂ и K₂O. Таким образом, намечается тенденция к обогащенности Fe-Ti компонентами и обеднению MgO лейкократового вида лунных базальтов и долеритов сравнительно с соответствующим видом земных пород. Минералогически лунные лейкобазальты и лейкодолериты содержат специфические клинопироксены (клиногиперстен, редко пижонит), чем отличаются от земных (диопсид-авгид, сулсульциевый авгит, авгит).

Лунные ильменитовые разности (7Л) отличаются от оливиновых (6Л) меньшей магнезиальностью, титанистостью, железистостью, что объясняется присутствием в них высокожелезистого оливина (Fa_{30-40}) до 10%.

Лунные двупироксеновые базальты и долериты (8Л), в отличие от земных континентальных двупироксеновых (гиперстеновых) базальтов и долеритов (8В), богаче MgO, Al₂O₃, CaO, P₂O₅ и беднее MnO, FeO, TiO₂, K₂O. Указанное петрохимическое отличие лунных пород можно объяснить магнезиальным составом содержащегося в них ортопироксена и высоким содержанием в плагиоклазе анортитовой составляющей ($An > 80$).

Сравним теперь петрохимические особенности лунных и земных видов плутонических пород (табл. 19).

Лунное оливиновое меланогаббро (9Л) отличается от земного (9В) большим содержанием FeO и MnO и меньшим – MgO, CaO, K₂O, Na₂O, TiO₂.

Троктолиты Луны (10Л) более магнезиальные, кальциевые и титанистые и менее железистые, чем троктолиты Земли (10В). Не исключено, что лунные троктолиты соответствуют земным меланотроктолитам (гарризитам).

Лунное оливиновое габбро (11Л) более магнезиальное и более титанистое сравнительно с земным (11В). Кроме того, в нем больше K₂O и P₂O₅ и меньше Na₂O, CaO. Можно предположить, что на Луне мы имеем дело с оливиновым меланогаббро, более богатым, чем земное, калием и фосфором.

Лунный оливиновый норит (14Л) по химическому составу сходен с земным (14В), отличаясь от последнего лишь меньшей натриевостью.

Лунное габбро (15Л) сравнительно с земным (15В) более железистое и марганцовистое, но менее натриевое. В минеральном составе это проявляется в большем содержании клинопироксена в первом (50–70% против 35–65% в земном).

Лунное лейкогаббро, представляющее лейкократовую разновидность габбро (15БЛ), значительно отличается от земного лейкогаббро – оно более основное и магнезиальное, более кальциевое и глиноземистое, но менее щелочное, чем земное (15БВ).

Лунные нориты (16Л), так же как и оливиновые (14Л), по химическому составу сходны с земными, отличаясь от последних меньшей натриевостью.

Анортозиты Луны (17Л), в отличие от земных (17В), более основные, более кальциевые и глиноземистые, но менее щелочные. В минеральном составе это проявляется в большем содержании анортитовой составляющей в плагиоклазе лунных анортозитов (An_{75-100} , в земных An_{50-90}).

Результаты проведенного изучения показывают следующее.

1. Лунные магматические породы имеют структуры, свойственные земным изверженным породам, образовавшимся из расплава. Характер структур свидетельствует о существовании среди лунных пород двух классов — вулканического и плутонического. О вулканической природе некоторых пород Луны свидетельствуют и непосредственные наблюдения застывших потоков лавы на Луне.

2. Среди лунных магматических пород обнаруживаются аналоги земных пород как в вулканическом, так и плутоническом классе (пикробазальты, оливиновые базальты, собственно базальты, лейкобазальты, меланогаббро, троктолиты, габбро, анортозиты и др.). В данном случае высокая статистическая и геологическая обоснованность выделения земных видов пород косвенно свидетельствует и о надежности выделения их лунных аналогов.

3. Химический состав лунных пород в общем случае более мафический (фемический) — больше MgO , MnO , TiO_2 и часто FeO , чем у соответствующих земных аналогов. Вместе с тем для некоторых видов (нориты, оливиновые нориты) наблюдается почти полная аналогия химизма тех и других. Не исключено, что повышенная мафичность (фемичность) лунных пород по сравнению с земными объясняется формированием первых в обстановке вакуума. Плавление базальтов в вакууме показывает закономерный сдвиг состава расплава в сторону его значительного обогащения Ti , Al , Ca , Mg и обеднения K , Na , Si .

Выводы о наличии дифференцированных рядов пород на Луне и схожести процессов дифференциации магм на Земле и Луне, сами классификационные схемы лунных пород позволяют предполагать наличие на Луне более широкого круга дифференциатов, чем это принято считать в настоящее время. По-видимому, эти породы будут обнаружены при последующих экспедициях на Луну.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ЛУННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Располагая "земноподобной" классификацией лунных магматических пород и используя земной геологический опыт, мы сделали попытку выявить среди первых, по аналогии с земными, естественные формации — сообщества пород, связанных, как предполагается, генетически. Формационный анализ проводится на основе определения "формационного типа", данного Ю.А. Кузнецовым [44, с. 20]: "Магматическая формация — естественная ассоциация изверженных горных пород, закономерно проявляющаяся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры". Формационный тип в понимании Ю.А. Кузнецова [19] приравнивается к понятию "глобальная формация". Формация, проявляющаяся в пределах крупных регионов и в определенное время, именуется региональной формацией [19]. На Луне в принципе возможно выделение и глобальных и региональных формаций магматических пород. Очевидно, что низший член таксономического ряда формаций — конкретные формации, или, как их часто называют, магматические комплексы, на Луне на данной стадии ее изученности не могут быть выделены.

Трудности при формационном расчленении лунных магматических пород очевидны и обусловлены неполнотой наших данных о геологии Луны. В то же время, по резуль-

татам как прямого, так и дистанционного изучения Луны уже на сегодняшний день можно уверенно выделить здесь два крупнейших типа структур, различающихся историей эндогенной активности и магматизмом: "материки" и "моря". Показано также, что экзогенный разброс пород по площади, обусловленный главным образом развитием на Луне импактных взрывных процессов, не является значительным. Поэтому пробы, отобранные из реголита в местах прилунения космических кораблей, довольно объективно отражают видовой состав пород, развитых в окрестностях этих мест. В соответствии с этим определено, что на материках преимущественным распространением пользуются плутонические породы: анортозиты, лейкогаббро, оливиновое высокоглиноземистое габбро, оливиновые нориты, нориты, троктолиты, шпинелевые троктолиты. Вулканические породы здесь развиты более ограниченно. Они представлены двуширокосеновыми базальтами, лейкобазальтами и лейкодолеритами, оливиновыми высокоглиноземистыми базальтами и долеритами, базальтами и долеритами.

В "морях", напротив, преобладают вулканические породы: пикробазальты и пикродолериты, оливиновые базальты и долериты, ильменит-оливиновые базальты и долериты, ильменитовые базальты и долериты. Из плутонических пород здесь наблюдаются: оливиновое меланогаббро, ильменит-оливиновое габбро, габбро.

Формационную идентификацию лунных пород мы разрабатывали с применением методов математической статистики. Исходная выборка лунных пород включала около 500 анализов магматических пород из всех точек прилунения советских и американских аппаратов. Все проанализированные образцы и фрагменты получили индентификацию в соответствии с разработанной нами классификацией и разбавлены по фациальному признаку: на вулканические и плутонические. Метод гистограмм был использован для выявления среди выборки лунных пород по петрохимическим характеристикам дискретностей — совокупностей петрохимических родственных образований.

Были составлены гистограммы для породообразующих окислов. Чтобы изучить сочетание разных величин содержаний компонентов друг с другом, мы прибегли к многомерной гистограмме. С ее помощью исходная выборка лунных пород была разбита на 128 классов с разным сочетанием главных характеристик гистограмм. Эти классы затем были подразделены на группы, различающиеся содержанием наиболее информативных компонентов MgO , TiO_2 , FeO , Al_2O_3 , CaO . Группы представляют собой сообщества химически близких пород и занимают в многомерном пространстве относительно изолированное положение. Подобные петрохимические сообщества отвечают и земным формациям. Это дает основание предполагать, что в данном случае петрохимические сообщества лунных пород также отражают формации.

Проведенные исследования позволили выявить на Луне семь петрохимических ассоциаций магматических пород (табл. 20). При этом выявляется, что в сообщества I, II, III входят наиболее древние по возрасту породы, охватывающие период от $4,6 \pm 0,1$ до 3,9 млрд лет. Они характерны в основном для "материки". Сообщества IV—VII преимущественно "морские". Как видно из табл. 21, "материки" (в основном) сообщества характеризуются высокими содержаниями Al, Ca, в то время как для "морских" сообществ свойственны повышенные содержания мафических (фемических) компонентов — Mg, Fe, Ti.

Предположение о том, что выявленные петрохимические совокупности отвечают реальным лунным формациям, находит подтверждение в закономерном изменении химического и минерального состава пород одного и того же вида в зависимости от принадлежности к той или иной ассоциации. Так, например, оливиновый базальт и базальт, присутствуя в разных совокупностях, в каждой из них характеризуется своими петрохимическими особенностями.

Об этом же свидетельствует фациальная структура лунного магматизма, которая благодаря проявлению импактных процессов отражена в реголите из точек опробования Луны (см. табл. 20). Закономерности в соотношении фрагментов различных фаций в пробах согласуются с представлениями о проявлении на Луне нескольких вулканоплутонических ассоциаций. При этом плутонические породы, отобранные в "морях",

Т а б л и ц а 20

Предполагаемые ассоциации вулканических (В) и plutонических (П) лунных пород

№ ассоциаций	Изотопный возраст пород, млрд лет	Фациальные составляющие ассоциации		Местоположение	Петрохимическая специфика ассоциации (ведущие компоненты)
		Вулканические	Плутонические		
I	> 4,46	Базальт–лейкобазальт	Оливиновое высокоглиноземистое габбро–лейкогаббро (габброанортозит) – анортозит	В: Л-16, 24 А-12, 14 П: Л-20, 24 А-11, 14, 15, 16, 17	Много* Al, Ca; мало Mg, Fe; мало или нормальное содержание Ti
II	4,3±0,1	Оливиновый базальт–оливиновый высокоглиноземистый базальт	Троктолит–шпинелевый троктолит–оливиновое габбро и лейкогаббро–оливиновый норит–анортозит (ANT)	В– Л-20, А-12, 14, 16, 17 П: Л-16, 20, 24 А-12, 14, 15, 16, 17	Много Al, Mg; мало Fe; мало или нормальное содержание Ti, Ca
III	4,2–3,9 (4,1)	Двупироксеновый базальт (KREEP-базальт)	Неизвестно	В– А-12, 14, 15	Много Al, Ca, K
IV	4,0–3,95	Пикробазальт ^{2*} –оливиновый базальт	Перидотит ^{3*} –оливиновое меланогаббро	В: Л–16, 20, 24; А-12 ^{4*} , 14, 15, 17 П: А-12, 14, 15	Много Mg, Fe; мало или нормальное содержание Ti
V	3,8–3,6	Ильменит-оливиновый базальт–ильменитовый базальт	Неизвестно	В А-11, 12, 15, 17	Много Ti, Fe; мало Al, Ca, Mg
VI	3,4–3,1	Оливиновый базальт	Пироксенит	В: Л-16, А-12, 15 П: А-12	Много Mg, Fe; мало Al, Ca, Ti
VII	2,4–2,3 ^{5*}	Оливиновый базальт	Габбро	В: Л-24 А-15 П: А-12	Много Fe; мало Mg, Ca, Al; мало или нормальное содержание Ti

* Много, мало или норма – граничное содержание компонента в петрохимических сообществах.

^{2*} Во многих вулканических ассоциациях, помимо базальта, присутствует и его структурная разновидность – долерит.

^{3*} Дуниты – в ассоциации не включены ввиду их малой представительности. ^{4*} Подчеркнуты точки прилунытия, в пробах которых фрагменты данной фации представлены наиболее широко. ^{5*} Возраст фрагмента габбро из морской пробы "Л-24" ~ 2,4 млрд лет (Л.Л. Шанин и др.), в остальных случаях изотопный возраст пород по данным зарубежных исследователей (Элби, Хейса, Уолкера, Шмитта, Ганкарца, Джулла, Эглингтона и многих других).

практически тождественны материковым, а подчиненные в "материковых" пробах вулканические породы, напротив, петрохимически близки "морским" вулканитам. Поскольку время формирования лунных "материков" и "морей" различно (4,6–3,9 и 3,9–3 млрд лет соответственно), мы предполагаем, что и возраст "подчиненных" аналогов в выявленных вулкано-плутонических ассоциациях должен отличаться от возраста пород того же вида, но развитых преимущественно в иных структурах.

В том случае, когда породы вулканической и соответствующей ей плутонической фации характеризуют исключительно "морья" и отобраны из различных мест посадки,

Таблица 21

Значения содержаний информативных (ведущих) компонентов (в %) в петрохимических сообществах пород Луны

Информативные компоненты	Петрохимические сообщества					
	I			II		
	много*	мало	мало или норма	много	мало	мало или норма
MgO		<0,03– –8,6		8,5– –20,3		
FeO		<0,05– –15,9			3,7– –14,4	
TiO ₂			<0,01– –2,95			0,07– –1,66
Al ₂ O ₃	13,8– –36,0			15,0– –29,0		
CaO	11,6 –19,9					7,2– –14,8
Количество образцов в ассоциации		107			97	

можно предполагать отсутствие между ними комагматичности. Здесь, возможно, искусственно объединены породы различных комплексов.

Некоторые из выделенных ассоциаций напоминают земные. Так, по Вуду [25], материковые анортозитовые и норитовые породы (вторая лунная ассоциация, см. табл. 20) по изменению железистости Fe/(Fe + Mg), составу и содержанию плагиоклаза очень похожи на породы земных расслоенных интрузий. С другой стороны, отличительной особенностью пятой ассоциации является весьма высокое содержание титана, она характерна только для лунных "морей". На Земле аналоги этой ассоциации практически отсутствуют. По-видимому, ассоциация является типоморфной для магматизма лунных "морей".

Разумеется, для решения задачи о выявлении формации не менее важными могли бы являться данные о локальной распространенности пород, образующих сообщества. Очевидно, однако, что сеть опробования лунной поверхности слишком редка для получения достоверных данных, а результаты применения дистанционных методов могут быть использованы лишь с большими поправками из-за выявленной аморфизации поверхностных слоев реголита и связанного с ней изменения альбедо пород.

Разумеется, выделенные сообщества не исчерпывают всего многообразия ассоциаций в лунной коре. Тем не менее и из полученных результатов становится очевидным, что в пределах обеих крупнейших лунных структур образовывались различные формации.

Задача сопоставления петрохимических характеристик магматических пород Луны и земных формаций решалась методами факторного анализа. Мы подобрали из литературных источников для сравнения выборки анализов пород из земных формаций, сопоставимых по видовому составу с породами Луны.

1. Выборка по формациям автономных анортозитов: габбро-анортозитовой (Гренландия, Индия, Кольский п-ов), мангерит-анортозитовой (Каларский, Адирондакский массивы), анортозит-гранитной (Латвийский, Корсуньский, Корсунь-Новомиргородский массивы) (всего 622 анализа).

2. Выборка по формации расслоенных плутонов (680 анализов) (Скергаардский мас-

Петрохимические сообщества

IV			V			VII		
много	мало	мало или норма	много	мало	мало или норма	много	мало	мало или норма
8,69-			5,9-				5,70-	
-26,0			-15,3				-8,69	
15,55-			17,3-			-7,4-		
-24,58			-24,67			-22,25		
		0,29-	3,0-					0,83-
		-2,97	-13,75					-3,0
	2,32-			1,16			8,86	
	-12,5			-11,3			-14,77	
	5,08-			6,8-			9,44-	
	-11,3			-12,40			-11,5	
	103			58			21	

сив, Бушвельдский массив, Чинейский плутон, Иoko-Довыренский массив, Воронежский массив).

3. Выборка по пермо-триасовой трапповой формации Сибирской платформы (545 анализов).

4. Выборка по мезозойской трапповой формации Южно-Африканской платформы (84 анализа).

5. Выборка по рифей-вендской трапповой формации Русской платформы (159 анализов).

6. Выборки по базальтам Атлантического океана (драгировка — 112 анализов, скважины — 170 анализов).

Как видим, пять выборок отвечают региональным формациям, две — (расслоенные плутоны и анортозиты) — глобальным формациям.

Возможность предпринятого сопоставления базируется на предположении, что природные магматические процессы Земли и Луны являются результатом деятельности подобных по основным свойствам эндогенных систем. Естественно, что для корректного математического сравнения систем необходимо, чтобы производные состояний систем были выражены через одни и те же параметры.

В связи с этим на первом этапе решения задачи осуществлялся поиск подобных параметров и выявление соответствующих их значениям состояний сравниваемых природных систем. Параметры были выявлены на основе набора петрохимических характеристик пород, в функциональном изменении которых отражается смена состояний природных систем, фиксирующаяся в закономерном изменении составов последовательно формирующихся пород ассоциации. Причем учитывалось, что искомый параметр должен иметь интервал значений, общий для всех изучаемых объектов, и все признаки должны закономерно изменять свои содержания вдоль оси значений данного параметра. Выбор параметра с подобными свойствами осуществлялся с помощью метода главных компонент факторного анализа.

Факторный анализ был проведен первоначально для массива данных о петрохимических свойствах пород Луны, поскольку именно особенности лунных пород представля-

ют в данной задаче наибольший интерес и в нем мы могли ожидать присутствие всех формационных типов, взятых для сопоставления. Первые четыре главные компоненты выборки Луны со всеми нормирующими параметрами и факторными нагрузками были использованы для вычисления значений тех же главных компонент для каждой конкретной породы земных формаций. Результаты анализа поведения значений главных компонент (факторов) в изучаемых массивах позволили установить что указанным выше требованиям к искомому параметру соответствует в наибольшей степени первый фактор со следующими значениями факторных нагрузок (указаны только значимые): $F(1) = 0,525 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,387 \text{ CaO} + 0,213 \text{ Na}_2\text{O} + 0,212 \text{ SiO}_2 + 0,127 \text{ K}_2\text{O} - 0,502 \text{ FeO} - 0,332 \text{ TiO}_2 - 0,309 \text{ MgO}$. По составу групп (ассоциаций) признаков с альтернативным взаимным поведением данный фактор практически точно совпадает с определяемым многими авторами [1] "фактором кислотно-основного взаимодействия" магматических систем. Фактор подобного состава, по мнению этих исследователей, как раз и отражает динамику изменения признаков в процессе дифференциации магматических очагов. Установлено, что только в интервале значений от 0,0 до +3,5 параметра, оценивающего динамику кислотно-основного взаимодействия, все включенные в процедуру сравнения формации земной коры и ассоциации пород Луны могут быть сопоставлены между собой.

Ранее было обосновано [21, 22], что в качестве математических моделей закономерного изменения признаков в процессе петрогенезиса наиболее продуктивно использование моделей случайных функций вида

$$\Xi(\delta)^{(k)} = \Upsilon(\delta)^{(k)} + \varphi^{(k)}(\delta), \delta \in U^{(k)}, k = 1, 2, \dots, t. \quad (1)$$

В выражении (1): $\Upsilon(\delta)$ — m -мерная детерминированная компонента априорно известного вида — модель закономерного изменения всех признаков в k -м объекте при изменении значений аргумента; $\varphi^{(k)}(\delta)$ — m -мерная случайная функция с нулевым вектором средних, диагональной и конечной ковариационной матрицей — модель случайных флуктуаций; δ — оценка аргумента — значения фактора $F(1)$; $U^{(k)}$ — множество возможных значений аргумента для k -го объекта.

Задача определения меры сходства-различия объектов на основе сравнения функционального поведения признаков в терминах математических моделей может быть сформулирована в виде следующей нулевой гипотезы:

$$H_0: \Upsilon^{(k)}(\delta) - \Upsilon^{(s)}(\delta) = \begin{matrix} 0 \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{matrix} \quad (2)$$

для всех $\delta \in U$, где $U = U^{(k)} \cap U^{(s)}$; $k, s = 1, 2, \dots, t$ при множестве альтернатив

$$H_1: \Upsilon^{(k)}(\delta) - \Upsilon^{(s)}(\delta) \neq \begin{matrix} 0 \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{matrix} \quad (3)$$

хотя бы для одного $\delta \in U$.

Выполнение нулевой гипотезы предполагает точное (с точностью до случайных флуктуаций) совпадение значений содержаний всех признаков при любом заданном значении аргумента на множестве общих значений аргумента для всех объектов. Однако с геологических позиций требования нулевой гипотезы по совокупности признаков излишне жестки, поэтому аналогичные гипотезы были сформулированы и проверены для каждого из окислов:

$$H_0: \Upsilon_j^{(k)}(\delta) - \Upsilon_j^{(s)}(\delta) = 0, k, s = 1, 2, \dots, t, j = 1, 2, \dots, m \quad (4)$$

для всех $\delta \in U$ при множестве альтернатив

$$H_1 : \gamma_j^{(k)}(\delta) - \gamma_j^{(s)}(\delta) \neq 0 \quad (5)$$

хотя бы для одного $\delta \in U$.

Опыт формационного анализа земных пород показывает, что при сравнении разных формационных типов практически всегда отвергаются не только нулевые гипотезы (2), но и гипотезы для каждого из окислов (4). Причина очевидна — в этих гипотезах не учитываются практически неизбежные различия в петрохимических составах однотипных пород, но сформированных в разное время или в разных регионах. В то же время очевидно, что региональные и возрастные различия при проявлении однотипных систем не должны сказываться на скорости (градиенте) изменения петрохимических характеристик. Поэтому для выявления близких по типу магматических систем осуществлялось сравнение объектов относительно сходства-различия скорости изменения содержаний петрогенных окислов в процессе смены значений аргумента (в нашем случае — 1-й главной компоненты, фактора кислотно-основного взаимодействия). Эта задача в терминах модели (1) реализуется проверкой нулевой гипотезы:

$$H_0 : [\gamma^{(k)}(\delta) - M\bar{\xi}^{(k)}] - [\gamma^{(s)}(\delta) - M\bar{\xi}^{(s)}] = \begin{matrix} 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{matrix} \quad (6)$$

для всех $\delta \in U$ при множестве альтернатив

$$H_1 : [\gamma^{(k)}(\delta) - M\bar{\xi}^{(k)}] - [\gamma^{(s)}(\delta) - M\bar{\xi}^{(s)}] \neq \begin{matrix} 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{matrix} \quad (7)$$

хотя бы для одного $\delta \in U$.

В выражениях (7) и (6) $M\bar{\xi}^{(k)}$ и $M\bar{\xi}^{(s)}$ — безусловные математические ожидания для k -го и s -го объектов соответственно. Аналогично записываются нулевые гипотезы и для каждого из окислов:

$$H_0 : [\gamma_j^{(k)}(\delta) - M\xi_j^{(k)}] - [\gamma_j^{(s)}(\delta) - M\xi_j^{(s)}] = 0 \quad (8)$$

для всех $\delta \in U$ при множестве альтернатив

$$H_1 : [\gamma_j^{(k)}(\delta) - M\xi_j^{(k)}] - [\gamma_j^{(s)}(\delta) - M\xi_j^{(s)}] \neq 0 \quad (9)$$

хотя бы для одного $\delta \in U$.

Проверка всех нулевых гипотез осуществлялась с помощью комплекса программ CLARON (программист А.М. Ронина, ИМГРЭ) попарным сопоставлением объектов с последующим построением дендрограмм сходства-различия как по величине ("петрохимия"), так и по градиенту изменения содержаний ("эволюция") каждого окисла или любого сочетания окислов.

В результате сравнения семи выборок формаций Земли и пород Луны было установлено, что все сравнивавшиеся формации Земли отличаются от пород Луны по содержаниям совокупности петрогенных окислов ("петрохимия") и по характеру трендов их изменения ("эволюция"). Однако различия эти неоднозначны для разных окислов и их сочетаний.

Выделяется группа окислов, по содержанию которых породы Луны обособляются от всех анализируемых земных выборок. В эту группу входят: Al_2O_3 , FeO , CaO , Na_2O и K_2O . Но и эта группа неоднородна: по содержанию Al_2O_3 , CaO и Na_2O (плагиоклазовая компонента) "расслоенные интрузии" Земли отличаются от остальных выборок Земли и приближаются к породам Луны.

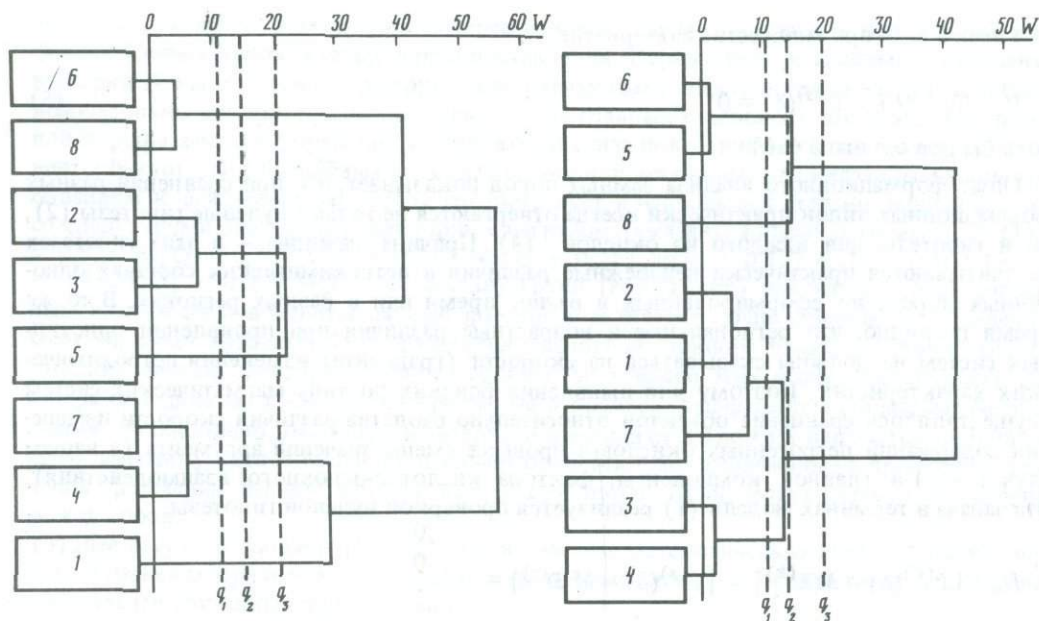


Рис. 19. Дендрограмма меры сходства-различия формации Земли и пород Луны по содержанию MgO (петрохимия) в разновидностях пород с одинаковым значением фактора кислотно-основного взаимодействия

W — значения критерия; q_1, q_2, q_3 — уровень значимости ($q_1 = 0,05; q_2 = 0,01; q_3 = 0,001$). Формации Земли: 1 — траппы Русской платформы; 2 — базальты из скважин Атлантического океана; 3 — базальты Атлантического океана (драгирование); 4 — траппы Сибири; 5 — расслоенные интрузии; 6 — траппы Южной Африки; 7 — анортозиты; 8 — породы Луны

Рис. 20. Дендрограмма меры сходства-различия формаций Земли и пород Луны по содержанию TiO_2 (петрохимия) в разновидностях пород с одинаковым значением фактора кислотно-основного взаимодействия

Условные обозначения см. на рис. 19

По результатам сравнения содержаний SiO_2, TiO_2 и MgO выделяются различные группировки формаций Земли и Луны. При сравнении содержаний MgO наибольшее сходство фиксируется для Луны и траппов Южной Африки (см. рис. 19). По результатам сравнения содержаний TiO_2 четко выделились две группы объектов. В одну группу объединились породы Луны и две земные формации: траппы Южной Африки и расслоенные интрузии (рис. 20).

Сравнение поведения содержаний SiO_2 также привело к подразделению объектов на две группы с высоким уровнем различий между ними. Одну из обособленных групп составляют две трапповые формации (Русской платформы и Южной Африки), а другую — остальные формации с породами Луны.

Сравнение характера трендов изменения содержаний окислов в зависимости от фактора кислотно-основного взаимодействия позволило в первую очередь выявить группу окислов, поведение которых при формировании пород Луны резко отличается от поведения в магматических процессах Земли. Наиболее сильно различие в поведении содержаний Na_2O . Во всех изученных формациях Земли содержание Na_2O постоянно и закономерно возрастает вдоль оси значений фактора кислотно-основного взаимодействия (рис. 21). В то же время для всего участвующего в данной процедуре комплекса пород Луны характерно стабильное содержание этого окисла вне зависимости от величины значений аргумента. Подобная же, но более слабо выраженная картина наблюдается и при сравнении трендов изменения содержаний SiO_2 .

Градиент изменения содержаний окислов: Al_2O_3, FeO, MgO, K_2O — более высок для

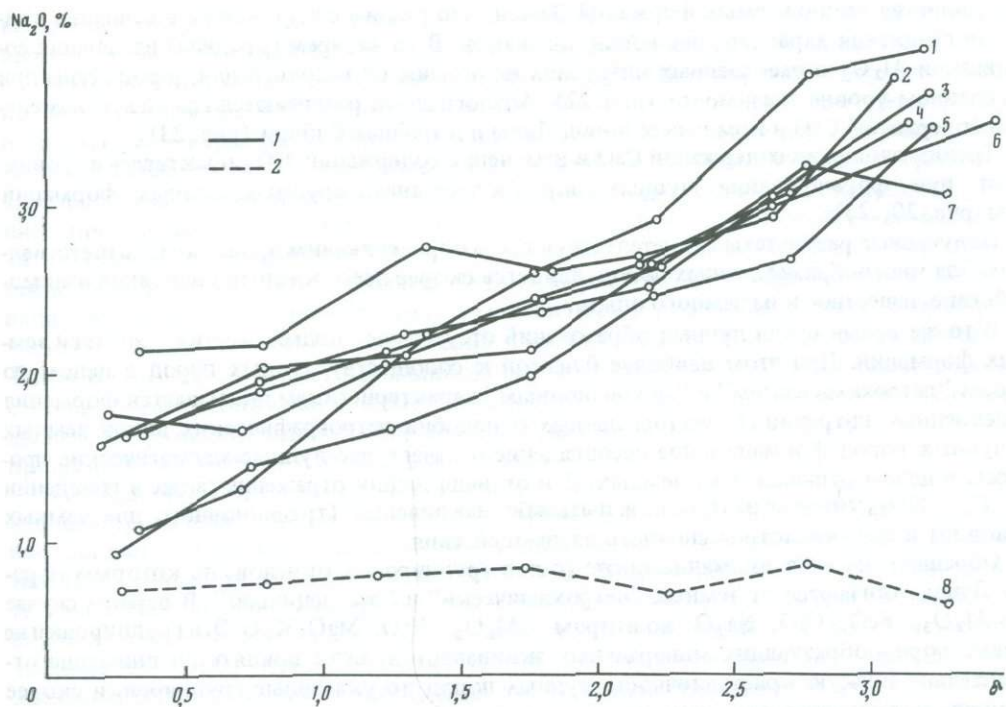


Рис. 21. Графики изменения содержаний Na_2O в формациях Земли (1) и породах Луны (2) вдоль оси фактора кислотно-основного взаимодействия (δ)
1-8 — см. на рис. 19

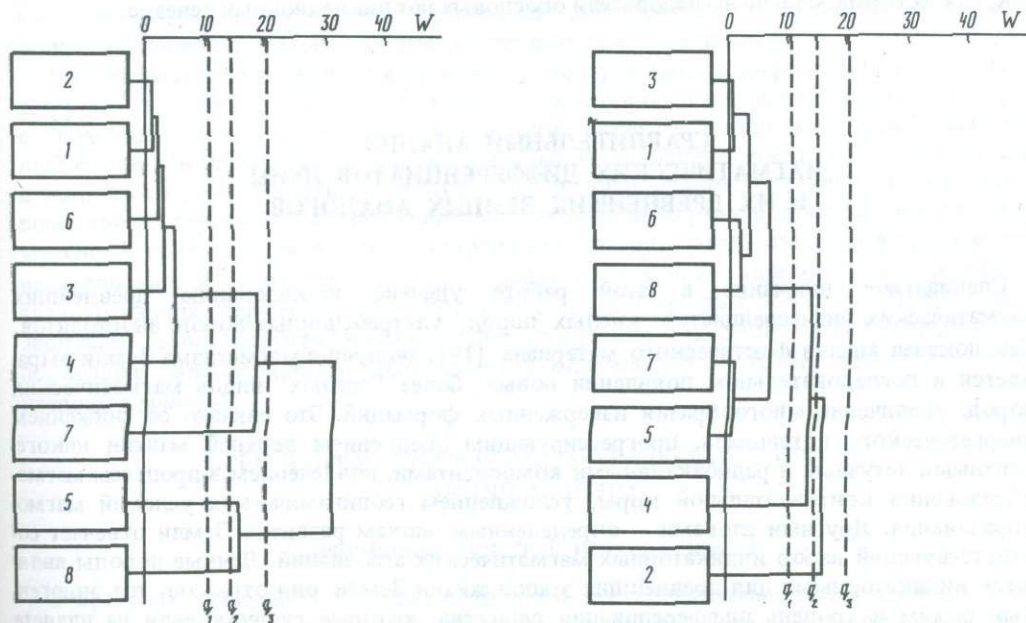


Рис. 22. Дендрограмма меры сходства-различия градиента изменения содержаний Al_2O_3 (эволюция) вдоль оси значений фактора кислотно-основного взаимодействия
Условные обозначения см. на рис. 19

Рис. 23. Дендрограмма меры сходства-различия градиента изменения содержаний CaO (эволюция) вдоль оси значений фактора кислотно-основного взаимодействия
Условные обозначения см. на рис. 19

большинства сравниваемых формаций Земли. Это различие выражено и в величине критерия сравнения характера эволюции признаков. В то же время градиент изменения содержаний Al_2O_3 в расслоенных интрузиях неотличим от такового для пород Луны при выбранном уровне значимости (рис. 22). Аналогично не различаются градиенты изменения содержаний CaO в комплексе пород Луны и в трапгах Сибири (рис. 23).

Тренды эволюции содержаний CaO и изменения содержаний TiO_2 практически совпадают при формировании лунных пород и всех анализируемых земных формаций (см. рис. 20, 23).

Полученные результаты свидетельствуют, что определяющим процессом, "ответственным" за многообразие лунных пород, является скорее всего кислотно-основное взаимодействие, известное и из земного опыта.

В то же время среди лунных образований отсутствуют подмножества — аналоги земных формаций. При этом наиболее близкой к сообществу лунных пород в целом по своим "петрохимическим" и "эволюционным" характеристикам оказывается формация расслоенных интрузий. С учетом данных о подобии петрографических видов земных и лунных пород формационное несовпадение означает, что лунные магматические процессы в целом отличались от земных. Эти отличия нашли отражение также в поведении Na_2O , SiO_2 , которые на Луне не испытывают накопления (традиционного для земных условий) в ходе кислотно-основного взаимодействия.

Обращает на себя внимание также состав группировок окислов, по которым породы Луны отличаются от земных "петрохимически" и "эволюционно". В первом случае это Al_2O_3 , FeO, CaO, Na_2O ; во втором — Al_2O_3 , FeO, MgO, K_2O . Эти группировки не имеют породообразующих минеральных эквивалентов. Если принять во внимание относительно низкую кристалличность лунных пород, то указанные группировки скорее следует интерпретировать как отражение предкристаллизационного взаимодействия компонентов и разделения расплавов. В этом случае становится вполне объяснимой выявленная наибольшая близость лунных пород земной формации расслоенных интрузий, для которых многие исследователи обосновывают ликвационный генезис.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ДИФФЕРЕНЦИАТОВ ЛУНЫ И ИХ ДРЕВНЕЙШИХ ЗЕМНЫХ АНАЛОГОВ

Специальное внимание в этой работе уделено исследованию древнейших магматических дифференциатов: кислых пород, ультраосновных пород, анортозитов. Как показал анализ фактического материала [19], эволюция магматизма Земли выражается в последовательном появлении новых, более "зрелых" видов магматических пород, увеличение многообразия изверженных формаций. Это связано со снижением энергетического потенциала, прогрессирующим обеднением верхней мантии некогерентными летучими и радиоактивными компонентами, вовлечением в процессы магмообразования континентальной коры, усложнением геодинамических условий магмообразования. Другими словами — определенным эпохам развития Земли отвечает соответствующий набор индикаторных магматических ассоциаций. Данные породы являются индикаторными для древнейших этапов жизни Земли, они отражают тот эндогенный режим и уровень дифференциации вещества, которые существовали на планете на рубежах 4–3,5–3 млрд лет. Комплексное изучение индикаторных пород поэтому необходимо для расшифровки эндогенной обстановки древней Земли.

Очевидно также, что эти породы — вообще одни из древнейших проявлений магматических процессов Земли, которые, как известно, и являются главным механизмом дифференциации планеты. Познание закономерностей эволюции магматизма Земли невоз-

можно без знания начальных стадий его проявления, и изучение древнейших из известных на сегодня магматических пород — необходимый элемент этого познания.

С дифференцирующей ролью магматизма связано и формирование верхней оболочки Земли — ее коры. Состав коры также эволюционировал во времени и представления о начальном ее варианте важны для расшифровки геологической истории Земли. В литературе высказываются различные предположения о составе протокоры: гранитный, анортозитовый, базитовый. Как правило, при этом подразумевается однородное строение коры. Однако концепция изначально холодной Земли при любой схеме аккреции (в том числе и дифференционной), по-видимому, исключает подобное упрощенное представление о протокаре. Очевидно, что разогревание, плавление вещества и образование первичных магм должно было реализоваться в разных по составу и глубине залегания участках Земли. Соответственно и состав выплавок должен был различаться. Такой подход не исключает предположения о превалирующей роли выплавок близкого состава (и соответствующих пород протокоры). В связи с этим совместное изложение данных по разнообразным древнейшим породам Земли может оказаться полезным и при разработке проблемы земной протокоры.

Наконец, изучение кислых пород, ультраосновных пород, анортозитов в их древнейшем проявлении интересно и в петрологическом плане. Кислые и ультраосновные породы могут представлять, как о том свидетельствуют геологические и экспериментальные данные, крайние члены единого ряда дифференциации. Анортозиты замечательны своим анхимономинеральным составом. Очевидно, что ранние магматические породы заведомо образовались без активного контаминирующего влияния вещества сиалической коры. Они поэтому могут служить эталоном процессов выплавления и эволюции расплавов чистой линии. Здесь мы бы хотели обратить внимание на то обстоятельство, что все названные дифференциаты проявились на Земле уже в значительных объемах. Не исключено, что формирование значительных объемов от дифференцированного однородного магматического вещества возможно лишь в определенной геодинамической обстановке. Названные древнейшие дифференциаты фиксируют тогда достижения эволюционирующей планетой соответствующего состояния.

Все направления в вещественном изучении древнейших дифференциатов, однако, затруднены в связи с более поздними преобразованиями последних. Кроме того, даже с "помощью" этих дифференциатов все равно остается "непробованным" значительный отрезок в жизни Земли. Эти обстоятельства заставляют искать еще более древние и привлекать для сравнения кайнотипичные аналоги. Общим условиям отвечает лунное вещество, которое как было показано выше, по многим характеристикам близко к земному. Оно и используется в первую очередь как сравнительный материал в проведенном исследовании. В некоторых случаях в сравнительном плане описаны и фанерозойские аналоги ранних дифференциатов. Сопоставление с ними дает возможность проследить эволюцию самих петрографических типов во времени и на этой основе "вычислить" недостающие характеристики исследованных образований и их вероятных еще более древних аналогов.

ДРЕВНЕЙШИЕ КИСЛЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

ДРЕВНЕЙШИЕ КИСЛЫЕ ПОРОДЫ ЗЕМЛИ

В пределах докембрийских щитов многими исследователями выделяется два крупных типа структур — высокометаморфизованные, или гранулито-гнейсовые области (ГГО), и низкометаморфизованные, или гранит-зеленокаменные области (ГЗО).

Основной объем (80–90%) ГЗО составляют разнообразные граниты и гнейсы, остальное приходится на осадочно-вулканогенные породы, локализованные в синформных структурах различной формы и размеров, получивших название зеленокаменных поясов. Степень метаморфизма пород, слагающих ГЗО, варьирует от преобладающей амфи-

болитовой и эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой в супракрустальных комплексах зеленокаменных поясов. В тектоническом плане ГЗО преобладают купольные структуры [42].

В ГГО резко преобладают по объему сложнодеформированные полифазные кварц-полевошпатовые гнейсы среднего-кислого состава. Супракрустальные образования, составляющие незначительный объем ГГО, представлены преимущественно метасадочными породами. В ряде регионов отмечено существование двух разновозрастных (ранне- и позднеархейских) супракрустальных комплексов. Характерны для ГГО также различные по размерам расслоенные магматические массивы [40, 42]. Степень метаморфизма пород ГГО варьирует от средней амфиболитовой до верхней гранулитовой фаций. Тектоническое строение ГГО определяется линейным планом структур [42].

Проблема взаимоотношений ГГО и ГЗО широко обсуждается в литературе. Существуют три главные точки зрения на эти соотношения [42].

1. ГГО отличаются от ГЗО по возрасту и тектоническим условиям своего формирования.

2. ГГО и ГЗО — разновозрастны, ГГО представляют глубинно-коровые эквиваленты ГЗО.

3. ГГО и ГЗО разновозрастны, но соответствуют разным тектоническим обстановкам.

Раннеархейские комплексы пород ГГО с изотопными возрастными 3,6—3,8 млрд лет, в составе которых преобладают метаморфические породы кислого состава, известны в большинстве регионов докембрийских щитов как на территории СССР, так и за рубежом. Однако в большинстве регионов более поздняя активная эндогенная переработка практически уничтожила первичные геологические и структурно-вещественные характеристики раннеархейских пород. По-видимому, единственной известной на сегодня ГГО, характер обнаженности и степень изученности которой позволяют расшифровать первичные геологические соотношения, является Юго-Западная Гренландия. Мы приведем здесь краткую характеристику этого района по литературным данным. С другой стороны, датировки первых кислых магматитов в наиболее древних ГЗО составляют ~3,5 млрд лет; при этом породы по большей части сохраняют первичные особенности геологического положения, структурно-текстурные и вещественные характеристики. Кислые магматиты ГЗО изучались нами на примере Среднеприднепровской ГЗО. По своим геологическим характеристикам Среднеприднепровская структура сходна с другими гранит-зеленокаменными областями Земли. При обсуждении геологического положения ранних кислых пород в ГЗО и их петрогеохимической характеристики мы привлекли данные по хорошо изученным древнейшим ГЗО восточной части блока Пилбари (Западная Австралия) и Каапваальского кратона (Южная Африка).

Раннеархейские кислые породы ГГО Юго-Западной Гренландии

Наиболее детально геологически и геохронологически изученный архейский гнейсовый комплекс, в состав которого входят раннеархейские породы с изотопным возрастом 3,6—3,8 млрд лет, располагается на западном побережье Южной Гренландии в районе Буксе-Фьорда—Готхоб-Фьорда—Исуа. Более 80% комплекса сложено кварц-полевошпатовыми гнейсами. Предполагается, что они образовались за счет интрузивных пород гранитного состава по крайней мере двух периодов внедрения 3,7 и 3,1 млрд лет назад (гнейсы Амитсон и гнейсы Нук соответственно) [46]. Супракрустальные породы (раннеархейские ~3,8 млрд лет — серия Исуа и ассоциация Акилия и позднеархейские > 3,05 млрд лет — серия Малене) представлены метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами [46]. Разновозрастные мафические дайки и расслоенные габбро-анортозитовые интрузии составляют ~5% объема гнейсового комплекса. Архейские породы описываемого района претерпели разновозрастные этапы метаморфизма в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации. Суммарная последовательность архейской истории района Готхоб приведена в табл. 22.

Кислые супракрустальные породы серии Исуа. Останцы супракрустальных пород в

Таблица 22

Последовательность архейских геологических событий района Готхоб Западная Гренландия [164]

События	Литология	Возраст, млрд лет
Внедрение комплекса гранитов Коркут	Граниты, пегматиты	2,53
Метаморфизм, метасоматоз и интрузивная активность	Малые гранитные интрузии	2,7
Метаморфизм, достигающий в некоторых районах гранулитовой фации		2,8
Надвиговые тектонические движения, синтетоническое внедрение протолитов гнейсов Нук, полифазная деформация	Тоналитовые, трондьемитовые и гранодиоритовые гнейсы	3,1–2,9
Интрузивная активность	Стратиформные анортозитовые sillы	
Отложение супракрустальных толщ Малене	Мафические лавы, терригенные осадки, дометаморфические породы для кварц-кордиеритовых гнейсов	3,05
Внедрение даек Амералик	Мафические дайки	
Метаморфизм, достигающий в части площади гранулитовой фации	Кварц-монзонитовые и ферродиоритовые гнейсы	3,6
Внедрение протолитов серых гнейсов Амйтсок	Тоналитовые, трондьемитовые и гранодиоритовые гнейсы	3,7–3,8
Отложение супракрустальных толщ серии Исуа и ассоциации Акилиа	Основные кислые и ультрамафические лавы, терригенные и хемогенные осадки	3,8

гнейсах Амйтсок объединяются в серию Исуа в районе Исукасия и в ассоциацию Акилиа за его пределами [162]. Ассоциация Акилиа представлена метабазами с подчиненным количеством ультрабазитов, железистых кварцитов и парагнейсов. Большая часть супракрустальных пород Акилиа метаморфизована в условиях амфиболитовой фации, в некоторых крупных блоках базит-ультрабазитового состава фиксируются реликты гранулитовой фации [46, 162].

Наиболее крупный и хорошо сохранившийся блок раннеархейских осадочно-вулканогенных толщ располагается в районе Исукасия. Здесь супракрустальные породы слагают пояс, имеющий форму неполного овала диаметром от 12 до 25 км и окружающий куполообразную область, сложенную гнейсами Амйтсок (рис. 24) [173]. Возрастные соотношения ранних тоналитовых гнейсов Амйтсок и пород Исуа являются предметом дискуссий. В некоторых участках в супракрустальных породах фиксируются рвущие силлообразные тела тоналитовых гнейсов [173, 174], которые по строению, составу и изотопии отвечают ранним фазам гнейсов Амйтсок. Геохронологические данные, полученные Rb–Sr, U–Pb, Pb–Pb и Sm–Nd методами по породам Исуа, определяют время их формирования в интервале 3,7–3,8 млрд лет назад [94, 143, 168 и др.].

Супракрустальный комплекс Исуа сложен амфиболитами, по составу отвечающими железистым толеитам, железистым кварцитом, известково-силикатным сланцем и метаосадочными и метавулканогенными породами среднего–кислого состава. В разных частях пояса присутствуют метаморфизованные пластовые интрузии основного (амфибол-альбит-хлоритовые сланцы) и ультраосновного состава. Наиболее ранний фиксируемый метаморфизм супракрустальных пород в районе Исукасия протекал в условиях амфиболитовой фации ($T = 550^{\circ}\text{C}$, $P \approx 5$ кбар) [104].

Согласно разработанной стратиграфической схеме [173] породы кислого состава слагают верхнюю часть разреза супракрустальной толщи Исуа и представлены двумя формациями: нижней А6 и верхней Б1.

В основании формации А6 залегает горизонт мелкозернистых мусковит-биотит-

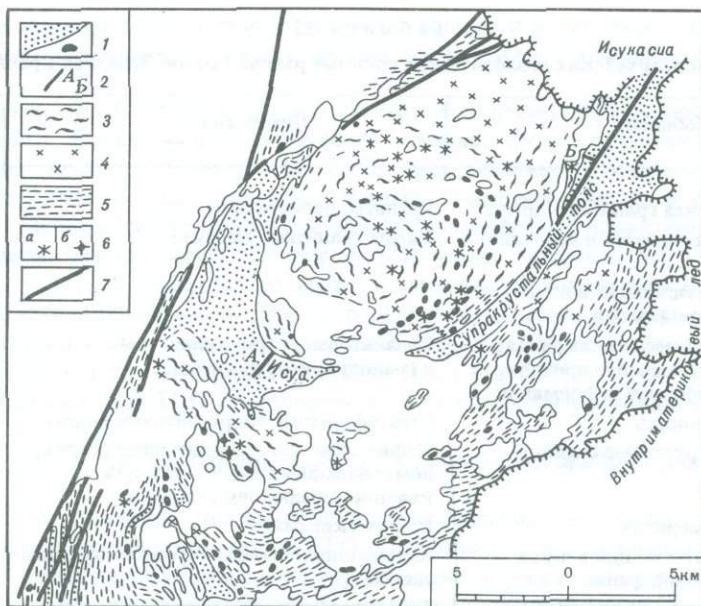


Рис. 24. Геологическая карта района Исуа [174]

1 — супракrustальные породы серии Исуа; 2 — участки выделения стратиграфических разрезов последовательностей А и В; 3 — слабодеформированные тоналитовые гнейсы ("серые гнейсы"); 4 — слабодеформированные гранитные гнейсы ("белые гнейсы"); 5 — сильнодеформированные полосчатые гнейсы; 6 — сильнодеформированные полосчатые гнейсы: а — мафические дайки, б — горнблендиты; 7 — протерозойские разломы

кварц-плагиоклазовых пород с подчиненным количеством граната, калиевого полевого шпата, карбоната и редко — турмалина. Этот горизонт содержит редкие зерна измененного частично микрогранулированного плагиоклаза размером до 5 см (метагравакки и мелкозернистые (granule) конгломераты). Литологический состав залегающей выше по разрезу толщи варьирует по латерали. В южной части пояса она представлена пачкой грубоконгломератовых пород, состоящей из продолговатых светлых вытянутых фрагментов различных размеров, погруженных в однородную темную мелкозернистую матрицу сильно обогащенных карбонатом мусковит-биотит-кварцевых и плагиоклазовых пород. Фрагменты сложены мелкозернистым мусковит-кварц-полевошпатовым агрегатом с различным количеством карбоната, содержащим крупные зерна частично замещенного мусковитом калиевого полевого шпата и кварца. Сходные по составу фрагментам породы слагают маломощные (10–20 см) прослои, перемежающиеся мелкозернистой темной матрицей. В восточной части пояса фрагменты уменьшаются в размерах, приобретают сильно уплощенную форму и располагаются в горизонтах, переслаивающихся с мелкозернистыми светлыми биотит-мусковит-кварц-плагиоклазовыми породами. В северной части пояса грубоконгломератовые породы отсутствуют, и верхняя часть формации АБ сложена мелкозернистыми слоистыми биотит-мусковит-кварц-плагиоклазовыми породами, содержащими в отдельных участках горизонты массивных пород близкого петрографического состава.

Формация Б1 сложена мелкозернистыми породами с мощностью слоев от 2 до 10 см, состоящими из плагиоклаза, кварца, мусковита и биотита с редкими крупными зернами плагиоклаза, возможно, обломочного происхождения. В нижней части разреза формации хорошо развита градационная слоистость. Среди слоистых кислых пород присутствуют также прослои гранатсодержащих слюдястых сланцев, мощности которых увеличиваются в верхней части разреза формации Б1 [173].

Наблюдаемая в разных частях пояса Исуа градационная слоистость в кислых породах

свидетельствует об их осадочном происхождении из турбидитовых потоков. Мелкозернистые фельзитовые структуры кислых пород и отсутствие в них крупнозернистого обломочного кварца свидетельствуют, что источником для этих осадков служили скорее вулканические, чем плутонические породы кислого состава [173]. Происхождение грубоконгломератовых толщ дискуссионно. Предполагается образование их за счет терригенных конгломератов, в которых фрагменты представляют собой обломки кислых вулканитов, или за счет существенно вулканогенной толщ, фрагменты внутри которой представляют агломератовый материал или тектонически разобщенные изначально однородные лавовые потоки [5, 173]; массивные прослои среди тонкослоистых пород кислого состава рассматриваются как вулканиты [173].

При вариациях содержаний SiO_2 — 62–69% и Al_2O_3 — 14–16% большинство кислых вулканитов Исуа имеет высокие содержания K_2O — 3,5–10,5% при $\text{Na}_2\text{O} < 1\%$. Вариации содержаний малых элементов не закономерны: Rb — 70–145 г/т, Sr — 17–163, Ba — 130–2130, Zr — 91–150 г/т. Кислые вулканиты сильно обогащены легкими РЗЭ по отношению к хондриту с Ce_N/Yb_N от 14 до 32 при содержаниях Yb, в 3–8 раз превышающих хондритовые, и с незначительной отрицательной аномалией Eu [5, 105, 168, 173]. Аномально высокие содержания K_2O в кислых породах Исуа обсуждаются многими исследователями [5, 173 и др.]. По мнению Натмана и др. [173], низкие содержания Sr и Zr в этих породах не позволяют предполагать их образование за счет первичных щелочных магматитов.

Высокие содержания K_2O при низких Na_2O в породах Исуа рассматриваются как результат либо их выветривания в субэаральных условиях [173], либо щелочной метасоматической проработки [5].

Гнейсы Амитсок. Термин "гнейсы Амитсок" объединяет весьма разнородную по структурным и вещественным особенностям группу гнейсов с изотопным возрастом 3,6–3,8 млрд лет. В наименее деформированных участках в районе Исукасия (см. рис. 24) выделяются две группы раннеархейских гнейсов. Древняя, представленная гнейсами преимущественно тоналитового состава, интродуцирована более молодыми лейкократовыми гнейсогранитами. Тоналитовые и гранитные гнейсы разделены во времени ограниченно распространенными мафическими дайками и последовательно интродуцированы пегматитовыми жилами и дайками метабазитов. Последние параллелизуются с дайками Амералик в районе Готхоб [174]. Изотопный возраст получен для тоналитовых гнейсов (3,70–3,75 млрд лет), гранито-гнейсов (3,6 млрд лет) и пегматитов (3,4 млрд лет) [174]. На большей части территории раннеархейские гранитоиды интенсивно деформированы и превращены в полосчатые и шпиревые полифазные гнейсы тоналит-гранодиоритового состава, в которых различные интрузивные фазы не могут быть уверенно выделены. В районе Буксе-Фьорда раннеархейские полифазные гнейсы интродуцированы микроклиновыми огнейсованными гранитоидами с очковыми структурами, отвечающими по составу обогащенным железом кварцевым монцонитам и диоритам [46, 174]. Их изотопный возраст составляет 3,55–3,50 млрд лет [174].

В наименее деформированных участках самые ранние фазы гнейсов Амитсок ("серые" гнейсы [174]) отвечают по составу тоналитам, гранодиоритовым и диоритовым разности имеют резко ограниченное распространение. Характерно полифазное строение с многочисленными узкими полосами мафических тоналитов, заключенными в преобладающих по объему более лейкократовых разностях. Тоналитовые гнейсы сложены лепидогранобластовым агрегатом плагиоклаза, кварца и биотита (до 20%); в подчиненных количествах присутствуют роговая обманка, появляющаяся в наиболее мафических гнейсах, и микроклин. В отдельных участках тоналитовых гнейсов наблюдаются реликтовые порфиоровые (?) структуры с крупными (до 5 мм) зернами или агрегатами зерен плагиоклаза, окруженными мелкозернистой матрицей. Циркон (обычно зональный), ортит, эпидот, апатит, сфен и рудный минерал в сумме составляют менее 1% объема пород [46, 105, 174]. Содержание петрогенных компонентов в серых гнейсах варьирует: SiO_2 — 55–70%, Al_2O_3 — 14–18, FeO + MgO — 4,0–7,5, TiO_2 — 0,85–0,25,

CaO — 2,5–4,0, Na₂O — 5,0–3,5, и K₂O — 1,5–2,0% [174]. С увеличением содержаний SiO₂ происходит уменьшение содержаний FeO, MgO, TiO₂ и MnO. В содержании большинства малых и редкоземельных элементов в серых гнейсах наблюдаются незакономерные широкие вариации, что связывается с их метасоматической проработкой. Наименее измененные разности серых гнейсов имеют умеренно фракционированное распределение PЗЭ с отношением Ce_N/Yb_N ~ 5. Увеличение Ce_N/Yb_N до 50 за счет главным образом увеличения содержаний легких PЗЭ и в меньшей мере снижения содержаний тяжелых PЗЭ наблюдается в серых гнейсах, подверженных метасоматическому воздействию при образовании гранитных гнейсов. Содержание PЗЭ в метасоматизированных серых гнейсах контролируется появлением в них новообразованного ортита [174].

Гранитные гнейсы ("белые" гнейсы [174]) образуют скопления ветвящихся жил, мощностью обычно < 10 м, основной объем которых (до 30%) приурочен к центральной части гнейсовой области, окруженной супракрустальными породами Исуа в районе Исуакасия [174]. "Белые" гнейсы в наименее деформированных участках — равномерно-среднезернистые породы, сложенные гранобластовым агрегатом калиевого полевого шпата и плагиоклаза с небольшим (< 10%) количеством ориентированных листочков биотита [174]. По петрохимическому составу белые гнейсы отвечают гранитам с содержаниями SiO₂ — 70–75%, Al₂O₃ — 13–15, CaO < 1,5, Na₂O — 2,5–4,5 и K₂O — 3,0–7,0%. Характерны высокие содержания Rb, Sr и Ba и сильно фракционированное по отношению к хондриту распределение PЗЭ с отношением Ce_N/Yb_N ~ 50 при содержаниях Yb, в 2–3 раза превышающих хондритовые [176].

Ранние кислые породы ГЗО Среднего Приднепровья

В строении гранит-зеленокаменной области Среднего Приднепровья выделяется два крупных комплекса пород: собственно гранит-зеленокаменный и гнейс-мигматитовый (рис. 25).

Гнейс-мигматитовый комплекс включает обширные поля разнообразных по составу гнейсовидно-полосчатых гранитоидов и мигматитов, относимых в стратиграфической региональной схеме к днепропетровскому комплексу. Среди днепропетровских гранитоидов встречаются многочисленные в разной степени переработанные останцы метаморфических пород базит-ультрабазитового и тоналит-трондьемитового состава, которые объединяются большинством исследователей Среднего Приднепровья в аульскую серию [47, 57].

Гранит-зеленокаменный комплекс объединяет вулканогенно-осадочные толщи зеленокаменных структур и обрамляющие их тоналит-трондьемитовые плутоны. Зеленокаменные структуры сложены осадочно-вулканогенными породами конкско-верховцевской серии, в объеме которой выделяются (снизу вверх) конкская, белозерская и тепловская свиты [56]. Вулканыты и ассоциирующие с ними гипабиссальные интрузии среднего-кислого составов приурочены главным образом к верхам вулканогенного разреза конкской свиты и низам терригенно-осадочного разреза белозерской свиты. Степень метаморфизма пород конкско-верховцевской серии варьирует от амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций в бортовых частях структур до зеленосланцевой в их центральных частях. Тоналит-трондьемитовые плутоны, располагающиеся в обрамлении зеленокаменных структур, согласно существующей региональной схеме объединяются в сурский комплекс. Эти плутоны прорывают нижние части разреза конкской свиты, непосредственные соотношения их с кислыми вулканитами верхов разреза конкской свиты неизвестны. В районе Белозерской структуры установлено налегание пластов гравелитов и песчаников белозерской свиты на трондьемиты, относимые к сурскому комплексу [16]. В краевой части Сурского тоналитового массива содержатся ксенолиты плагиогранитоидов, параллелизуемых с ультраметабазитовыми гранитоидами днепропетровского комплекса [15, 16].

Последовательность эволюции Среднеприднепровской ГЗО и место в ней ранних кислых пород является предметом дискуссии [37, 47, 55, 57]. Непосредственные геологи-

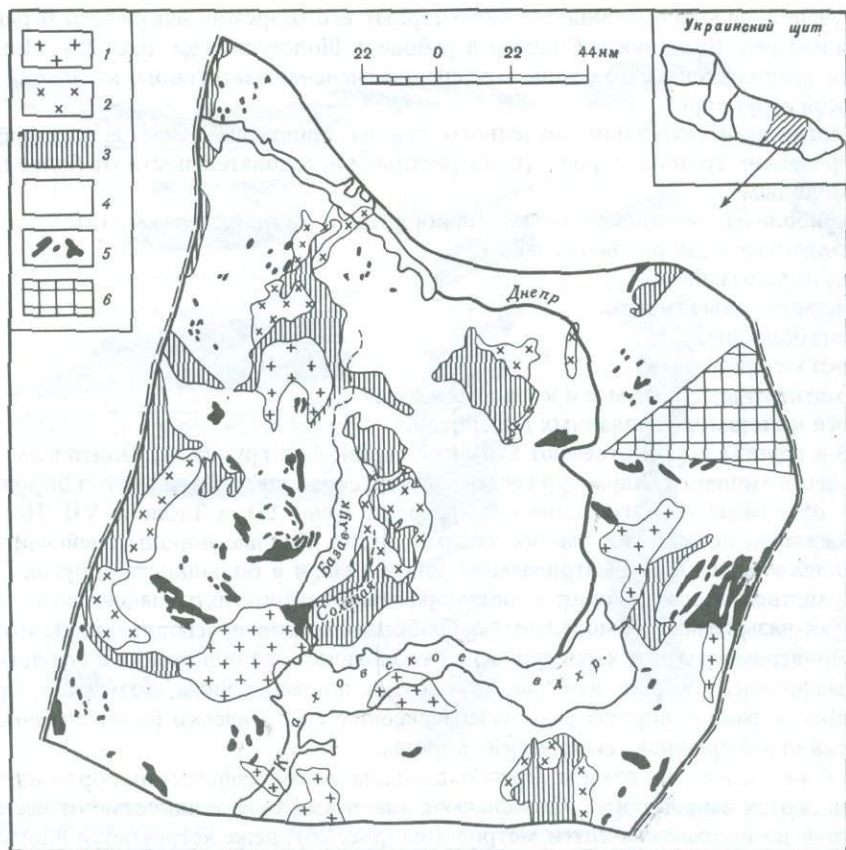


Рис. 25. Схематическая геологическая карта гранит-зеленокаменной области среднего Приднепровья 1 — гранитные плутоны, токовский комплекс; 2 — тоналит-трондьемитовые плутоны, сурский комплекс; 3 — зеленокаменные пояса, конкско-верховцевская серия; 4 — гнейсовидные гранитоиды и мигматиты, днепропетровский комплекс; 5 — амфиболито-гнейсовая ассоциация, Аульская серия; 6 — гранулиты Славгородской глыбы

ческие данные, позволяющие решить вопрос о возрастных соотношениях пород гнейс-мигматитового комплекса с вулканитами зеленокаменных структур, отсутствуют [47]. Как показывают исследования последних лет (Бобров и др., 1987 г.; Артеменко и др., 1987 г.; неопубликованные данные авторов), кислые вулканиты зеленокаменных структур и обрамляющие тоналит-трондьемитовые плутоны, возможно, являются разновозрастными образованиями единой вулканоплутоновой ассоциации. Если так, то наличие ксенолитов ультраметагенных гранитоидов в тоналитах сурского комплекса может свидетельствовать о существовании в ГЗО Среднего Приднепровья двух разновозрастных групп кислых пород: ранней в гнейс-мигматитовом и поздней в гранит-зеленокаменном комплексах. Однако имеющиеся изотопно-геохронологические данные по ГЗО Среднего Приднепровья показывают, что процессы формирования всех кислых пород гнейс-мигматитового комплекса во времени были тесно сопряжены с процессами заложения и эволюции гранит-зеленокаменного комплекса.

Ниже на основании результатов наших работ с привлечением материалов других исследователей охарактеризованы метаморфические породы и гранитоиды гнейс-мигматитового комплекса, кислые магматиты конкской свиты зеленокаменных структур и тоналиты сурского комплекса.

Гнейс-мигматитовый комплекс. Особенности геологического положения и вещественного состава кислых пород гнейс-мигматитового комплекса рассмотрены по резуль-

татам изучения одного из наиболее характерных его разрезов, вскрытого береговыми обнажениями рек Базавлук и Соленая в районе с. Шолохово (см. рис. 25). Исследованный район расположен вблизи зоны сочленения гнейс-мигматитового комплекса с Чертомлынской структурой.

В геологическом строении изученного района принимают участие разнообразные петрографические группы пород (в возрастной последовательности от более древних к более молодым).

1. Амфиболиты, меланократовые амфиболиты и актинолит-тремолитовые сланцы.
2. Тоналитовые и диоритовые гнейсы.
3. Эпидотовые гнейсы.
4. Трондьемитовые гнейсы.
5. Метагабброиды.
6. Дайки метадолеритов.
7. Пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы.
8. Дайки неметаморфизованных долеритов.

1-ая—3-я группы пород отвечают аульской серии, 4-ая группа — гранитоидам днепровского комплекса. Характер геологических соотношений этих групп пород демонстрируют отдельные геологические план-разрезы (рис. 26) и Таблица VII. Настоящий раздел посвящен петрологии ранних кислых пород. Кислые породы гнейс-мигматитовых комплексов как в рассматриваемом районе, так и в большинстве других ГЗО тесно пространственно ассоциируют с метаморфитами мафит-ультрамафического состава, образуя так называемые бимодальные амфиболит-гнейсовые ассоциации. Поэтому в начале мы приведем краткую характеристику геологического положения и вещественного состава мафических пород, которые, как будет показано ниже, возможно, представляют наиболее ранние породы разреза, вмещающие геологически более поздние, в разной степени огнейсованные, сиалические породы.

Мафические породы. Преобладающим типом мафических пород изученного района являются амфиболиты. Они слагают пластовые тела мощностью от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров (см. рис. 26), реже встречаются в виде линзовидных останцов среди тоналитовых и трондьемитовых гнейсов. Амфиболиты по всему объему мощных тел имеют однородно-мелкозернистые текстуры. Это позволяет предполагать скорее вулканическое, чем плутоническое происхождение протолитов амфиболитов, хотя каких-либо надежных тектурных признаков первично туфогенного или вулканогенного их происхождения не обнаружено. Преобладающая часть маломощных прослоев амфиболитов отчетливо приурочена к краевым частям более мощных амфиболитовых тел и, по-видимому, является пластовыми останцами, отторгнутыми от более мощных амфиболитовых тел первично вулканогенной природы. Часть маломощных пластовых тел, расположенных изолированно среди гнейсов, является, возможно, метаморфизованными базитовыми дайками.

Амфиболиты — мелкозернистые, зеленовато-черные однородные, реже слабополосчатые породы с хорошо развитыми сланцеватыми текстурами и гранобластовыми структурами. Преобладающая часть амфиболитов сложена роговой обманкой (50—70%) и плагиоклазом (An_{35-45}) — 30—50% с подчиненным количеством кварца (1—3%) и аксессуарными количествами эпидота, сфена, пирита, рутила, циркона, апатита и карбоната. В отдельных участках в крупных амфиболитовых телах встречаются маломощные (до 1—2 м) прослои и полосы, обогащенные эпидотом (до 15%). В эпидотсодержащих амфиболитах обычно в заметных (до 1%) количествах присутствуют сфен, апатит и карбонат. Маломощные пластовые тела амфиболитов, заключенные среди тоналитовых гнейсов, а также краевые части крупных амфиболитовых тел в зонах контактов с последними в разной степени биотитизированы. В таких участках амфиболиты сложены роговой обманкой (65—70%), практически нацело сосскритизированным плагиоклазом (15—20%), ориентированными листочками биотита (1—3%) и мелкозернистым гранобластовым агрегатом альбит-олигоклаза (< 5%), кварца (5%) и калиевого полевого шпата (до 1%).

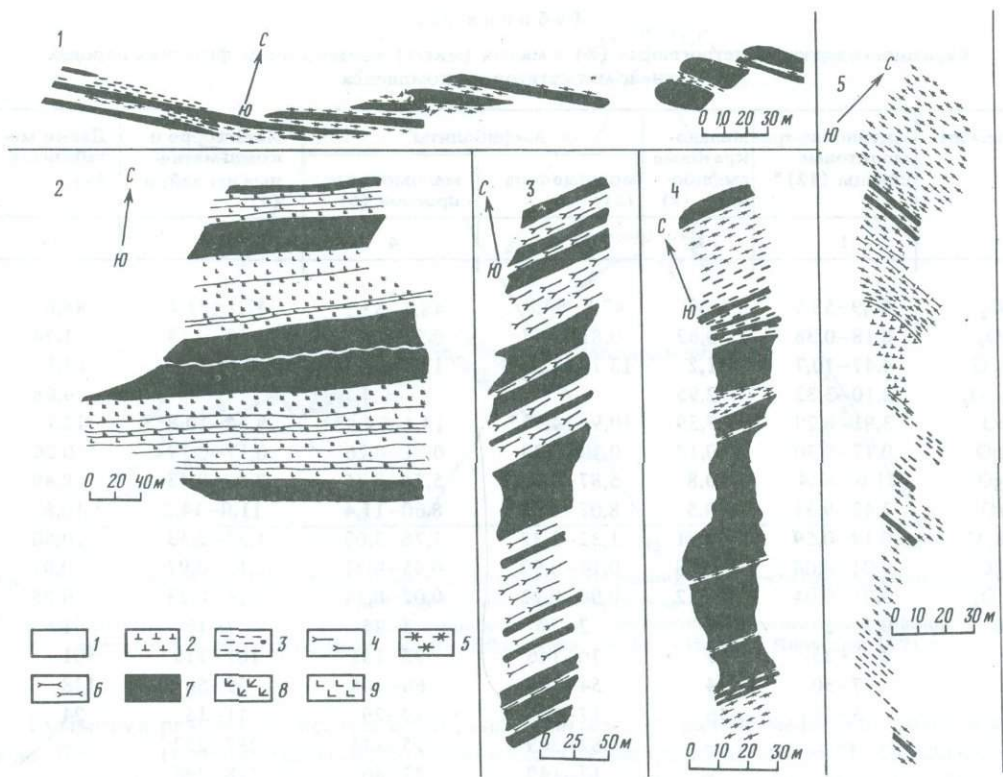


Рис. 26. Геологические план-разрезы гнейс-мигматитового комплекса района с. Шолохово
 1 — задернованные участки; 2 — метагабброиды; 3 — эпидиотовые гнейсы; 4 — трондьемитовые гнейсы; 5 — тоналитовые гнейсы; 6 — диоритовые гнейсы; 7 — амфиболиты; 8 — меланократовые амфиболиты; 9 — актинолит-тремолитовые сланцы

Актинолит-тремолитовые сланцы и тесно пространственно ассоциирующие с ними меланократовые амфиболиты встречаются только в одном из участков рассматриваемого района. Они слагают пачку переслаивающихся протяженных тел мощностью от 1 до 10 м, которая заключена среди амфиболитов (рис. 26,2). Кроме того, актинолит-тремолитовые сланцы встречаются в виде линзовидных останцов среди трондьемитовых гнейсов. Геологические данные свидетельствуют, что протолиты актинолит-тремолитовых сланцев и меланократовых амфиболитов являются либо эффузивами, одновозрастными с протолитами амфиболитов, либо, что менее вероятно, более поздними пластовыми дайками, внедрившимися в базальтовую толщу.

На диаграмме *AFM* все мафические породы располагаются в поле толеитовых составов, а на диаграмме *Fe + Ti-Al-Mg* отчетливо разделяются на три группы (рис. 27). Амфиболиты из мощных тел и маломощных прослоев отвечают железистым и магниезиальным толеитовым базальтам; меланократовые амфиболиты и актинолит-тремолитовые сланцы отвечают соответственно базальтовым и перидотитовым коматиитам. В табл. 23 приведены вариации содержаний петрогенных и малых элементов в ранних вулканогенных (1-4) и поздних интрузивных (5-7) метабазах.

Петрогеохимические характеристики актинолит-тремолитовых сланцев и меланократовых амфиболитов не противоречат предположению о том, что протолитами этих метаморфических пород служили высокомагнезиальные магматиты коматиитового ряда. Существенные вариации химических составов этих пород отражают, по-видимому, изначальную дифференцированность составов их магматического субстрата. В этом

Таблица 23

Вариации содержаний петрогенных (%) и малых (мкг/г) элементов в мафических породах гнейс-мигматитового комплекса

Элемент	Актинолит-тремолитовые сланцы (12) *	Меланократовые амфиболиты (1)	Амфиболиты		Метагаббро и комагматичные им дайки (4)	Дайки метабазитов (1)
			мощные тела (21)	маломощные прослои (6)		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,9–53,6	53,8	47,8–54,8	48,4–53,2	47,7–53,2	48,0
TiO ₂	0,18–0,38	0,62	0,81–1,47	0,93–1,46	0,40–0,73	1,74
Al ₂ O ₃	4,47–10,7	11,2	13,7–17,2	13,6–14,9	17,5–17,0	13,1
Fe ₂ O ₃	2,10–3,32	2,95	–	–	–	4,68
FeO	3,91–8,29	7,39	10,9–14,5**	13,1–14,9**	8,54–10,8**	12,1
MnO	0,17–0,30	0,17	0,10–0,29	0,21–0,26	0,17–0,19	0,26
MgO	21,6–31,4	10,8	5,87–8,40	5,74–8,45	7,20–9,43	8,49
CaO	2,43–9,31	10,5	8,07–12,1	8,60–11,4	11,0–14,2	10,8
Na ₂ O	0,19–0,59	2,21	1,32–3,32	1,78–3,03	1,24–2,53	0,80
K ₂ O	0,01–0,08	0,28	0,14–0,90	0,45–0,91	0,12–0,97	0,01
P ₂ O ₅	0,01–0,04	0,12	0,06–0,22	0,07–0,14	0,14–0,23	0,08
Rb	0,2 –2	8	2–27	3–25	7–16	1
Sr	3 –35	125	76–146	95–131	107–119	101
Zr	37–50	74	54–106	66–108	39–58	128
Y	5–11	16	17–26	19–29	11–15	24
Cr	–	–	82–369	75–144	287–752	–
N	–	–	12–149	32–80	118–236	–
V	–	–	286–409	291–392	185–252	–
Co	–	–	39–50	35–47	46–48	–

* Число анализов.

** Все железо пересчитано на FeO. Анализы пересчитаны на сухой остаток.

случае представляется более вероятной эффузивная, чем дайковая, природа протолитов актинолит-тремолитовых сланцев и меланократовых амфиболитов.

Амфиболиты из мощных тел и маломощных прослоев имеют близкие вариации содержаний петрогенных и малых элементов (табл. 23, 3–4) и по химическим составам отчетливо отличаются от более поздних метагабброидов и комагматичных им даек и даек высокожелезистых метадолеритов (табл. 23, 5–6). С ростом железистости (Fe*/FeO + MgO от 0,59 до 0,71) в амфиболитах увеличиваются содержания FeO, TiO₂, SiO₂, Zr, Y, V и снижаются содержания Al₂O₃, Cr, MgO, Ni при очень незначительном уменьшении CaO. Такие изменения составов амфиболитов, отражающие, по-видимому, первично магматическую неоднородность их дометаморфического субстрата, аналогичны классическому тренду малоуглубинной дифференциации современных толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов. Расчеты показывают, что если вариации химических составов амфиболитов отражают дифференцированность их магматических протолитов, то изменения содержаний большинства петрогенных и малых элементов в материнских расплавах могут быть обусловлены кристаллизационной дифференциацией оливина и плагиоклаза с подчиненным количеством клинопироксена.

По актинолит-тремолитовым сланцам получен Sm–Nd изохронный возраст $3,91 \pm \pm 0,22$ млрд лет [35], в то время как Sm–Nd система в амфиболитах явно нарушена [36]. По геологическим данным магматические протолиты амфиболитов не моложе протолитов актинолит-тремолитовых сланцев, и полученный по пробам последних изотопный возраст должен отвечать и возрасту амфиболитов.

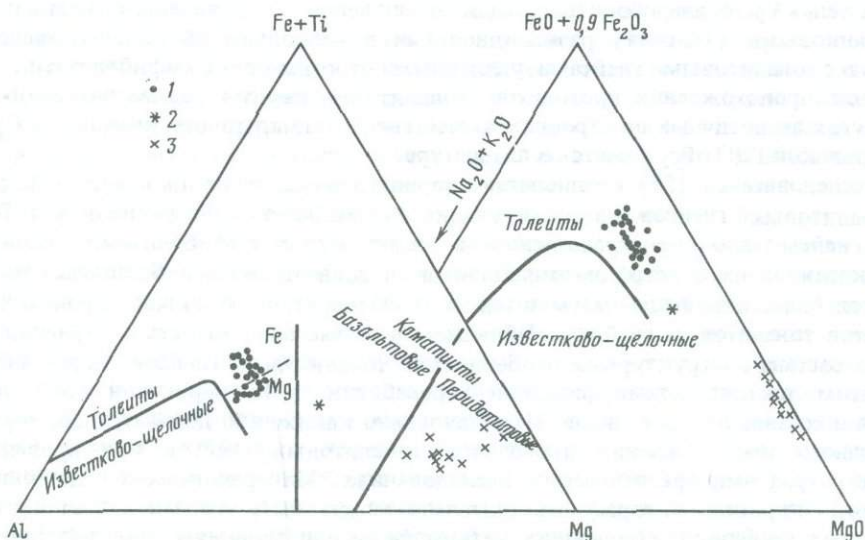


Рис. 27. Классификационные треугольные диаграммы для ранних мафит-ультрамафических пород гнейс-мигматитового комплекса

1 — амфиболиты; 2 — меланократовые амфиболиты; 3 — актинолит-тремолитовые сланцы. Разделительные линии приведены по данным Дженсена, 1976 г. и Ирвина, Барагара, 1971 г.

Суммируя результаты исследований, мы полагаем, что ранние мафит-ультрамафические породы гнейс-магматитового комплекса Среднеприднепровской ГЗО являются метаморфизованными вулканитами, среди которых преобладали толейтовые базальты типа современных базальтов срединных океанических хребтов, и подчиненным распространением пользовались коматииты и коматиитовые базальты. Накопление мафит-ультрамафических вулканитов по данным Sm-Nd изохронного метода происходило около 3,9 млрд лет назад.

Сиалические породы. Геология и петрография. Среди сиалических пород гнейс-мигматитового комплекса рассматриваемого района резко преобладают тоналитовые и трондjemитовые гнейсы, диоритовые гнейсы развиты очень ограниченно.

Тоналитовые гнейсы слагают согласные с амфиболитами протяженные пластовые тела мощностью от нескольких метров до сотни метров (см. рис. 26) и встречаются также в виде маломощных жилообразных тел среди амфиболитов (Таблица VII). Тоналитовые гнейсы — мелкозернистые породы с неоднородно-полосчатым строением. Разноокрашенные (от темно- до светлосерых) полосы варьируют по мощности от нескольких миллиметров до первых сантиметров и связаны между собой постепенными переходами. Сланцеватые текстуры наиболее ярко проявлены в темных полосах. Биотит на плоскостях сланцеватости имеет четкую линейную, а роговая обманка — плоскостную ориентировки. Темноокрашенные полосы обычно более мелкозернистые с преобладающим размером зерен минералов 0,3–0,5 мм. Они сложены гомеогранобластовым агрегатом слабосерицитизированного плагиоклаза (An_{28-38}) — 60–65%, неравномерно распределенными мелкими зернами кварца (10–15%) и листочками биотита (15–20%). Роговая обманка присутствует в количествах 3–5%. Для тоналитовых гнейсов светлых полос характерны более крупные размеры зерен слагающих их минералов (0,5–1,0 мм) и гетерогранобластовые структуры. Они сложены плагиоклазом (An_{25-35}) — 55–60%, кварцем — 20–25%, биотитом — 5–10% и роговой обманкой — 5–10%. Оптические характеристики породообразующих минералов тоналитовых гнейсов из светлых и темных полос близки. В аксессуарных количествах в тоналитовых гнейсах присутствуют эпидот, апатит, сфен, гранат, циркон, ильменит, пирит, карбонат. В краевых частях мощных тел в зонах контактов с амфиболитами и в маломощных

жилых телах среди амфиболитов тоналитовые гнейсы представлены существенно роговообманковыми (\pm биотит) разновидностями и несколько обогащены сфеном по сравнению с тоналитовыми гнейсами, удаленными от контактов с амфиболитами.

Вопросы происхождения протолитов тоналитовых гнейсов рассматриваемого района и других аналогичных по строению частей гнейс-мигматитового комплекса Среднеприднепровской ГЗО обсуждаются в литературе.

Ряд исследователей [57] предполагают терригенно-осадочное происхождение протолито-тоналитовых гнейсов и ассоциирующих с ними более мафических пород. Тоналитовые гнейсы тесно пространственно ассоциируют с амфиболитами. Если, как было показано выше, субстратом амфиболитов служили толеитовые базальты, то представляется более вероятным магматогенное, а не терригенно-осадочное происхождение протолитов тоналитовых гнейсов. Наблюдаемая сейчас полосчатость и вариации минерального состава и структурных особенностей тоналитовых гнейсов скорее является результатом тектоно-метаморфической переработки, а не первичной особенностью строения и состава их протолитов. Не установлено каких-либо доказательств терригенно-осадочного происхождения протолитов тоналитовых гнейсов при проведенных нами петрографо-минералогических исследованиях. Минералогическое изучение акцессорного циркона, который действительно может быть унаследован от протолита тоналитовых гнейсов, претерпевших метаморфизм или минимум эпидот-амфиболитовой фации, позволяет выявить три возрастные генерации этого минерала. Циркон первой самой ранней генерации не имеет никаких признаков механической обработки, которые могли бы свидетельствовать о его осадочном кластогенном происхождении. Часто фиксируется резорбция цирконов первой генерации и их растрескивание с последующим залечиванием каверн и трещин цирконом более поздних метаморфических генераций. Это отражает, очевидно, процессы тектонической (милонитизации) и метаморфической переработки протолитов тоналитовых гнейсов. Таким образом, мы полагаем, что тоналитовые гнейсы образовались при метаморфизме не терригенно-осадочных, а магматических пород.

Сторонники первично магматического происхождения тоналитовых гнейсов [47] рассматривают их протолиты как эффузивные (лавы или туфы) образования. Представляется, однако, что имеющиеся геологические данные, суммируемые ниже, не согласуются с предположениями о супракrustальной природе протолитов тоналитовых гнейсов и свидетельствуют в пользу их интрузивной (дайки или силы) природы.

Непосредственными признаками интрузивного происхождения протолитов тоналитовых гнейсов могут служить присутствие в них редких линзовидных останцов (? раздавленных ксенолитов) амфиболитов, а также жилкообразные и жильные формы залегания маломощных тел тоналитовых гнейсов среди амфиболитов. Тоналитовые гнейсы в таких маломощных жильных телах по характеру тектонической и метаморфической переработки и, как будет показано ниже, по петрогеохимическим характеристикам неотличимы от тоналитовых гнейсов более мощных тел пластовой (в масштабе обнаженной поверхности) формы. Это позволяет предполагать комагматичность протолитов маломощных жильных и мощных пластовых тел тоналитовых гнейсов и соответственно интрузивную природу последних. Подтверждением реальности предполагаемого процесса одновременного внедрения мощных пластовых и маломощных жильных тел кислых магматитов служат сравнительные данные по хорошо сохранившимся объектам, например, разрезу восточного борта Олондинской зеленокаменной структуры (Алданский щит). Здесь среди метаэффузивов основного состава залегают согласные пластовые дайки метафельзитов плагιοгранитного состава мощностью от 1–2 до нескольких десятков метров. В экзоконтактах этих даек встречены маломощные (0,5–5 см) протяженные согласные жилки, по минеральному составу и структурам идентичные смежным дайковым телам. Нередко эти жилки смяты в мелкие изоклинальные складки (Таблица VII, б).

Кроме рассмотренных выше данных существует ряд косвенных свидетельств в пользу интрузивного происхождения протолитов тоналитовых гнейсов. Так, значительные

протяженности (сотни метров) при сильных вариациях мощностей (от 1–2 до 100 м) пространственно сближенных в разрезе тел тоналитовых гнейсов и выдержанность мощности по простиранию отдельных тел — все это более характерно для интрузивной, чем для эффузивной фации магматитов среднего–кислого состава. Другим косвенным признаком интрузивной природы протолитов тоналитовых гнейсов является присутствие среди них маломощных (первые десятки сантиметров) протяженных пластовых тел амфиболитов. По геохимическим характеристикам слагающие эти маломощные тела амфиболиты аналогичны преобладающим в разрезе амфиболитам, образовавшимся на толleitовых базальтах, и отличаются от даек метабазитов, также фиксируемых в разрезе. Изолированное положение и малые мощности таких амфиболитовых прослоев сильно затрудняют интерпретацию их протолитов как самостоятельных лавовых потоков. Альтернативой последнему может служить предположение, что такие маломощные тела амфиболитов являются пластовыми останцами — экранами среди интрузивных протолитов тоналитовых гнейсов. Возможность такой интерпретации подтверждается наблюдениями в других гранит-зеленокаменных областях. Аналогичные рассмотренным выше пластовые останцы метабазитов, имеющие значительную протяженность при часто малых мощностях и образовавшиеся при массовом послыном внедрении даек тоналит-плагиогранитного состава в толщи мафических метазэффузивов, наблюдались нами в бортовой части Олондинской зеленокаменной структуры (Алданский щит).

Однородно-мелкозернистые текстуры, фиксируемые по всему объему тел тоналитовых гнейсов значительной мощности, обусловлены, по-видимому, тектонической переработкой их интрузивных протолитов. Свидетельством этого процесса служат рассмотренные выше результаты изучения цирконов.

Вариации минерального состава тоналитовых гнейсов в зонах их контактов с амфиболитами обусловлены, по-видимому, постметаморфическими процессами. Увеличение количества роговой обманки при исчезновении биотита в краевых частях мощных тел и в маломощных жилах тоналитовых гнейсов сопровождается биотитизацией амфиболитов в зонах контактов, что указывает на перераспределение химических элементов, главным образом щелочей, в этих зонах. Вариации количественно-минерального состава во внутренних полосчатых частях мощных тел тоналитовых гнейсов могут быть обусловлены как процессами метаморфической дифференциации в ходе изохимического метаморфизма, так и метасоматическими процессами в ходе ультраметаморфической переработки метаморфических пород.

Диоритовые гнейсы в изученном районе редки. Они слагают неясно ограниченные согласные пластовые тела мощностью до 10 м среди тоналитовых гнейсов и четко ограниченные пластовые тела среди амфиболитов. Диоритовые гнейсы — темные, зеленовато-серые, однородно-мелкозернистые породы со сланцеватыми текстурами и гомеогранобластовыми структурами. Они сложены плагиоклазом (An_{30-40}) — 60–65%, роговой обманкой — 25–30%, кварцем — от 5 до 10%, биотитом (< 1%). В аксессуарных количествах присутствуют карбонат, гранат, апатит, сфен, эпидот, циркон, ильменит, пирит.

Эпидотовые гнейсы в разрезе занимают различное геолого-структурное положение (см. рис. 26). Они встречаются в виде согласных неясно ограниченных полос шириной от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров среди амфиболитов, диоритовых и тоналитовых гнейсов, слагают неправильной формы участки, сменяющие по простиранию чередующиеся тела амфиболитов и тоналитовых гнейсов, или сменяют по простиранию тоналитовые гнейсы без нарушения формы пластовых тел последних. В разных участках разреза среди эпидотовых гнейсов встречаются небольшие пласто-линзообразные фрагменты эпидотсодержащих амфиболитов, реже — теньевые фрагменты тоналитовых гнейсов. Часто среди эпидотовых гнейсов залегают согласные жилородные тела мощностью до 1 м, сложенные гранобластовым агрегатом кварца и эпидота с подчиненным количеством плагиоклаза и роговой обманки.

Однородные тонкополосчатые текстуры, характерные для эпидотовых гнейсов (Таблица VII), обусловлены чередованием светлых и темных полосок шириной от

0,5 до 2—3 мм, часто прерывистых. Светлые полосы сложены преимущественно гранобластовым агрегатом кварца и плагиоклаза с подчиненными количествами интерстициального или антипертитового микроклина и темноцветных минералов. Темные полосы и вытянутые линзочки обогащены эпидотом и роговой обманкой (\pm сфен \pm гранат \pm апатит), часто образующими пойкилобласты размером до 2—3 мм. Карбонат может присутствовать как в темных, так и в светлых полосках и образует изометричные или неправильной формы зерна без каких-либо признаков замещения им других минералов. Количественно-минеральный состав эпидотовых гнейсов, залегающих в разных частях разреза, сильно варьирует при устойчиво сохраняющемся минеральном парагенезисе. Количественно-минеральный состав, приводимый ниже, характеризует суммарный минеральный состав эпидотовых гнейсов: плагиоклаз (An_{30-40}) — 50—60%, роговая обманка — 5—30, кварц — 10—30, эпидот — 5—15, карбонат — 1—4, микроклин — 1—5, сфен ≤ 1 , гранат до 1, хлорит до 1, биотит $< 1\%$. В аксессуарных количествах присутствуют апатит и циркон.

Отличительной особенностью минералогии эпидотовых гнейсов является присутствие в них двух генераций таких кальциевых минералов, как амфибол, эпидот и сфен. Одна из генераций имеет метаморфические аналоги в амфиболитах, диоритовых и тоналитовых гнейсах, другая является типоморфной для эпидотовых гнейсов. Преобладающая часть амфибола в эпидотовых гнейсах представлена нормальной зеленой или сине-зеленой роговой обманкой, которая по оптическим свойствам аналогична роговым обманкам других типов пород. Амфибол актинолит-тремолитового ряда присутствует в подчиненном количестве и либо развивается за счет роговой обманки, либо образует самостоятельные удлинённые зерна. Большая часть эпидота эпидотовых гнейсов представлена крупными (до 2 мм) пойкилобластическими зёрнами, среди которых встречаются единичные мелкие зерна эпидота более ранней генерации. Основная масса сфена в эпидотовых гнейсах представлена различных размеров дисковидными прозрачными кристалликами медово-желтого цвета с блестящей поверхностью и неявно выраженными гранями. В подчиненном количестве встречаются бесцветные замутненные конвертообразные кристаллы сфена, характерные как для амфиболитов, так и для тоналитовых и диоритовых гнейсов.

Минеральный состав эпидотовых гнейсов свидетельствует о пересыщенности их кальцием. Это может отражать как изначальную обогащенность кальцием их метаморфического протолита (что предполагает его осадочную природу), так и обогащение кальцием магматических пород (или их метаморфических эквивалентов) в ходе метасоматоза. Терригенно-осадочное происхождение протолитов эпидотовых гнейсов было предложено А.М. Лысаком и А.А. Сивороновым (1976, 1978 гг.). Такая интерпретация не может объяснить ни положения эпидотовых гнейсов на простирании чередующихся тел амфиболитов и тоналитовых гнейсов, ни присутствия в них линзовидных останцов амфиболитов и тоналитовых гнейсов. Последнее указывает на более позднее по отношению к амфиболитам и тоналитовым гнейсам время образования эпидотовых гнейсов. Сложно объяснимым с позиций первичноосадочной природы эпидотовых гнейсов является присутствие в них двух генераций амфибола, эпидота и сфена. Поскольку минеральный парагенезис эпидотовых гнейсов отвечает условиям эпидот-амфиболитовой фации, существование в них двух генераций этих минералов требует, очевидно, иного объяснения, чем интерпретация одной из них как реликтовой кластогенной, а другой — как метаморфогенной минеральных фаз. В то же время одна из генераций этих минералов, присутствующая в эпидотовых гнейсах, по оптическим характеристикам аналогична тем же метаморфическим минералам амфиболитов, диоритовых и тоналитовых гнейсов. Это предполагает, что эпидотовые гнейсы частично унаследовали минеральный состав предшествующих метаморфических пород. Значительные количества карбоната (до 5%) в эпидотовых гнейсах свидетельствуют о существенной роли CO_2 в их образовании. Пойкилобластовые выделения роговой обманки и эпидота при общей обогащенности минералами кальция эпидотовых гнейсов могут отражать привнос в них кальция. На основании приведенных выше данных мы полагаем более вероятным образование

эпидотовых гнейсов за счет метасоматического обогащения кальцием предшествующих метаморфических пород разреза в P - T условиях, отвечающих эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, чем за счет изохимического метаморфизма изначально обогащенных кальцием осадочных пород. Значительные вариации количественно-минерального состава эпидотовых гнейсов при неизменном минеральном парагенезисе свидетельствуют о гетерогенном составе их субстрата. Геологическое положение эпидотовых гнейсов в разрезе предполагает, что их субстратом могли служить все рассмотренные ранее метаморфические породы.

Трондьемитовые гнейсы в отдельных участках изученного района являются преобладающим типом сиалических пород и занимают в разрезах (см. рис. 26, 3) то же геологическое положение, что и тоналитовые гнейсы. В таких участках трондьемитовые гнейсы *слагают согласные пласто- и жилкообразные тела, чередующиеся с телами амфиболитов, и содержат пластовые и линзовидные останцы амфиболитов и актинолит-тремолитовых сланцев.* Также трондьемитовые гнейсы встречаются в виде небольших по мощности неясно ограниченных полос среди тоналитовых гнейсов. Трондьемитовые гнейсы — светло-серые, гнейсовидно-полосчатые средне-крупнозернистые породы. Они сложены гетерогранобластовым агрегатом слабосерицитизированного плагиоклаза (An_{20-25}) — 55–65%, линзообразными скоплениями гранулированного кварца — 25–35%, биотитом — 3–5%, роговой обманкой — 1–3%, микроклином — 1–3%. В акцессорных количествах встречены апатит, циркон, сфен, эпидот, ортит, карбонат.

Характерной текстурной особенностью трондьемитовых гнейсов является неоднороднополосчатое их строение. Это обусловлено присутствием в них различных количеств тонких кварц-плагиоклазовых (\pm роговая обманка \pm биотит \pm микроклин) жилок и удлинённых линзочек часто пегматоидного облика. Границы жилок четкие или диффузные, ориентированны согласно границам тел трондьемитовых гнейсов.

Геологические данные свидетельствуют, что образование трондьемитовых гнейсов произошло после формирования протолитов амфиболитов и тоналитовых гнейсов. Непосредственные геологические соотношения трондьемитовых гнейсов с эпидотовыми гнейсами не установлены. При обсуждении вопроса о происхождении трондьемитовых гнейсов следует учитывать повсеместное присутствие в них кварц-плагиоклазовых жилок. То, что эти жилки по минеральному составу близки в трондьемитовым гнейсам и имеют с ними часто диффузные постепенные переходы, свидетельствует о возможной *возрастной и генетической взаимосвязи процессов формирования трондьемитовых гнейсов (или их протолитов) и лейкократового жильного материала.* С учетом этого может быть предложено две альтернативные гипотезы происхождения трондьемитовых гнейсов. 1. Трондьемитовые гнейсы являются метаморфизованными пластовыми интрузиями трондьемитов, которые содержали лейкократовый жильный материал, образовавшийся при дифференциации трондьемитовой магмы. 2. Трондьемитовые гнейсы являются полигенными породами (мигматиты?) и образовались при метасоматической переработке более ранних метаморфических пород в ходе становления лейкократовых жилок. На основании имеющихся геолого-петрографических данных представляется более приемлемой вторая гипотеза. Если так, то в качестве возможного субстрата трондьемитовых гнейсов могут рассматриваться тоналитовые гнейсы, поскольку эти породы в разобщенных участках района занимают сходное геологическое положение в разрезах, и, кроме того, трондьемитовые гнейсы встречаются в виде неясно ограниченных полос (зон мигматизации?) в мощных телах тоналитовых гнейсов.

Суммируя результаты геолого-петрографических исследований, мы полагаем, что в гнейс-мигматитовом комплексе изученного района представлены две различающиеся по возрасту и генезису группы сиалических пород. Первая, более ранняя, представлена тоналитовыми и, возможно, диоритовыми гнейсами. Протолитами этих пород служили пластовые гиабиссальные тоналитовые и диоритовые интрузии, внедрившиеся в вулканогенную мафит-ультрамафитовую толщу. Вторая более поздняя группа сиалических пород представлена эпидотовыми гнейсами и трондьемитовыми гнейсами. Образование этих пород *связывается соответственно с метасоматическим обогащением кальцием*

Таблица 24

Вариации содержаний петрогенных (%) и малых (мкг/г) элементов в сиалических породах гнейс-мигматитового комплекса

Элемент	Диоритовый гнейс (1)	Тоналитовые гнейсы			Эпидотовые гнейсы (17)	Трондьемитовые гнейсы (6)
		Тип А (14)	Тип Б (5)	Тип В (3)		
SiO ₂	56,4	62,3–67,6	66,2–67,6	65,3–67,7	56,0–67,9	69,9–74,9
TiO ₂	0,94	0,50–0,81	0,49–0,58	0,58–0,70	0,55–0,94	0,21–0,43
Al ₂ O ₃	16,0	14,7–17,8	16,2–16,5	16,2–16,5	13,1–16,8	14,6–16,1
Fe ₂ O ₃	1,97	—	—	—	—	—
FeO	7,12	3,49–6,60**	3,53–4,36**	3,01–3,73**	3,52–7,31**	1,53–2,40
MnO	0,17	0,06–0,14	0,04–0,07	0,06–0,12	0,09–0,39	0,04–0,07
MgO	5,20	1,56–2,74	1,51–2,42	1,01–1,49	1,27–3,48	0,48–1,21
CaO	8,74	4,23–7,16	4,50–6,02	6,11–6,22	7,17–12,8	3,73–4,92
Na ₂ O	2,69	2,96–4,31	3,49–4,72	4,30–6,00	0,89–3,73	3,06–4,27
K ₂ O	0,67	0,30–2,08	0,52–1,27	0,24–0,30	0,31–0,83	0,59–1,00
P ₂ O ₅	0,20	0,03–0,23	0,10–0,15	0,13–0,19	0,08–0,26	0,02–0,13
Rb	14	7–80	20–40	4–9	5–30	14–43
Sr	222	131–323	193–266	299–357	141–247	196–287
Ba	168	110–652	199–246	113–155	129–467	287–545
Zr	131	147–222	161–269	233–410	141–207	90–213
Y	25	18–27	11–18	7–10	11–25	7–15

*В скобках число анализов.

**Все железо пересчитано на FeO. Анализы пересчитаны на сухой остаток.

(эпидотизация?) и мигматизацией более ранних метаморфизованных сиалических и, возможно, отчасти мафических пород.

Петрогеохимическая характеристика. На дискриминантных петрохимических диаграммах, предложенных для разделения орто- и парапород кислого состава, гнейсы всех петрографических групп располагаются в полях магматических пород (рис. 28,а). Дискриминантная функция Шоу (1972 г.) для всех гнейсов имеет значение от +0,25 до +6,70, что характерно для магматических пород. Отношение Al/Fe (ат.кол.) во всех гнейсах выше, чем в химически зрелых осадках (Al/Fe = 1,9 ± 0,5) (Деннен, Мур, 1971 г.), а отношение Si/(Si + Al + Fe) (ат.кол.), значение которого сильно варьирует в химически зрелых терригенных осадках из-за гидравлической транспортировки (Мур, Деннен, 1970 г.), варьирует в гнейсах отдельных петрографических групп весьма незначительно (3–8 ед.) и закономерно изменяется с изменением Al/Fe (рис. 28,а). Применимость этих петрохимических критериев для разделения орто- и парагнейсов даже в сильно мигматизированных толщах была показана и подтверждена данными по изотопии кислорода Ф.Дж. Лонгстаффом (1983 г.). Таким образом, петрохимические данные, так же как и рассмотренные выше результаты геологических и петрографо-минералогических исследований, противоречат представлениям о терригенно-осадочном происхождении протолитов сиалических пород гнейс-мигматитового комплекса и предполагают их первично-магматическую природу.

Все гнейсы на классификационных диаграммах K₂O + Na₂O – MgO–FeO¹ и Fe + Ti–Mg–Al располагаются в поле известково-щелочных магматитов, а на диаграмме Ab–An–Or в поле тоналитов (рис. 28,б).

Вариации содержаний петрогенных и малых элементов в различных петрографических типах гнейсов приведены в табл. 24 и показаны на вариационных диаграммах Харкера (рис. 29). Нормированные к хондриту [126] спектры распределений редкоземельных элементов (РЗЭ) в различных гнейсах показаны на рис. 30.

Тоналитовые гнейсы по химическим составам отвечают магматическим тоналитам.

¹ FeO – сумма FeO + 0,9 Fe₂O₃.

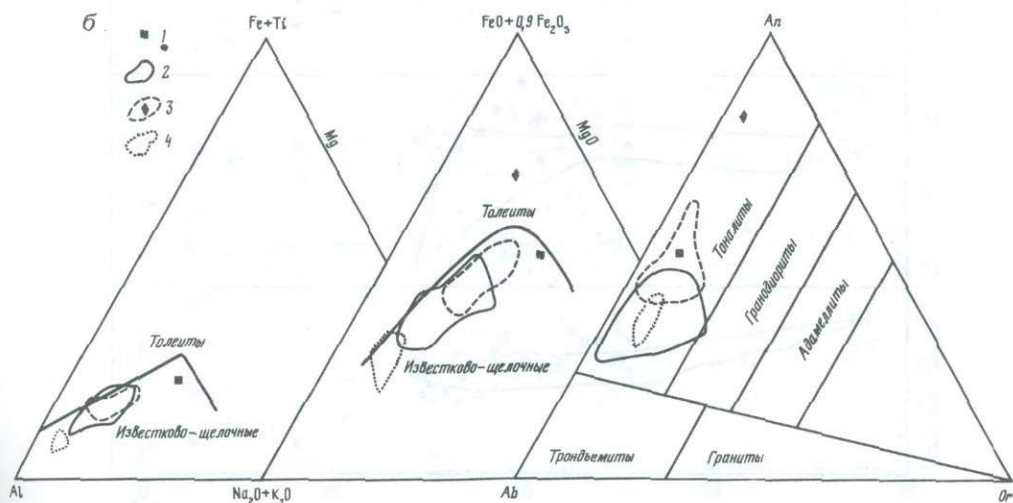
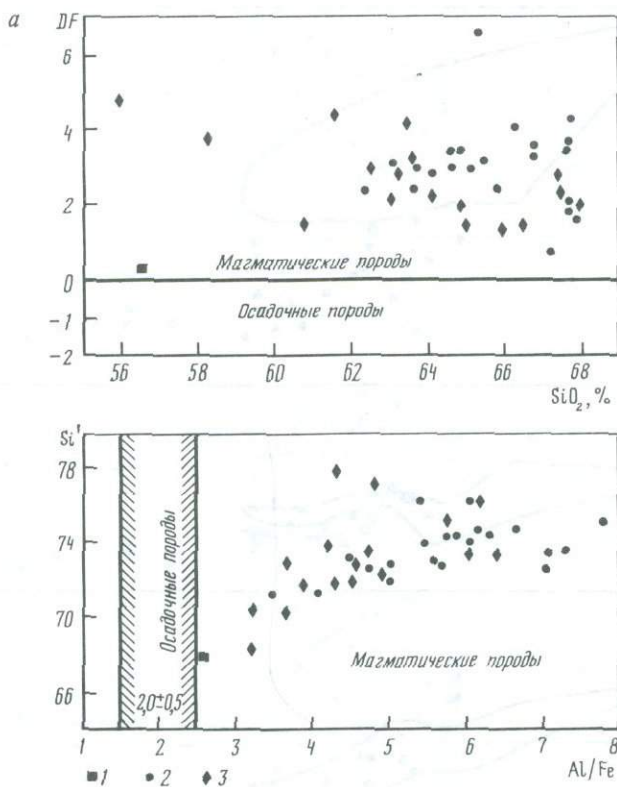


Рис. 28. а: петрохимические диаграммы для разделения орто- и парагнейсов. 1 – диоритовый гнейс; 2 – тоналитовые гнейсы; 3 – эпидотовые гнейсы. Дискриминантные функции и поля магматических и осадочных пород приведены по данным Шоу, 1972 г.; Деннена, Мура, 1971 г.

$$DF = 10,44 - 0,21 SiO_2 - 0,32 Fe_2O_3^* - 0,98 MgO + 0,55 CaO + 1,46 Na_2O + 0,54 K_2O; Si' = \frac{Si}{Si + Fe + Al} \times 100.$$

б: классификационные треугольные диаграммы для сиалических пород гнейс-магматитового комплекса. 1 – диоритовый гнейс; 2 – тоналитовые гнейсы; 3 – эпидотовые гнейсы; 4 – трондьемитовые гнейсы. Разделительные линии приведены по данным Л.С. Дженсена, 1976 г.; Т.Н. Ирвина, В.Р. Барагара, 1971 г.; Дж.Т.О. Коннора, 1965 г.

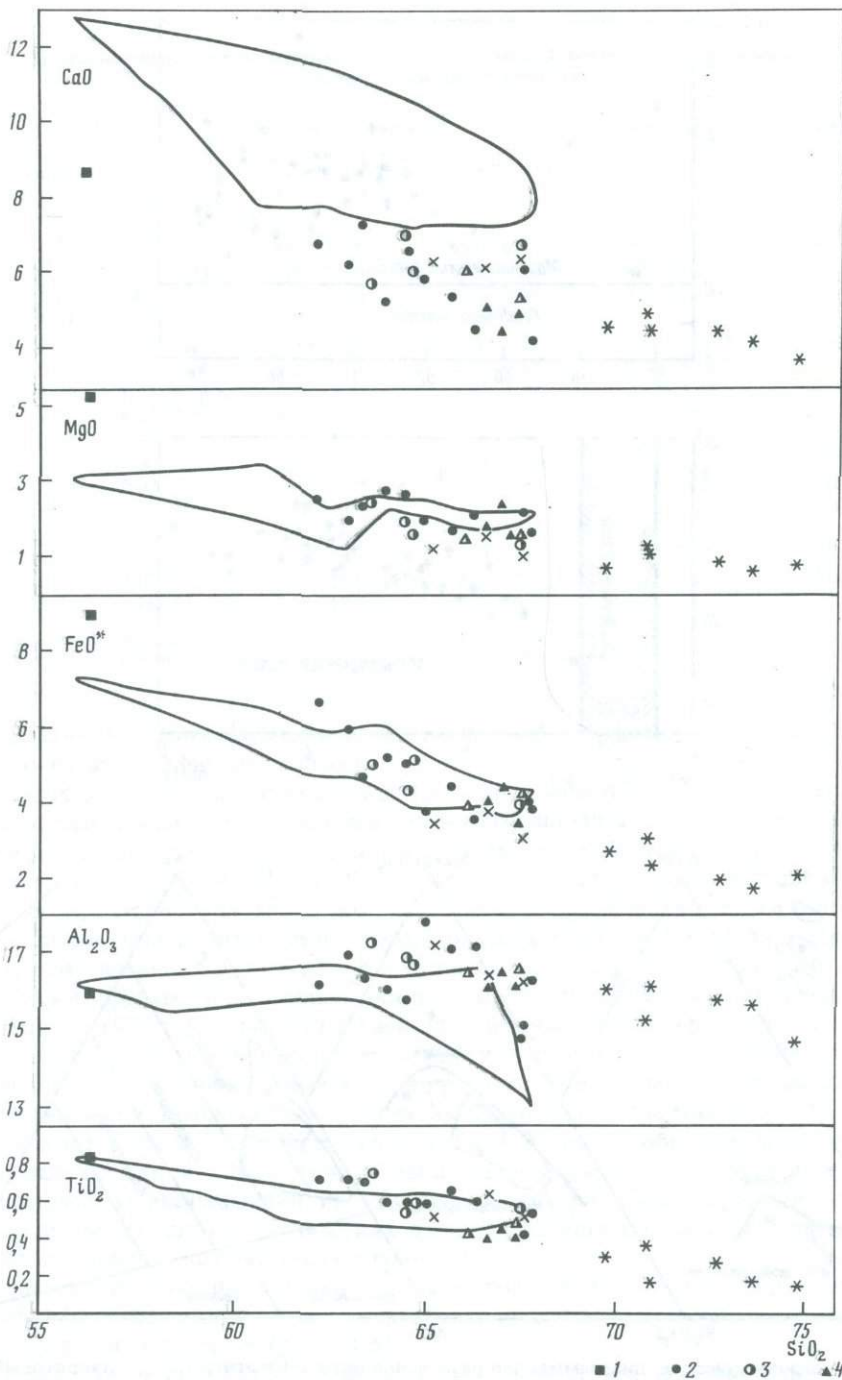
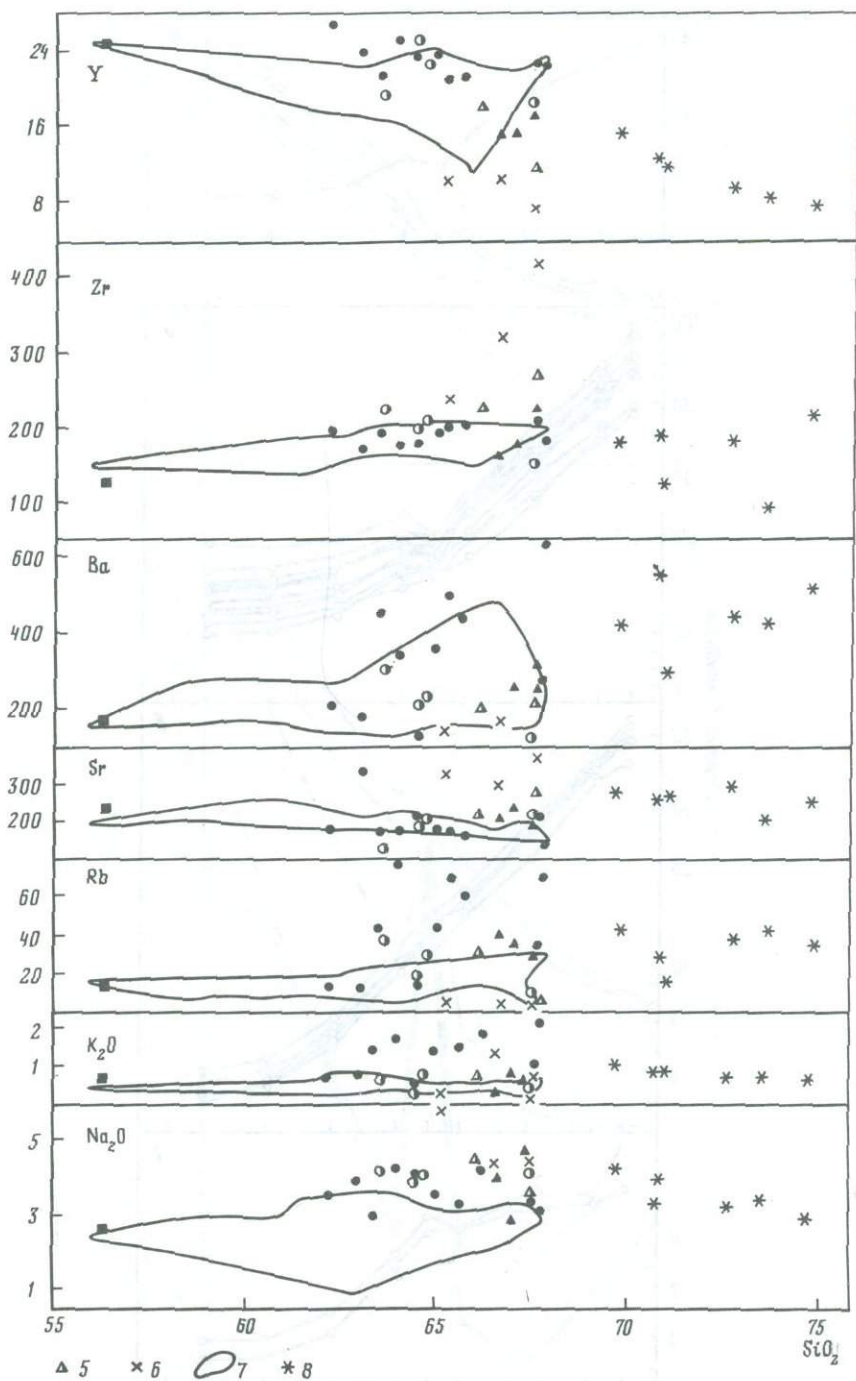


Рис. 29. Вариационные диаграммы Харкера для сиалических пород гнейс-мигматитового комплекса 1 - диоритовый гнейс; 2-6 - тоналитовые гнейсы: тип А: 2 - пластовые тела; 3 - маломощные жилы; тип В: 4 - пластовые тела; 5 - маломощные жилы; 6 - тип В; 7 - эпидотовые гнейсы; 8 - трондьемитовые гнейсы



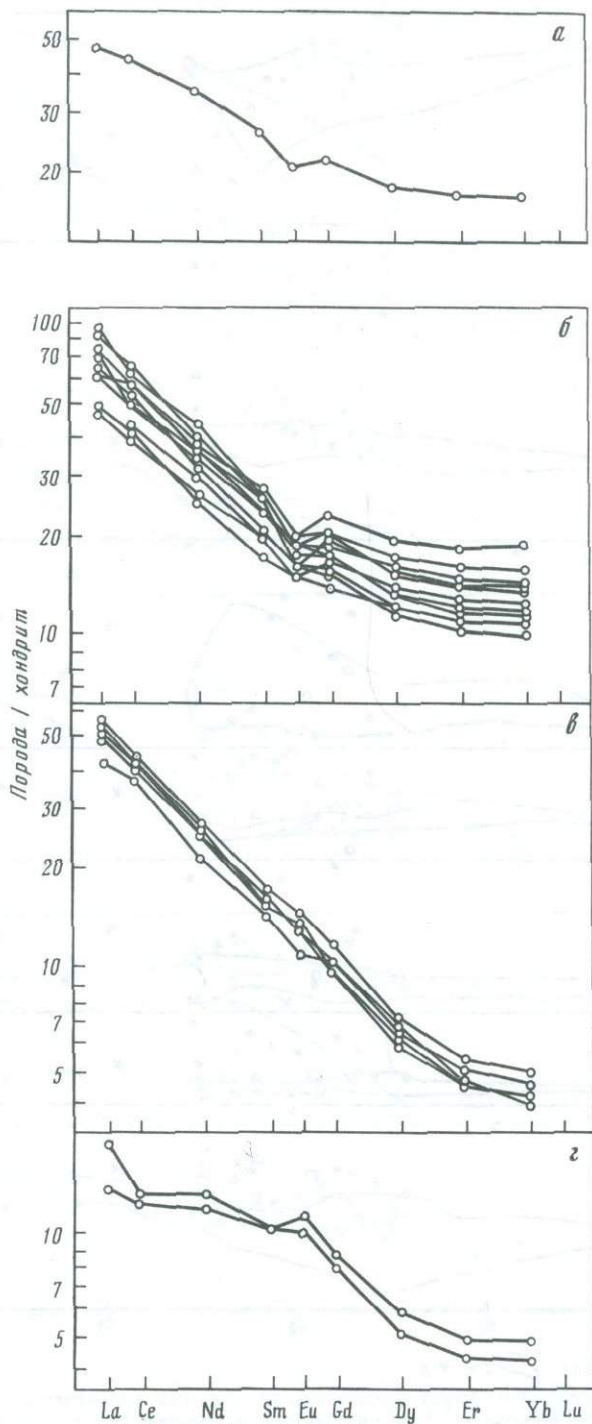
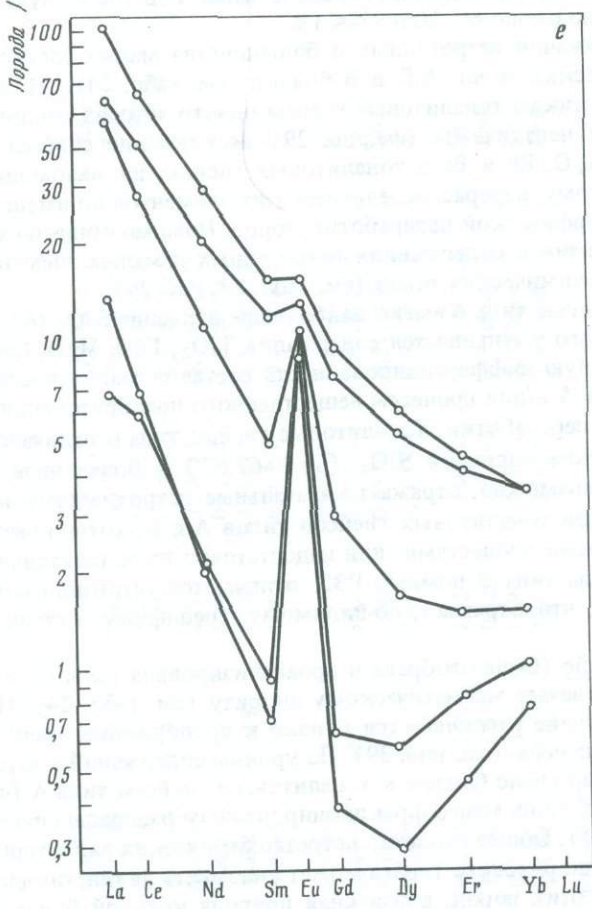
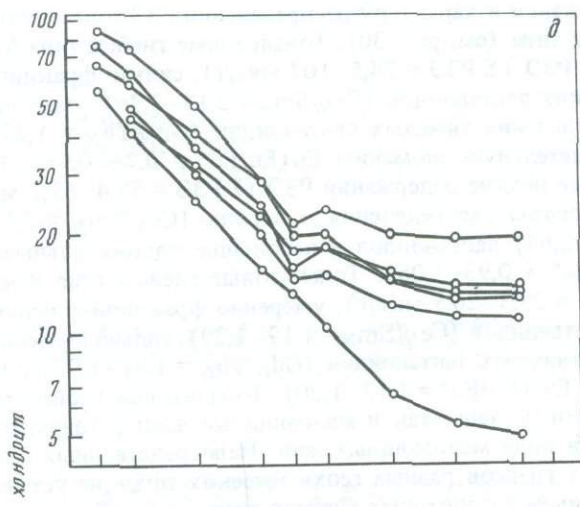


Рис. 30. Нормализованные к хондриту спектры распределений РЗЭ в силических породах гнейс-мигматитового комплекса
 а — диоритовый гнейс; б — г — тоналитовые гнейсы: б — тип А; в — тип Б; г — тип В; д — эпидотовые гнейсы; е — трондземитовые гнейсы



По уровням содержаний и характеру распределений РЗЭ тоналитовые гнейсы отчетливо разделяются на три типа (см. рис. 30). Тоналитовые гнейсы типа А имеют наиболее высокие содержания РЗЭ ($\Sigma \text{РЗЭ} = 74,5-107$ мкг/г), сильно фракционированный спектр распределения легких лантаноидов ($\text{Ce}_N/\text{Sm}_N = 2,13-2,76$), умеренно фракционированный спектр распределения тяжелых лантаноидов ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,25-1,56$) и отчетливо выраженную отрицательную аномалию Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,74-0,95$). Тоналитовые гнейсы типа Б имеют более низкие содержания РЗЭ ($\Sigma \text{РЗЭ} = 55,4-65,1$ мкг/г), сильно фракционированные спектры распределения и легких ($\text{Ce}_N/\text{Sm}_N = 2,56-2,80$) и тяжелых ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 2,36-2,65$) лантаноидов и небольшие положительные или отрицательные аномалии Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,93-1,08$). Тоналитовые гнейсы типа В имеют низкие содержания РЗЭ ($\Sigma \text{РЗЭ} = 25,3-26,5$ мкг/г), умеренно фракционированные спектры распределений легких лантаноидов ($\text{Ce}_N/\text{Sm}_N = 1,19-1,29$), сильно фракционированные спектры распределения тяжелых лантаноидов ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,81-1,92$) и отчетливую положительную аномалию Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,13-1,20$). Тоналитовые гнейсы типов А и Б слагают как мощные штастовые тела, так и маломощные жилы; тоналитовые гнейсы типа В встречаются только в виде маломощных жил. Непосредственных геологических соотношений тоналитовых гнейсов разных геохимических типов не установлено. Относительная распространенность тоналитовых гнейсов типов А, Б и В в изученном районе составляет соответственно около 80, 20 и $\lll 1\%$.

Вариации содержаний петрогенных и большинства малых элементов в тоналитовых гнейсах геохимических типов А, Б и В близки (см. табл. 24). По всем петрогеохимическим характеристикам тоналитовые гнейсы одного типа из мощных штастовых тел и маломощных жил неотличимы (см. рис. 29). Исключение составляют устойчиво низкие содержания K_2O , Rb и Ba в тоналитовых гнейсах из маломощных жил, что обусловлено, по-видимому, перераспределением этих элементов во вмещающие амфиболиты в процессе метаморфической переработки пород. Помимо общего сходства существуют и некоторые различия в содержаниях петрогенных и малых элементов в тоналитовых гнейсах разных геохимических типов (см. табл. 24, рис. 29).

Тоналитовые гнейсы типа А имеют наибольшие вариации SiO_2 (62,3–67,6%), с ростом содержаний которого уменьшаются содержания TiO_2 , FeO, MgO, CaO. Это может отражать или изначальную дифференцированность составов магматических протолитов тоналитовых гнейсов А и/или процессы вещественного преобразования в ходе их тектоно-метаморфической переработки. Тоналитовые гнейсы типа Б отличаются от гнейсов типа А узким интервалом вариаций SiO_2 (66,7–67,6%) и более низкими содержаниями TiO_2 . Последнее, возможно, отражает изначальные петрохимические различия магматических протолитов тоналитовых гнейсов типов А и Б, хотя может быть также обусловлено наложенными процессами или недостаточно представительным опробованием. Тоналитовые гнейсы типа В помимо РЗЭ отличаются устойчиво повышенными содержаниями Sr и Zr, что отражает, по-видимому, специфику состава их магматических протолитов.

Диоритовый гнейс (была отобрана и проанализирована только одна проба) по химическому составу отвечает магматическому диориту (см. табл. 24). На диаграммах Харкера диоритовый гнейс располагается близко к продолжению тренда изменения составов тоналитовых гнейсов (см. рис. 29). По уровню содержаний и характеру распределения РЗЭ диоритовый гнейс близок к тоналитовым гнейсам типа А (см. рис. 30) и отличается от последних лишь менее фракционированным распределением легких лантаноидов ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 1,71$). Общее сходство петрогеохимических характеристик тоналитовых гнейсов типа А и диоритового гнейса может указывать на генетическую связь магматических протолитов этих пород, возможная природа которой будет обсуждаться ниже.

Эпидотовые гнейсы имеют близкие с диоритовыми и тоналитовыми гнейсами вариации содержаний большинства петрогенных и малых элементов, отличаясь заметно более высокими содержаниями CaO и менее ясно выраженными, но устойчиво пониженными содержаниями Na_2O , K_2O и Al_2O_3 (см. табл. 24, рис. 29). Уровни содержаний и спектры распределений РЗЭ в эпидотовых гнейсах заметно различаются между собой (см. рис. 30)

Таблица 25

Sm-Nd изотопные данные по силикатным породам гнейс-мигматитового комплекса

Название породы	№ пробы	Nd	Sm	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	t_{CHUR} млрд лет	t_{DM} млрд лет	$\epsilon_{\text{Nd}}^{3,1 \text{ млрд лет}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}^{3,2 \text{ млрд лет}}$
		мкг/г							
Тоналитовые гнейсы									
Тип А	Ш-15/86	15,3	3,20	0,12659	0,511303±19	2,88	3,22	+1,98	+2,91
	Ш-17/86	18,1	3,92	0,13095	0,511272±20	3,14	3,44	+0,38	+0,48
	Ш-20/86	15,8	3,56	0,13636	0,511457±20	2,96	3,32	+1,08	+1,87
	Ш-25/86	17,4	3,60	0,12493	0,511272±20	2,88	3,21	+2,04	+2,99
Тип Б	Ш-44/85	11,3	2,36	0,12573	0,511163±18	3,15	3,43	-0,42	+0,51
	Ш-9/86	13,2	2,48	0,11330	0,511093±25	2,81	3,11	+3,32	+4,30
Тип В	Ш-4/86	5,19	1,28	0,14859	0,511803±20	2,64	3,14	+2,96	+3,59
	Ш-5/86	5,16	1,40	0,16367	0,512046±22	2,72	3,35	+1,66	+2,10
Эпидотовые гнейсы									
	Ш-45/85	11,6	2,33	0,12116	0,511119±18	3,04	3,33	+0,55	-
	Ш-46/85	16,8	3,67	0,13204	0,511327±22	3,07	3,39	+0,26	-
	Ш-13/86	15,2	3,50	0,13960	0,511449±20	3,02	3,38	+0,60	-
	Ш-14/86	14,3	3,04	0,12853	0,511265±20	3,05	3,36	+0,46	-
Трондьемитовые гнейсы									
	Ш-5/85	9,38	2,02	0,13044	0,511387±24	2,86	3,21	+2,09	-
	Ш-6/85	5,80	0,820	0,085446	0,510446±16	2,98	3,20	+1,70	-
	Ш-7/85	13,4	1,49	0,067355	0,510088±25	2,99	3,17	+1,95	-
	Ш-8/85	11,8	2,26	0,11582	0,511056±24	2,96	3,24	+1,47	-

*Погрешность определения $\pm 0,1\%$.**Нормировано по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Погрешность соответствует 95%-му доверительному интервалу. t_{CHUR} — модельный возраст относительно недифференцированной мантии или однородного хондритового резервуара CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ [151]. t_{DM} — модельный возраст относительно обедненной мантии DM: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2135$. Параметры DM соответствуют $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{DM}) = +10$ времени фракционирования обедненной мантии от CHUR 4,6 млрд лет назад.

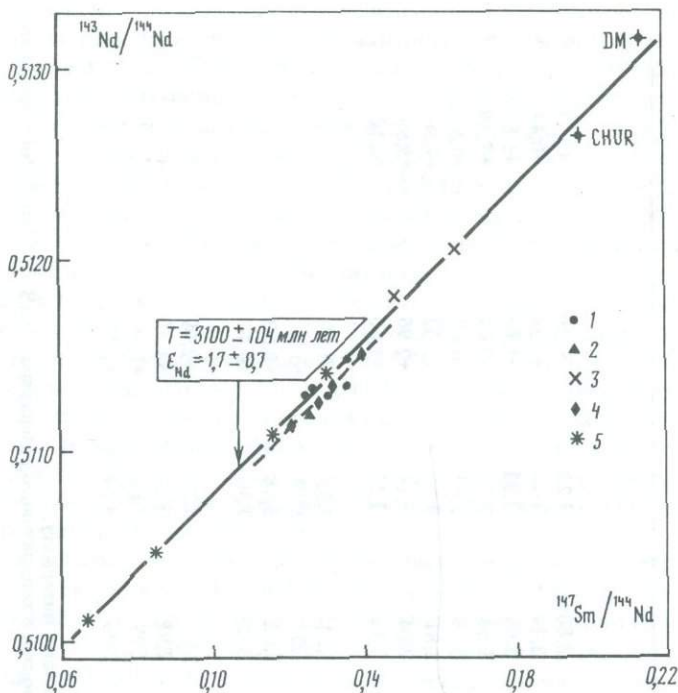


Рис. 31. Sm-Nd изохронная диаграмма для сиалических пород гнейс-мигматитового комплекса 1-3 - тоналитовые гнейсы: 1 - тип А, 2 - тип Б, 3 - тип В; 4 - эпидотовые гнейсы; 5 - тронджемитовые гнейсы

и повторяют спектры распределений РЗЭ в диоритовых и тоналитовых гнейсах типов А и Б.

Тронджемитовые гнейсы по содержаниям петрогенных элементов отвечают высокоглиноземистым тронджемитам (см. табл. 24). С ростом содержаний SiO_2 от 70 до 75% в тронджемитовых гнейсах наблюдается снижение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O и Y при близких незакономерных вариациях содержаний остальных элементов (см. рис. 29). Изменение уровней содержаний РЗЭ в тронджемитовых гнейсах (см. рис. 30) хорошо коррелируется с изменениями их петрохимических характеристик. С ростом SiO_2 в тронджемитовых гнейсах резко снижаются уровни содержаний РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ}$ от 87,7 до 8,44 мкг/г), увеличивается степень фракционирования легких лантаноидов (Ce_N/Sm_N от 3,70 до 9,97), уменьшается степень фракционированности тяжелых лантаноидов (Gd_N/Yb_N от 2,79 до 0,504) и растет положительная аномалия Eu (Eu/Eu^* от 1,25 до 17,3).

Изотопно-геохронологические данные. Датирование Sm-Nd методом по валовым пробам было проведено для всех петрографических групп и геохимических типов сиалических пород. Результаты приведены в табл. 25 и показаны на рис. 31. Только для тронджемитовых гнейсов получена изохрона, отвечающая возрасту 3100 ± 104 млн лет с $\epsilon_{\text{Nd}} = +1,7 \pm 0,7$ (рис. 31). Как отмечалось выше, могут быть рассмотрены две альтернативные модели образования тронджемитовых гнейсов, причем более вероятным представляется их образование за счет метасоматической переработки более ранних метаморфических сиалических пород. Если так, то, поскольку уровни содержаний и степень фракционированности легких РЗЭ и, следовательно, Sm/Nd отношений в тронджемитовых гнейсах не могут быть унаследованы от их субстрата, а явно контролируются процессом его переработки, то полученный возраст фиксирует, по-видимому, время процесса образования тронджемитовых гнейсов. Высокая положительная величина ϵ_{Nd} для тронджемитовых гнейсов позволяет сделать два вывода. 1. Протолиты сиалических по-

род (возможно, тоналитовые гнейсы), служившие субстратом трондьемитовых гнейсов, имели высокие положительные величины ϵ_{Nd} и образовались незадолго (не более чем за 100–150 млн лет) до процесса преобразования их в трондьемитовые гнейсы. 2. Метасоматирующий флюид имел высокий изотопный состав Nd и, следовательно, формировался из обедненного легкими РЗЭ источника, т.е. либо из мантии, либо, что более вероятно, из мафических пород в нижних частях коры.

Эпидотовые гнейсы располагаются на линии, практически параллельной "трондьемитовой" изохроне и отвечающей возрасту около 3,1 млрд лет, с более низкой величиной ϵ_{Nd} . Такая сопряженность во времени метасоматических процессов образования эпидотовых и трондьемитовых гнейсов может быть либо случайной, учитывая большую ошибку изохроны по эпидотовым гнейсам, либо может указывать на возрастную и генетическую взаимосвязь этих процессов.

Тоналитовые гнейсы разных геохимических типов в Sm–Nd изохронных координатах не дают какой-либо линейной зависимости. Это может быть связано или с неоднородностью изотопного состава Nd в источнике материнских расплавов протолитов тоналитовых гнейсов, или с нарушением в тоналитовых гнейсах Sm–Nd изотопной системы в ходе метаморфических и метасоматических процессов. Первое объяснение может быть приемлемым для тоналитовых гнейсов типа В, малые мощности жильных тел которых и крайне редкая встречаемость позволяют предполагать выщавление их материнских расплавов в локальных разрозненных частях коры на глубинах, незначительно больших глубины эрозионного среза рассматриваемого района. Для тоналитовых гнейсов типов А и Б более вероятным объяснением представляется нарушение в них изотопной системы.

В табл. 25 приведены модельные Sm–Nd возраста относительно хондритового (CHUR) и деплетированного (DM) мантийных резервуаров. Sm–Nd модельный возраст относительно DM является надежной нижней возрастной границей времени формирования магматических протолитов этих пород. Максимальные величины t_{DM} составляют для тоналитовых гнейсов типа А – 3,44 млрд лет, типа Б – 3,43 млрд лет, типа В – 3,35 млрд лет. Верхней возрастной границей времени формирования протолитов тоналитовых гнейсов является время образования трондьемитовых гнейсов 3,1 млрд лет назад. Если тоналитовые гнейсы служили субстратом трондьемитовых гнейсов, то с учетом изотопно-геохимических параметров последних возраст протолитов тоналитовых гнейсов не должен превышать 3,20–3,25 млрд лет. В табл. 25 приведены величины ϵ_{Nd} для тоналитовых гнейсов, пересчитанные на 3,1 млрд лет (минимально возможный возраст их протолитов) и на 3,2 млрд лет (возможный возраст их протолитов). Положительные или близкие к нулю величины ϵ_{Nd} исключают участие в генерации исходных тоналитовых расплавов раннеархейского сиаля и предполагают базитовые составы источников с обедненными или нефракционированными спектрами распределений легких РЗЭ.

Петрогенезис сиалических пород гнейс-мигматитового комплекса. Тоналитовые и диоритовые гнейсы. Геологические, петрографо-минералогические и петрогеохимические данные свидетельствуют в пользу первично-магматического происхождения протолитов тоналитовых и диоритовых гнейсов.

Современные экспериментальные и петрологические исследования показывают, что генерация тоналитовых (дацитовых) расплавов может быть связана с двумя главными процессами: 1) кристаллизационной дифференциацией базальт-андезитовых магм; 2) частичным плавлением основных пород с минеральными ассоциациями, возникшими в условиях амфиболитовой до эклогитовой фаций метаморфизма. В каждом конкретном случае выбор между этими механизмами, приводящими при прочих равных условиях к образованию тоналитовых магм с близкими геохимическими характеристиками, в значительной мере основывается на анализе геологических данных [95]. Моделям фракционной кристаллизации отдают предпочтение, если с тоналитами (дацитами) пространственно сопряжены близкие по возрасту магматические породы среднего сос-

тава, рассматриваемые как промежуточный продукт дифференциации, при отсутствии последних предполагают ведущую роль частичного плавления в генерации тоналитовых магм. Присутствие диоритовых гнейсов в рассматриваемом разрезе могло бы свидетельствовать об образовании протолитов тоналитовых гнейсов в ходе кристаллизационной дифференции базальтового или андезитового расплава. Однако крайне редкая встречаемость диоритовых гнейсов, которые составляют не более 1% от объема тоналитовых гнейсов рассматриваемого района, делает маловероятной роль кристаллизационной дифференциации и предполагает ведущую роль частичного плавления при генерации материнских тоналитовых расплава. Различия в спектрах распределений РЗЭ в тоналитовых гнейсах могут быть обусловлены или принципиально различными спектрами распределений РЗЭ в источниках их материнских тоналитовых магм, или различиями в минеральном составе рестита, равновесного с тоналитовыми магмами, т.е. разными условиями генерации последних. Все три геохимических типа тоналитовых гнейсов имеют положительные или близкие к нулю величины ϵ_{Nd} , что предполагает базитовый состав источника тоналитовых расплава. Если так, то различия в спектрах распределений РЗЭ в тоналитовых гнейсах обусловлены главным образом различными условиями генерации их материнских магм.

На рис. 32, а показаны средние спектры распределения РЗЭ в трех геохимических типах тоналитовых гнейсов, а на рис. 32, б — расчетные спектры распределений РЗЭ в 20%-х равновесных выплавках из базальтового субстрата, метаморфизованного в различных условиях. Содержания РЗЭ в базальтовом субстрате для расчетных тоналитовых выплавок 1 и 2 отвечают среднему архейскому толеиту типа ТН1 [42], а для выплавки 3 — среднему амфиболиту рассматриваемого района (рис. 32, б).

Сравнение реальных и модельных спектров распределений РЗЭ позволяет сделать следующие выводы.

1. Материнские магмы протолитов тоналитовых гнейсов типа А могли генерироваться при частичном плавлении метабазалятов в равновесии с "габброидным" реститом (клинопироксен+плаггиоклаз±магнетит), т.е. в сравнительно "сухих" условиях на глубинах не более 40—45 км. Если, как показывают петрогеохимические данные, протолиты диоритовых гнейсов и тоналитовых гнейсов типа А были генетически взаимосвязаны, то образование диоритовых расплава, возможно, происходило при относительно более высоких степенях частичного плавления.

2. Материнские магмы протолитов тоналитовых гнейсов типа Б могли генерироваться при частичном плавлении метабазалятов в равновесии с гранулитовым реститом (клинопироксен+гранат+плаггиоклаз+роговая обманка), что предполагает зарождение расплава в интервале глубины 45—60 км.

3. Материнские магмы протолитов тоналитовых гнейсов типа В могли генерироваться при частичном плавлении метабазалятов в равновесии с "амфиболитовым" реститом (роговая обманка+плаггиоклаз±гранат), что предполагает "мокрые" условия плавления на глубинах не более 40—45 км. К сожалению, какая-либо надежная информация о возрастных соотношениях разных геохимических типов тоналитовых гнейсов отсутствует и мы не можем говорить о временной последовательности процессов зарождения тоналитовых расплава на разных глубинах. На основании имеющихся данных представляется возможным близкосоизмененная генерация тоналитовых расплава на разных глубинах из близкого по составу источника (т.е. типов А и Б), в то время как одновременная генерация тоналитовых магм типов А и В представляется маловероятной.

Эпидотовые гнейсы. На основании геологических и петрографо-минералогических данных предполагается, что эпидотовые гнейсы образовались при метасоматическом обогащении кальцием более ранних метаморфических сиалических пород. Это подтверждается также петрогеохимическими данными, согласно которым эпидотовые гнейсы заметно отличаются от диоритовых и тоналитовых гнейсов лишь повышенными содержаниями СаО и более низкими содержаниями петрогенных и редких щелочей и, возможно, Al_2O_3 . По характеру преобразований минерального и химического состава метаморфических пород процесс образования эпидотовых гнейсов может рассматри-

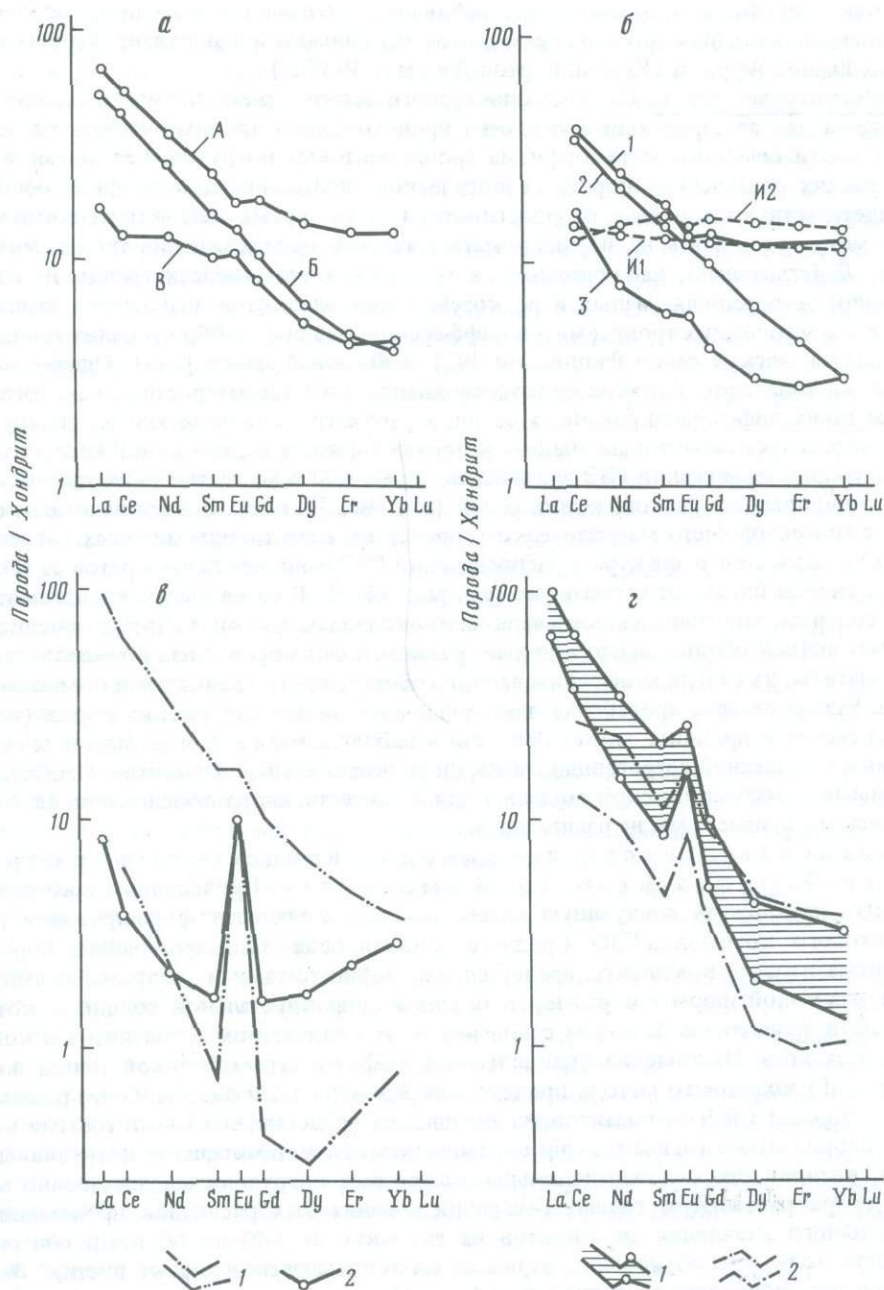


Рис. 32. Нормализованные к хондриту спектры распределений РЗЭ

а – средние по тоналитовым гнейсам трех геохимических типов. *б* – модельные 20%-е выплавки (1–2) из метабазальтов типа среднего архейского толеита ТН 1 (И1) и 20%-я выплавка (3) из среднего амфиболита гнейс-мигматитового комплекса (И2). Модельные выплавки в равновесии с реститом: 1 – 0,6 клинопироксен + 0,3 плагиоклаз + 0,1 магнетит; 2 – 0,55 клинопироксен + 0,20 гранат + 0,15 плагиоклаз + 0,10 роговая обманка; 3 – 0,75 роговая обманка + 0,25 плагиоклаз + 0,05 гранат. *в* – поле трондьемитовых гнейсов (1) и пегматит (2). *г* – поле трондьемитов дифференцированных габбро-тоналит-трондьемитовых плутонических серий Южной Африки (1) и Юго-Западной Финляндии (2)

ваться как эпидотизация. Аналогичные наблюдаемым изменения химического состава с обогащением кальцием и обеднением щелочами описаны в эпидотизированных гранодiorитах Южной Африки (Клемд, Бартон Дж., мл., 1988 г.).

Трондьемитовые гнейсы. На основании геолого-петрографических исследований были предложены две альтернативные гипотезы происхождения трондьемитовых гнейсов за счет: 1) изохимического метаморфизма трондьемитовых интрузий и 2) мигматизации более ранних сиалических пород. Геологическое положение и текстурные особенности свидетельствуют в пользу второй гипотезы, в то время как петрогеохимические данные могут указывать на первично-магматическое происхождение трондьемитовых гнейсов. Действительно, наблюдаемые в трондьемитовых гнейсах тренды изменения содержаний петрогенных, малых и редкоземельных элементов аналогичны вариациям составов магматических трондьемитов дифференцированных габбро-тоналит-трондьемитовых плутонических серий Финляндии [92] и Южной Африки [149]. Однако ни габброидов, ни тоналитов, близких по петрогеохимическим характеристикам аналогичным породам таких дифференцированных серий, в рассматриваемом районе не обнаружено. Кроме того, в трондьемитовых гнейсах интервал вариаций содержаний РЗЭ значительно шире, а уровни содержаний РЗЭ значительно ниже, чем в магматических трондьемитах дифференцированных плутонических серий (см. рис. 32, в, г). Все эти данные не согласуются с гипотезой чисто магматического происхождения трондьемитовых гнейсов. По уровням содержаний и спектрам распределений РЗЭ наиболее лейкократовые трондьемитовые гнейсы близки к пегматитам (см. рис. 32, г). В то же время трондьемитовые гнейсы содержат многочисленные кварц-плаггиоклазовые жилки, которые нередко имеют пегматоидный облик, диффузионные границы и формировались, возможно, так же как пегматиты, из сильно минерализованного обогащенного гранитными компонентами флюида. Разная степень проработки таким флюидом более мафических пород (тоналитовых гнейсов) в принципе может привести к наблюдаемым в трондьемитовых гнейсах вариациям содержаний петрогенных, малых и редкоземельных элементов. Необходимы данные и математической модели для количественного обоснования такого гипотетического процесса мы не располагаем.

Последовательность и природа процессов формирования гнейс-мигматитового комплекса. Проведенные исследования позволяют предложить следующую схему последовательности формирования гнейс-мигматитового комплекса ГЗО Среднего Приднепровья. Наиболее ранние породы в гнейс-мигматитовом комплексе представлены амфиболитами и ультрамафитами. Они слагают различной формы и размеров останцы супракrustальной толщи, в которой преобладали толеитовые базальты с подчиненным количеством коматиитов и коматиитовых базальтов. Накопление вулканогенной мафит-ультрамафитовой толщи по данным Sm-Nd изохронного метода происходило 3,9 млрд лет назад. Наиболее ранние сиалические породы гнейс-мигматитового комплекса представлены тоналитовыми и, возможно, диоритовыми гнейсами. Они образовались при метаморфизме интрузивных тоналитов, внедрившихся в гипабиссальных пластовых интрузиях в существенно мафическую супракrustальную толщу. Генерация тоналитовых расплавов происходила за счет частичного плавления метабазитов на глубинах от >40 до 60 км и при разной активности воды, что обусловило вариации их геохимических характеристик. Внедрение тоналитов происходило в интервале 3,10–3,25 млрд лет назад.

Не исключено, что внедрению тоналитов предшествовал метаморфизм вмещающих их мафических пород, хотя непосредственные данные об этом отсутствуют. Около 3,1 млрд лет назад образовавшиеся ранние сиалические и в меньшей мере мафические породы подверглись метасоматической переработке с образованием гнейсовидно-полосчатых трондьемитовых гнейсов. Этот процесс имел, по-видимому, значительные масштабы, поскольку аналогичные гнейсовидно-полосчатые гранитоиды натриевого ряда широко развиты в гнейс-мигматитовом комплексе на всей территории Среднеприднепровской ГЗО. Sm-Nd изотопно-геохимических характеристики трондьемитовых гнейсов свидетельствуют, что источником метасоматизи-

рующих флюидов могли служить либо мантия, либо, что представляется более вероятным, метаботиты при их дегидратации в нижних частях коры в зоне перехода от амфиболитов к эклогитам. Процесс эпидотизации метаморфических пород в рассматриваемом районе имел локальный характер, поскольку изученные здесь эпидотовые гнейсы широкого распространения в других частях гнейс-мигматитового комплекса Среднеприднепровской ГЗО не имеют.

Гранит-зеленокаменный комплекс. Средние и кислые вулканиты зеленокаменных структур. Средние и кислые вулканиты в разрезах зеленокаменных структур Среднеприднепровской ГЗО пользуются ограниченным распространением. В резко подчиненных количествах они присутствуют в нижних частях разреза конкской свиты, слагающей маломощные пластовые тела (дайки?) среди метаботитовых толщ, и в нижних частях разрезов терригенной толщи белозерской свиты. Основной объем средних кислых вулканитов локализован в верхней части разреза конкской свиты зеленокаменных структур (метатолеит-андезит-дацит-риолитовая формация [56]). Породы этой формации, среди которых преобладают дацит¹-риолитовые разности, слагают различные по площади поля, обычно приуроченные к центральным частям зеленокаменных структур. Палеовулканические реконструкции показывают, что образование пород этой формации происходило при извержении из серии сближенных вулканических аппаратов центрального типа (Бобров А.Б., личное сообщение, 1985 г.; Кушинов и др., 1987 г.). Вблизи центров вулканических аппаратов преобладают андезит-дацитовые лавы и лавобрекчии, которые по мере удаления сменяются туфолавами и тонкозернистыми туфогенно-осадочными породами. Центры аппаратов сложены плагиогранитпорфирами. С полями развития пород этой формации пространственно сопряжены небольшие интрузивные массивы плагиогранитов, имеющие постепенные переходы с плагиогранитпорфирами и рассматриваемые как глубинная жертловая фация палеовулканов (Кушинов и др., 1987 г.).

Андезиты описаны в Белозерской и Верховцевской зеленокаменных структурах [61]. Они слагают обширные покровы мощностью до 100 м или отдельные небольшой мощности потоки, чередующиеся с метаботитами. Фенокристы, составляющие от 0 до 30% объема андезитов, представлены небольшими призматическими или таблитчатыми зернами плагиоклаза (альбит). В мелкозернистой основной ткани андезитов в разных количествах могут присутствовать альбит, кварц, хлорит, биотит, амфибол, карбонат, эпидот, рудный минерал, серицит.

Вулканиты кислого состава (дациты-плагиориолиты) и ассоциирующие с ними небольшие интрузии плагиогранитов описаны многими исследователями [55, 61 и др.]. Нами они изучались по керновому материалу в Сурской зеленокаменной структуре. Здесь кислые вулканиты и гипабиссальные плагиограниты слагают два крупных изолированных поля в южной части структуры, рассматриваемые как крупные палеовулканические постройки (Бобров А.Б., личное сообщение, 1985 г.). Наиболее хорошо сохранившиеся дациты — плагиориолиты представляют лавовые или экструзивные образования. Характерны повсеместно проявленные порфировые структуры. Вкрапленники, составляющие от 5 до 50% объема пород, представлены таблитчатыми зернами или сростками зерен плагиоклаза (*Ab-Olg*) и изометричными, часто с волнистыми контурами зернами бесцветного или голубоватого кварца, в разной степени гранулированного. Размеры вкрапленников варьируют от 0,5 до 7–8 мм. Основная ткань сложена мелкозернистым лепидогранобластовым агрегатом альбита, кварца, серицита, карбоната и реже хлорита. Часто на фоне основной ткани наблюдаются спутанно-волокнистые агрегаты тонкоигольчатого рутила, оконтуривающие участки скопления серицита и хлорита и образовавшиеся, по-видимому, при перекристаллизации вкрапленников биотита. Роговая обманка встречена практически во всех образцах в виде небольших единич-

¹ В средних-кислых вулканитах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, повсеместно сохраняются структурно-текстурные признаки их магматического происхождения. Поэтому здесь и далее приставка мета- перед названиями магматических пород опускается.

ных зерен неправильной формы. В акцессорных количествах присутствуют сульфиды (с резким преобладанием пирита), сфен, апатит и циркон. Большинство кислых вулканитов подверглись карбонатизации (до 20–30% серицита). Эти изменения могут быть связаны как с поствулканическими процессами, так и с метаморфизмом этих пород в условиях зеленосланцевой фации.

Небольшие по мощности тела плагиогранитов тесно ассоциируют с вулканитами кислого состава. Плагиограниты – массивные зеленовато- или розовато-серые породы, среднеравнозернистые, с хорошо сохранившимися гипидиоморфными структурами. Они сложены призматическими зернами зонального плагиоклаза (An_{10-20}) – 60–65% и изометричной или неправильной формы гранулированными зернами голубоватого кварца (25–30%). В подчиненных количествах присутствуют хлорит (1–3%), часто образующий полные псевдоморфозы по раннему биотиту, эпидот (2–3%), карбонат (1–2%) и серицит (до 5%), встречаются единичные зерна частично хлоритизированной буро-зеленой роговой обманки. В акцессорных количествах присутствуют сфен, пирит, апатит и циркон.

Тоналитовые плутоны в обрамлении зеленокаменных структур (Сурский комплекс). Наиболее хорошо обнаженный и детально изученный массив этой группы расположен в северо-восточной части Сурской зеленокаменной структуры. Массив занимает площадь около 80 км² и более чем на 90% сложен тоналитами с подчиненным количеством трондьемитов и лейкократовых двуполевошпатовых гранитов [15]. Ксенолиты амфиболитов фиксируются в части массива, контактирующей с мафитами низов разреза конжской свиты. Они характеризуются изометричной формой, неровными заливообразными очертаниями и имеют размеры от первых метров до десятков метров. В области непосредственного контакта метабазитов конжской свиты с тоналитами массива располагается зона развития глыбовых и послойных мигматитов шириной в первые десятки метров, в которой в разной степени переработанные небольшие по размерам фрагменты амфиболитов цементируются роговообманковыми тоналитами [15]. Во внешней части массива тоналиты содержат небольшие (до 1 м) ксенолиты плагиогранитогайсов, принадлежащих предположительно к днепропетровскому комплексу. Обычно эти ксенолиты имеют удлиненную форму и резкие прямоугольные очертания, в редких случаях у мелких включений границы с прорывающими их тоналитами нечеткие, что создает видимость постепенных переходов [15]. Строение массива неоднородно. Внутренняя зона, преобладающая по объему, сложена среднезернистыми гомогенными *Bi* и *Hbl-Bi* тоналитами, содержащими жилки аплитовидных трондьемитов. Краевые зоны массива занимают незначительный объем и ширина их не превышает 1–1,5 км. В зоне, примыкающей к метабазитам Сурской структуры, преобладают *Hbl* тоналиты, сменяемые по мере продвижения к центральным частям массива разномасштабными *Hbl-Bi* тоналитами. Внешняя зона массива, примыкающая к гранитоидам днепропетровского комплекса, сложена преимущественно гранитами калинатрового ряда [15]. Преобладающие по объему *Bi* тоналиты массива характеризуются массивной или слабо гнейсовидной текстурой, обусловленной плоскопараллельным расположением чешуек биотита и линзовидных зерен кварца и гетерогранобластовой с участками гипидиоморфнозернистой структурой. Биотитовые тоналиты сложены плагиоклазом (65%), кварцем (22%), биотитом (7,5%), эпидотом (2,5%) и мусковитом (1%), в акцессорных количествах присутствуют магнетит, апатит, циркон, ортит [15, 16]. Циркон представлен однородной популяцией мелких (~0,2 мм) призматических кристаллов ($l/d = 2,5-3,0$) с тонкозональным внутренним строением. Включения кластогенных цирконов не установлены [16].

Нами по отдельным обнажениям, вскрытым крупным карьером, изучался Вольнохуторской тоналитовый массив, расположенный в северо-западном обрамлении Верховцевской зеленокаменной структуры. Здесь непосредственный контакт тоналитов и метабазитов нарушен более молодыми плагио- и двуполевошпатовыми *Hbl-Bi* лейкогранитами, которые имеют резкие, в ряде случаев рвущие контакты с метабазитами и постепенные переходы с тоналитами. Характер последних свидетельствует в пользу бо-

лее молодого возраста лейкогранитов с контаминацией или магматическим замещением ими в зоне контакта более древних тоналитов.

Тоналиты, слагающие вскрытую карьером на протяжении ~500 м часть массива, — однородные мелко- до среднезернистых темно-серые гнейсовидные породы со слабо выраженной линейно-плоскостной ориентировкой биотита. Преобладающие структуры тоналитов — гетерогранобластовые. Присутствие порфиroidных кристаллов в разной степени эпидотизированного плагиоклаза и изометричных или линзовидных скоплений гранулированного кварца, по-видимому, отражает реликтовую гипидиоморфнозернистую и/или порфиroidную структуры. Тоналиты сложены плагиоклазом (An_{25-35}) — 60–65%, кварцем — 15–20%; биотитом — 10–15% и роговой обманкой — 5–10% с подчиненным количеством эпидота (1–2%) и акцессорными количествами магнетита, апатита, циркона и сфена. Циркон представлен однородной популяцией светло-розовых удлиненно-призматических ($l/d = 2,5-3,5$) кристаллов размером от 0,05 до 0,15 мм, имеющих гомогенное с тонкой зональностью внутреннее строение. Часть цирконов из изученных проб в той или иной степени претерпели растворение с закруглением ребер и вершин кристаллов и образованием борозд и каналов на их гранях.

Среди тоналитов встречаются редкие разрозненные ксенолиты амфиболитов, петрографически идентичных амфиболитам из смежных супракрупных толщ Верховцевской зеленокаменной структуры. Ксенолиты имеют четкие границы, небольшие размеры и близкую к изометричной с плавными, иногда заливчатыми очертаниями форму. На контактах тоналитов с ксенолитами амфиболитов наблюдаются зоны перекристаллизации шириной 2–3 мм. Перекристаллизация выражена в появлении крупных разноориентированных пойкилобластовых кристаллов роговой обманки как в амфиболитах, так и в тоналитах, и резко уменьшении количества биотита и некотором увеличении количества кварца в тоналитах.

Петрогеохимическая характеристика кислых вулканитов зеленокаменных структур и тоналитов обрамляющих плутонов. Средние-кислые вулканиты метатолит-андезит-дацит-риолитовой формации, залегающие как в пределах одной, так и разных зеленокаменных структур, заметно различаются по содержаниям петрогенных элементов. Это обуславливает сильный разброс фигуративных точек этих пород на диаграммах AFM и $Ab-An-Or$ (рис. 33, а). Петрографическое изучение проанализированных образцов дацит-плагиориолитовых порфиров Сурской структуры показывает, что наиболее значительные вариации содержаниями практически всех элементов устанавливаются для сильно серицитизированных образцов (например, С-85-2 и С-85-31 в табл. 26). Карбонатизация, в разной степени проявленная во всех образцах, не приводит к существенному изменению петрохимических составов пород. На диаграмме $Ab-An-Or$ преобладающая часть фигуративных точек вулканитов из разных структур попадает в поле натриевых гранитоидов. Смещение фигуративных точек в область гранодиоритов и адамеллитов обусловлено процессами серицитизации пород. На диаграмме AFM фигуративные точки средних-кислых вулканитов из разных структур образуют размытое облако в поле известково-щелочных магматитов. Содержания некоторых малых элементов в плагиориолитовых порфирах Сурской структуры приведены в табл. 26. За исключением наиболее измененного образца С-85-2, все плагиориолит-порфиры имеют близкие значения содержаниями Rb, Sr, Zr и Y с большим незакономерным разбросом содержаниями Ва. Заметно меньшая подверженность плагиогранитов процессам карбонатизации и серицитизации отражается и на однородности их химических составов (см. табл. 26). По содержаниями петрогенных и малых элементов плагиограниты Сурской структуры аналогичны тесно ассоциирующим с ними плагиориолит-порфирам. Отличительной чертой плагиогранитов являются устойчиво более высокие содержания в них Sr.

Из тоналитов обрамляющих плутонов петрохимически достаточно полно охарактеризован только Сурский массив [15, 16]. Преобладающая его часть сложена высокоглиноземистыми ($Al_2O_3 > 16\%$) тоналитами, фигуративные точки которых на диаграмме AFM ложатся в поле известково-щелочных пород (см. рис. 33, а). Анализ особен-

Таблица 26

Химические составы кислых вулканитов и плагиогранитов Сурской зеленокаменной структуры и тоналитов Сурского комплекса

Элемент	C-85-2	C-85-31	C-85-32	C-86-24	C-86-25	C-86-26	C-86-27
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ , %	76,73	71,44	73,67	68,83	71,08	72,95	70,61
TiO ₂	<0,1	0,31	0,29	0,24	0,28	0,27	0,29
Al ₂ O ₃	14,16	16,13	14,77	15,70	15,95	15,32	15,89
Fe ₂ O ₃	0,94	1,09	0,88	1,79*	1,72*	1,26*	2,18*
FeO	0,06	0,74	1,06	—	—	—	—
MnO	0,07	<0,01	<0,01	0,11	0,10	0,11	0,11
MgO	0,36	1,65	0,89	0,63	1,01	1,22	1,91
CaO	1,52	2,31	2,25	2,79	2,74	2,44	3,58
Na ₂ O	1,53		3,79	4,10	4,43	3,46	2,35
K ₂ O	2,58	2,71	1,02	2,36	1,61	1,72	1,69
P ₂ O ₅	<0,01	<0,01	<0,01	0,06	0,10	0,09	0,11
П.п.п.	2,29	2,34	1,10	3,28	0,94	1,17	1,27
Сумма	100,22	100,29	99,72	99,89	99,97	100,01	99,96
Rb, мкг/г	96	96	45	69	52	58	71
Sr	111	270	304	272	241	251	328
Ba	175	789	459	857	571	634	386
Zr	51	121	112	110	119	114	127
Y	15	17	14	13	13	14	17

1–8 – Q и Q-Pl плагиориолит-порфиры; 9–14 – плагиограниты; 15 – тоналит Сурского массива; 16 – тоналит Вольнохутурского массива.

Содержания петрогенных компонентов определялись рентгеноспектральным флюоресцентным методом в химико-аналитических лабораториях ВСЕГЕИ (1–3); ИГиГ СО АН СССР (4–8), ГЕОХИ АН СССР (9–10)

ностей петрохимического состава тоналитов Сурского массива приводит авторов [15] к выводу о невозможности образования материнских расплавов за счет переплавления предшествующих сиалических пород и показывает связь источника их материнских расплавов с породами базитового состава. Ограниченность петрогеохимических данных не позволяет полно охарактеризовать тоналиты Вольнохутурского массива. В табл. 26 приведен химический состав тоналита из Сурского массива, который по содержаниям как главных, так и малых элементов полностью отвечает результатам анализов предыдущих исследователей [15, 47], и состав типичного образца тоналитов из Вольнохутурского массива. При близких содержаниях SiO₂, MgO, CaO и щелочей в проанализированных образцах из двух интрузивных массивов тоналит Вольнохутурского массива имеет заметно более высокие содержания TiO₂ и FeO* и значимо более низкие содержания Ba и Sr по сравнению с тоналитом Сурского массива. Такие различия обусловлены, по-видимому, разными условиями генерации тоналитовых расплавов этих плутонов. РЗЭ в тоналитах Вольнохутурского массива имеют фракционированный спектр распределения по отношению к хондриту с обогащением легкими лантаноидами ($Se_N/Yb_N = 6 - 7,5$) и небольшой отрицательной аномалией Eu ($Eu/Eu^* = 0,85 - 0,90$) (рис. 33, б). По уровням содержаний и характеру распределений РЗЭ тоналиты Вольнохутурского массива аналогичны тоналитовым гнейсам типа А гнейс-мигматитового комплекса (см. рис. 30, б).

Изотопно-геохронологические данные по кислым магматитам гранит-зеленокаменного комплекса. Время кислого магматизма в зеленокаменных структурах датировано для уровня конкской и белозерской свит. Кислые вулканиты конкской свиты из различных структур имеют близкий изотопный возраст. Чертомлынская – 3145 и 3160 млн лет, U–Pb по цирконам (Артеменко и др., 1987 г.; Кушинов и др., 1987 г.); Сурская – $3,096 \pm 62$ млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,70088 \pm 8$ (Rb–Sr метод по валовым пробам кис-

C-86-28	C-85-4	C-85-6	C-86-16	C-86-17	C-86-18	C-86-19	C-86-2	B-86-5
8	9	10	11	12	13	14	15	16
71,99	72,98	72,37	69,50	70,12	69,94	70,22	63,96	63,68
0,28	0,30	0,30	0,29	0,26	0,24	0,26	0,44	0,74
	15,98	15,14	16,27	15,98	15,80	16,09	18,57	16,68
1,92*	2,35*	2,19*	1,10	0,79	1,26	1,56	1,49	1,55
—	—	—	1,27	1,39	1,13	0,69	2,26	3,83
0,11	0,037	0,034	0,043	0,035	0,053	0,040	0,066	0,093
0,72	0,49	0,87	0,65	0,65	0,89	0,83	1,62	1,66
2,44	2,98	2,76	2,96	2,88	2,79	3,27	4,25	4,94
5,19	4,83	4,44	5,15	5,08	5,08	4,37	4,82	4,55
1,14	1,25	1,60	1,77	1,60	1,40	1,49	1,66	1,38
0,08	0,123	0,120	0,077	0,073	0,110	0,088	0,18	0,059
0,61	0,26	1,70	0,96	1,17	1,13	1,22	0,67	0,81
99,88	101,59	101,37	100,06	100,04	99,83	100,14	100,00	100,00
51	36	41	48	42	42	45	52	34
233	514	330	514	458	482	410	634	316
382	568	575	658	605	661	376	894	380
127	119	115	123	123	124	119	159	131
14	13	14	14	14	14	15	18	21

и весовым методом в лаборатории ПГО "Укрчерметгеология" (11–16); содержания Rb, Sr, Ba, Zr и Y определялись рентгеноспектральным флуоресцентным методом в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

*Суммарное железо в виде Fe_2O_3 .

лых вулканитов и плагиогранитов), возраст пород 3106 ± 26 млн лет, $\epsilon_{Nd} = 1,8 \pm 0,2$ (Sm/Nd метод по валовым пробам кислых и основных метавулканитов [37]). Время ограниченного по объему проявлений кислого магматизма на уровне белозерской свиты определяется U–Pb изохронными датировками по цирконам в интервале 2,965–3,000 млн лет (Щербак и др., 1986 г.; Артеменко и др., 1987 г.). Расчет Sm–Nd возраста только по пробам мафических вулканитов из низов разреза коньковской свиты Сурской структуры дает возраст 3159 ± 25 млн лет ($\epsilon_{Nd} = 1,8 \pm 0,1$), однако надежность этого возраста, определенного изохроной по трем точкам, невелика [37].

Геохронологические данные по тоналитам сурского комплекса ограничены. По данным U–Pb метода, цирконы из тоналитов Сурского массива вместе с цирконами из различных гранитоидов днепропетровского комплекса определяют изохрону с верхним пересечением конкордии 2960 ± 50 млн лет (Щербак и др., 1982 г.). Модельный Sm–Nd возраст для пробы среднезернистого тоналита Вольнохуторского массива составляет $3,07$ (t_{CHUR}) – $3,34$ (t_{DM}) млн лет. Предварительное изучение Pb–Pb изотопной системы цирконов из тоналитов той же пробы, проведенное нами методом термоионной эмиссии из отдельных целых кристаллов, дает верхнюю оценку возраста (по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$) $\sim 3,13$ млрд лет. Цирконы тоналитов имеют однородное внутреннее строение, присутствие в них кластогенных более ранних цирконовых фаз не установлено. Несмотря на существенные ограничения геохронологического использования термоионного метода, приведенные выше минералогические характеристики изученных цирконов, а также хорошее согласие полученного этим методом значений возраста интервалу модельных Sm–Nd возрастов позволяет рассматривать возраст $3,13$ млрд лет как верхнее ограничение времени магматического внедрения тоналитов Вольнохуторского массива. Рассчитанное для этого возраста ϵ_{Nd} равно $+0,6$, что свидетельствует о практически недифференцированном распределении РЗЭ в источнике их

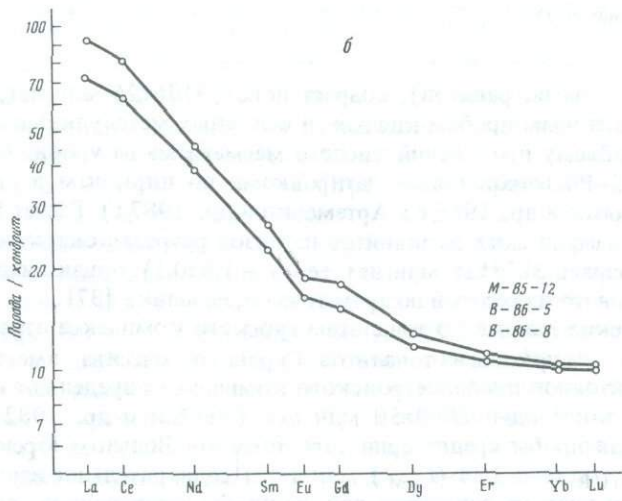
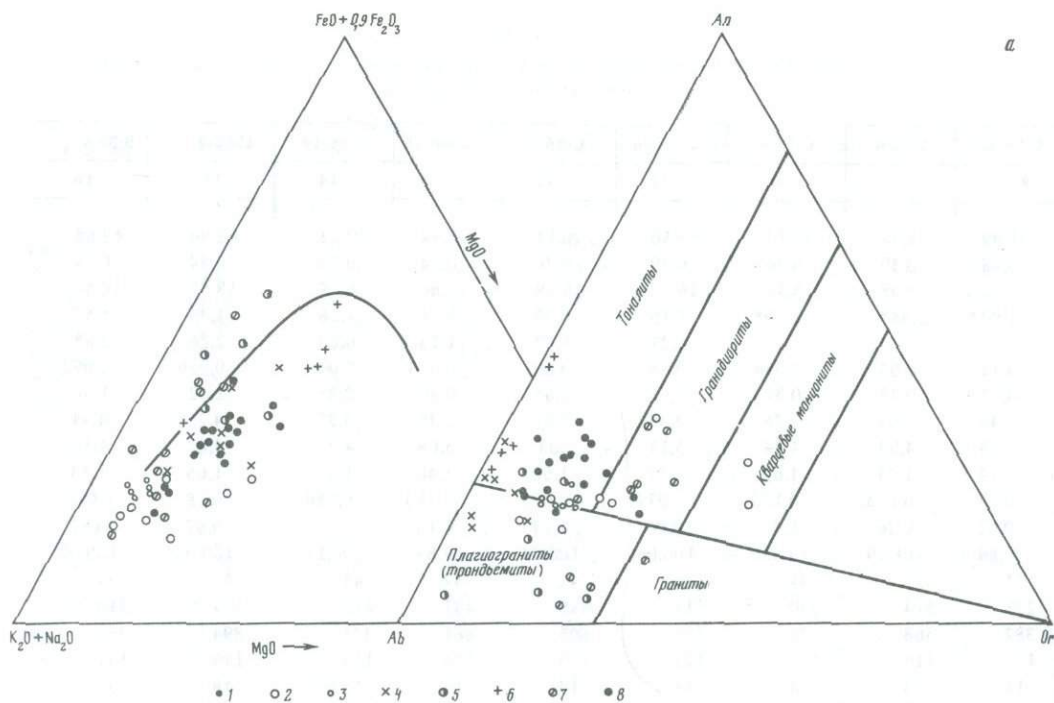


Рис. 33. а – диаграммы *AFM* и *Ab-An-Or* для вулканитов конкской свиты зеленокаменных структур и тоналитов Сурского комплекса
 1–3 – Сурская структура: 1 – метабазиты, 2 – дациты и риолиты, 3 – плагиограниты; 4, 5 – Верховцевская структура [61]: 4 – андезиты, 5 – дациты и риолиты; 6, 7 – Белозерская структура [61]: 6 – андезиты, 7 – дациты и риолиты; 8 – тоналиты и трондьемиты Сурского массива [15] и тоналит Вольнохutorsкого массива.

б – нормализованные к хондриту содержания РЗЭ в тоналитах Вольнохutorsкого массива

расплава. По геохимии РЗЭ и первичному изотопному составу Nd тоналиты Вольнохуторского массива очень близки к тоналитовым гнейсам типа А гнейс-мигматитового комплекса, что свидетельствует о близких условиях образования их материнских тоналитовых расплавов. Надежных датировок этих близких по генезису магматических пород нет. Имеющиеся изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о близком времени внедрения (в пределах 100–150 млн лет) тоналитов Вольнохуторского массива и протолитов тоналитовых гнейсов гнейс-мигматитового комплекса с возможно несколько более ранним временем внедрения последних.

Помимо изотопно-геохронологического изучения валовых проб, которое дает информацию об изотопной системе протолита метаморфической породы, мы провели изучение изотопных систем в метаморфических минералах однотипных по петрографическим и петрогеохимическим характеристикам амфиболитов из гнейс-мигматитового и гранит-зеленокаменного комплексов. Изохроны по породообразующим минералам этих амфиболитов, отражающие время вывода метаморфических пород на уровни коры с P - T условиями закрытия изотопных систем в минералах [185], дают различные значения возрастов. Для амфиболитов из района с. Шолохово по пробам роговая обманка—плагиооклаз—вал получен возраст 2154 ± 21 млн лет (Rb—Sr) и 2161 ± 12 млн лет (Sm—Nd). Для амфиболитов из низов разреза конкской свиты Сурской структуры аналогичные минеральные изохроны отвечают возрасту $2,96 \pm 0,10$ (Rb—Sr) и $2,86 \pm 0,05$ (Sm—Nd) млрд лет (неопубликованные данные авторов). Эти данные свидетельствуют о разновременности вывода пород гранит-зеленокаменного и гнейс-мигматитового комплексов на один уровень коры.

Возрастные соотношения ранних кислых магматитов и проблема фундамента Среднеприднепровской ГЗО. Вопрос о возрастной последовательности кислого магматизма в ГЗО Среднего Приднепровья является частью более общей проблемы возрастных соотношений гнейс-мигматитового и гранит-зеленокаменного комплексов. Большинство исследователей Среднего Приднепровья рассматривают гнейс-мигматитовый комплекс как фундамент супракрустальных толщ зеленокаменных структур. Такие представления базируются на различиях в степени метаморфизма и характере структурной переработки слагающих эти комплексы пород [47]. В соответствии с этим кислые вулканиты зеленокаменных структур и обрамляющие тоналитовые плутоны Сурского комплекса рассматриваются как более поздние образования по отношению и к ультраметагенным гранитоидам и метаморфическим породам их субстрата в гнейс-мигматитовом комплексе. Однако большинство имеющихся геохронологических данных по породам ГЗО Среднего Приднепровья не согласуется с такой схемой. Многочисленные изотопно-геохронологические данные по цирконам из гранитоидов днепрпетровского комплекса и пород их субстрата группируются в интервале 2,95–3,00 млрд лет [77]. Эти возраста, по мнению ряда исследователей [47], отражают время мощной эндогенной переработки пород гнейс-мигматитового комплекса, которая, как показывают изотопно-геохронологические данные (Шербак и др., 1986 г.; Артеменко и др., 1987), была синхронна началу накопления терригенно-осадочных толщ белозерской свиты в смежных зеленокаменных структурах. Такая возрастная взаимосвязь этих процессов предполагает, что около 3 млрд лет назад началось общее воздымание (орогенез?) гнейс-мигматитового комплекса. Части его, выводимые на дневную поверхность, служили источником материала для терригенно-осадочных толщ зеленокаменных структур, а глубинные уровни подвергались мощной тектоно-метаморфической переработке. По результатам изучения изотопных систем в метаморфических минералах установлено, что породы гнейс-мигматитового и гранит-зеленокаменного комплексов ГЗО Среднего Приднепровья были выведены в верхние близкие по термобарометрическим условиям горизонты коры в разное время. Зеленокаменные структуры были тектонически более устойчивыми элементами коры и наблюдаемые ныне на поверхности их метаморфические породы были выведены в верхние горизонты коры около 2,9 млрд лет назад, т.е. примерно через 200–300 млн лет после накопления вулканогенно-осадочных толщ.

В тоже время гнейс-мигматитовый комплекс испытывал воздымание и эрозию по крайней мере в течение 800 млн лет, и вскрытые ныне на поверхности его части были выведены в верхние горизонты коры около 2,2 млрд лет назад. Это может отражать выведение пород этих комплексов с разноглубинных уровней и накладывает серьезные ограничения на использование различий в степени метаморфизма в характере структурной переработки гнейсового и зеленокаменного комплексов в целях их возрастной корреляции.

Результаты исследований последних лет (Бобров, Сиворонов, 1988 г.) свидетельствуют о возможной генетической связи тоналитов обрамляющих плутонов и кислых вулканитов конкской свиты зеленокаменных структур, что предполагает их одновозрастность. Имеющиеся в настоящее время изотопно-геохронологические данные не противоречат этому.

Сравнение изотопно-геохронологических данных по сиалическим породам может свидетельствовать о близком (синхронном?) времени кислого магматизма в гранит-зеленокаменном комплексе и ультраметаморфизма в гнейс-мигматитовом комплексе 3,10–3,16 млрд лет назад. Если так, то тоналитовые гнейсы в гнейс-мигматитовом комплексе являются наиболее ранними сиалическими породами в пределах ГЗО Среднего Приднепровья. Однако эти породы, занимавшие, по-видимому, значительные площади до ультраметаморфизма, скорее образовались близкоодновременно с заложением зеленокаменных поясов, чем служили фундаментом последних. Действительно, возможный возраст протолитов тоналитовых гнейсов гнейс-мигматитового комплекса оценивается около 3,20–3,25 млрд лет. Близкий возраст следует предполагать для метабазитов нижних частей разрезов зеленокаменных структур, поскольку явно более поздние кислые вулканиты и плутониты, формирование которых было отделено во времени от процессов формирования подстилающих базальтовых магматитов этапом деформации последних, имеют изотопный возраст в интервале 3,10–3,16 млрд лет.

Все изученные кислые породы как гнейс-мигматитового, так и гранит-зеленокаменного комплексов имеют "мантийные" изотопно-геохимические характеристики. Это указывает, что в генерации их материнских расплавов (или флюидов в случае мигматитов) более древние сиалические породы участия не принимали и наиболее вероятным источником кислого материала служило вещество базитового состава. Таким образом, сиалическая кора континентального типа в пределах Среднеприднепровского ГЗО начала формироваться близкоодновременно с заложением зеленокаменных структур в позднем архее около 3,2 млрд лет назад.

На основании геологических данных установлено, что формированию первых гранитоидных пород и в гнейс-мигматитовом и в гранит-зеленокаменном комплексах предшествовал базитовый магматизм. Вопросы возрастных и генетических соотношений этих потенциальных пород фундамента ГЗО широко обсуждаются в литературе. Принципиальных отличий по геолого-петрографическим и петрогеохимическим характеристикам метабазитов супракрупных толщ конкской свиты и амфиболитов в останцах среди гранитоидов гнейс-мигматитового комплекса не устанавливается. Это, а также частная пространственная приуроченность к бортовым частям зеленокаменных структур большей части останцев амфиболитов гнейсового комплекса послужили основанием для отнесения последних к глубинным частям разрезов зеленокаменных толщ, сильно переработанных в процессах ультраметаморфизма [55]. В пользу этого свидетельствуют данные и по другим ГЗО. Так, выше было показано сходство в геологическом строении разреза гнейс-мигматитового комплекса Среднего Приднепровья с разрезами Олондинской зеленокаменной структуры Олекминской ГЗО (Алданский шит), геологическое строение и фациальный состав магматитов которой указывают на глубокий уровень ее эрозионного среза. Среди зарубежных исследователей возрастная корреляция останцов амфиболитов в гнейсовых комплексах и метабазитов нижних частей разрезов зеленокаменных структур последовательно проводится Гликсоном [29, 133, 134]. В одной из последних его работ на примере ряда древних (~3,5 млрд лет) ГЗО показана региональная пространственная приуроченность останцов амфиболитов среди гнейсовых

комплексов и бортовых частей зеленокаменных структур и закономерное уменьшение по мере удаления от них количества таких останцов [134]. Однако имеется ряд данных, не позволяющих рассматривать все останцы амфиболитов как фрагменты смежных зеленокаменных толщ. Так, гранодиоритовые гнейсы в западной части батолита Шо (Западная Австралия) содержат в себе деформированные протяженные прослои супракрусталльных пород, геологически прослеживаемые в смежные вулканогенные толщи зеленокаменной структуры [100, 101]. В то же время какой-либо пространственной сопряженности многочисленных останцов амфиболитов в других частях этого батолита с зонами его контактов с зеленокаменными структурами не устанавливается. Это привело к предложению о возможности существования в гранитогнейсовом батолите Шо останцов, более древних, чем зеленокаменные толщи базитов [153].

Первое изотопно-геохронологическое подтверждение существования в гнейсовых комплексах ГЗО metabазитов, более древних, чем metabазиты зеленокаменных структур, получено для Среднего Приднепровья. По ультрамафическим сланцам, слагающим пластовые тела среди амфиболитов гнейсового комплекса в районе с.Шолохово, получен Sm—Nd изохронный возраст $3,9 \pm 0,22$ млрд лет, который существенно превышает возможное время излияния базальтов нижних частей разрезов зеленокаменных структур (3,16 млрд лет) [37].

Таким образом, сохранившиеся в составе гнейсовых комплексов ГЗО останцы супракрусталльных существенно базитовых комплексов, могут являться как фрагментами низов разрезов зеленокаменных структур, так и останцами более раннего, существенно мафического супракрусталльного комплекса, служившего фундаментом ГЗО и по изотопному возрасту сопоставимого с раннеархейскими комплексами ГГО. Как отмечалось выше, изотопно-геохимические характеристики основного объема кислых магматитов Среднего Приднепровья, формировавшихся на ранних стадиях заложения и развития этой позднеархейской ГЗО, не допускают существования в фундаменте последней значительных объемов более древнего сиалического материала. Это, однако, не может исключить присутствия в составе раннеархейского мафического супракрусталльного комплекса подчиненного по объему гранитоидного материала.

Сравнительная петрогеохимическая характеристика ранних кислых магматитов ГЗО и раннеархейских кислых пород ГГО

Разные ГЗО при общем сходстве геологического строения различаются по характеру возрастных соотношений пород гнейсовых комплексов с вулканогенно-осадочными толщами смежных зеленокаменных структур, а также строению и составу разрезов последних. Это нашло отражение в выделении первичных и вторичных зеленокаменных поясов (структур) [29].

Предполагается, что накопления вулканогенных толщ первичных зеленокаменных поясов предшествовало образованию гранитоидов гнейсовых комплексов, в то время как вторичные пояса закладывались на уже существовавшем сиалическом фундаменте, сформировавшемся в ходе развития более древних ГЗО. Первичные и вторичные зеленокаменные пояса существенно различаются по стратиграфической последовательности и объемным соотношениям слагающих их вулканических и осадочных пород, по генетическому типу осадков, а также по объемным соотношениям и химизму основных (ультраосновных) — кислых вулканитов. Обобщая данные по зеленокаменным поясам архея, Конди [42] на основании анализа их стратиграфии приходит к выводу, что первичные зеленокаменные пояса формировались в течение всего архея, в то время как вторичные закладывались на рубеже 2,6–2,7 млрд лет назад.

Для петрогеохимической характеристики ранних кислых пород ГЗО, разрезы, зеленокаменных структур в которых отвечают первичным поясам, мы наряду с собственными данными привлекли опубликованные данные по двух детально изученным раннеархейским регионам — ГЗО Восточной Пилбары (Западная Австралия) и Каапвааль-

ского кратона (Южная Африка). В строении этих регионов ранние кислые породы занимают сходное геолого-структурное положение, аналогичное рассмотренным выше ранним кислым породам Среднеприднепровского ГЗО. Как и для последнего, в раннеархейских ГЗО проблема возрастных соотношений разнообразных гранитоидов гнейсовых комплексов, кислых вулканитов зеленокаменных структур и обрамляющих тоналит-плагиогранитных плутонов дискуссионна [86, 100, 101, 150 и др.]. Несмотря на комплексные изотопно-геохронологические исследования в раннеархейских ГЗО, однозначные доказательства большей древности пород гнейсовых комплексов по сравнению с вулканитами зеленокаменных структур и обрамляющими тоналит-плагиогранитными плутонами отсутствуют. На рис. 34 суммированы геохронологические данные по ГЗО Каапваальского кратона и Восточной Пилбари. Они свидетельствуют о близком времени формирования кислых пород гнейсовых и зеленокаменных комплексов и обрамляющих плутонов, а их изотопно-геохимические характеристики указывают на возникновение исходных для кислых пород расплавов при дифференциации основных магм или частичного плавления более ранних мафит-ультрамафитовых пород [97, 98, 101, 112, 116, 153, 183].

Для характеристики вещественного состава древнейших кислых пород ГГО мы ограничились опубликованными данными только по району Исуакasia Юго-Западной Гренландии. Структурный план этого района (купольные, а не линейные структуры), состав слагающих его пород и их степень метаморфизма в целом нехарактерны для раннеархейских комплексов ГГО. Однако исследованиями Натмана и др. [174] убедительно показано, что геологически и геохронологически разновозрастные раннеархейские тоналитовые и гранитные гнейсы Амйтсок с усилением деформаций в южной части района переходят в типичные полигенные гранодиоритовые гнейсы ("серые гнейсы"), слагающие основной объем раннеархейских комплексов Юго-Западной Гренландии, полуострова Лабрадор и других ГГО. В то же время, хорошая сохранность геологического строения в районе Исуакasia позволяет предполагать и наилучшую сохранность вещественного состава этих раннеархейских пород [174].

Геологическое строение древнейших образований района Исуакasia имеет много сходных черт с ГЗО. Большинство исследователей [46, 94, 162] считают, что набор пород ассоциации Акилия и серии Исуа, слагающих разрозненные останцы среди гнейсов Амйтсок, близок к осадочно-вулканогенным комплексам зеленокаменных поясов ГЗО. Реконструкция условий образования кислых метаосадков серии Исуа [173] предлагает их формирование за счет разрушения андезитовых или дацитовых вулканических центров с транспортировкой материала на их фланги турбидитовыми потоками и переотложения в виде слоистых горизонтов. Сходные палеовулканические условия восстановлены во многих зеленокаменных поясах, например, в поясах восточной части блока Пилбара, где широкое распространение кислого материала обусловлено переносом его в водных условиях в ходе эксплозивных извержений [96]. Помимо метаосадков кислого состава в серии Исуа (а также в ассоциации Акилия и в аналогичных супракрустальных образованиях раннеархейского гнейсового комплекса полуострова Лабрадор) присутствуют метаосадки, петрогеохимические особенности которых наилучшим образом объясняются бимодальным (основным—кислым) составом источников их сноса [164, 173]. Вопросы происхождения "серых гнейсов" Амйтсок дискуссионны. Последние исследования показали, что большая часть их имеет полигенную природу. Геохимическое сходство с более молодыми тоналитовыми комплексами наименее измененных тоналитовых гнейсов Амйтсок из района Исуакasia предлагает их образование за счет интрузий тоналитового состава [46, 174]. Сравнительная петрогеохимическая характеристика ранних кислых пород ГЗО и ГГО проведена по некоторым петрогенным и малым элементам с использованием тройных и бинарных диаграмм и по РЗЭ. Математическая обработка аналитических данных и графические построения выполнены в ИГЕМ АН СССР на ЭВМ СМ-4 по программам, составленным К.Д. Родионовым. Аналитические данные заимствованы из работ: Среднее Приднепровье [ориги-

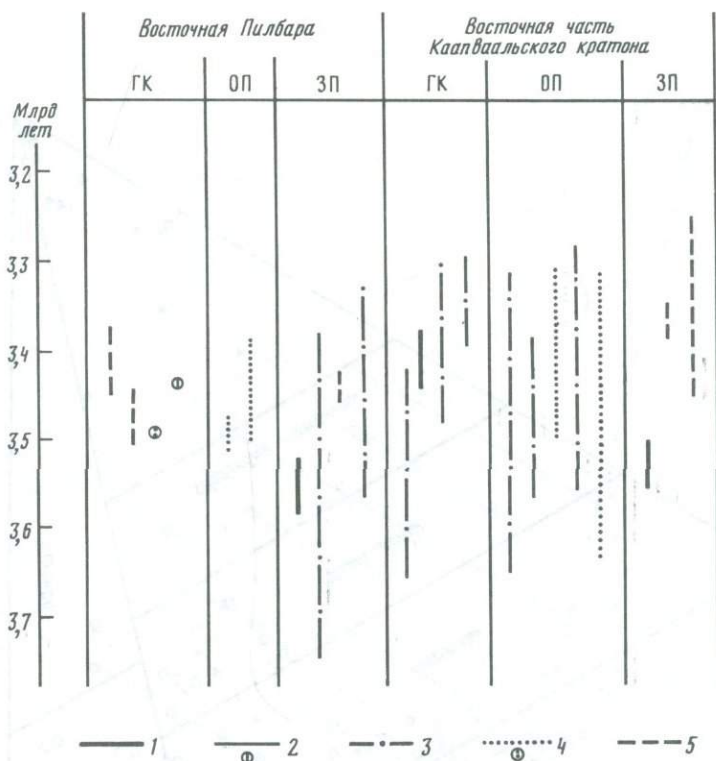


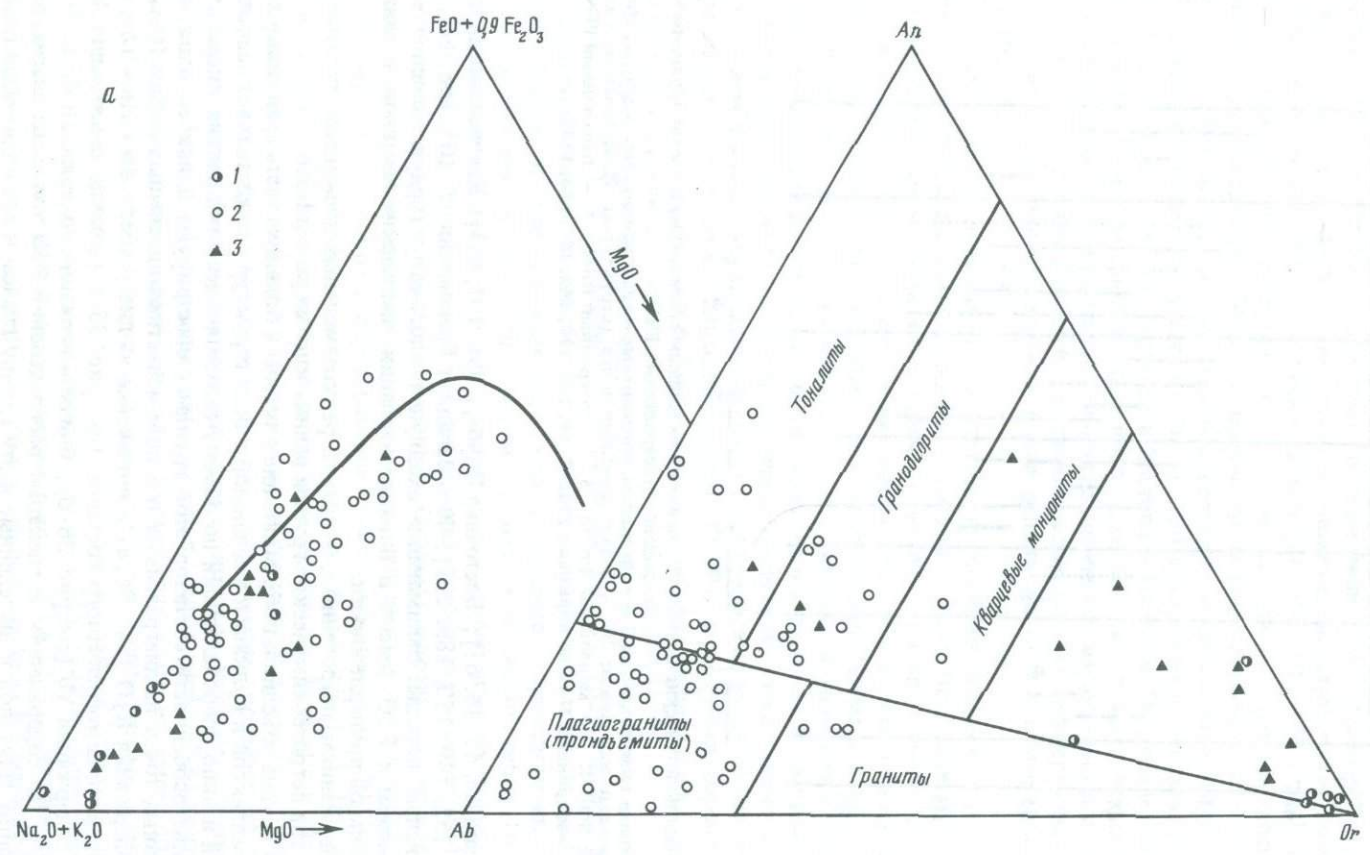
Рис. 34. Геохронологические данные по древнейшим кислым магматитам и ассоциирующим с ними породам раннеархейских ГЗО

ГК — гнейсовые комплексы; ОП — тоналит-плагиигранитные и гранодиоритовые плутоны, обрамляющие зеленокаменные пояса; ЗП — зеленокаменные пояса (структуры). Изотопные методы: 1 — изохронный Sm-Nd; 2 — модельный Sm-Nd; 3 — изохронный Rb-Sr; 4 — изохронный Pb-Pb; 5 — изохронный U-Pb по цирконам [96, 97, 98, 101, 112, 142, 150, 153, 183]

нальные данные, 15, 16, 61]; Восточная Пилбара [96, 101, 153]; Каапваальский кратон [86, 115, 132, 149, 150, 183, 202]; Юго-Западная Гренландия [5, 105, 168, 173, 174]. Ранние кислые породы, занимающие сходную геолого-структурную позицию в трех рассматриваемых ГЗО, имеют и близкие вариации химических составов, независимо от региональной принадлежности.

По содержанию петрогенных, малых и редкоземельных элементов отчетливо выделяются три петрогеохимические группы ранних кислых пород ГЗО.

Первая группа объединяет обрамляющие плутоны и большую часть гранитоидов гнейсовых комплексов и вулканитов зеленокаменных структур и представляет наиболее характерный и явно преобладающий по объему геохимический тип ранних кислых пород ГЗО. Общие особенности составов этой группы иллюстрируют близкое положение их фигуративных точек на диаграмме AF/M в поле известково-щелочных пород (рис. 35); низкие содержания K_2O (рис. 36, а) и положение на диаграмме $Ab - An - Or$ в полях пород тоналит-плагиигранитного состава (см. рис. 35); высокие содержания Al_2O_3 и низкие содержания Yb (см. рис. 36, б); близкие вариации содержаний Zr и Ti (см. рис. 36, д). По содержаниям и спектрам распределений РЗЭ тоналиты-плагииграниты обрамляющих плутонов и выделенные в эту группу гнейсы и гранитогнейсы гнейсового комплекса и вулканиты зеленокаменных структур очень близки (рис. 37). Последние имеют в целом несколько менее фракционированный характер распределений РЗЭ за счет более высоких содержаний тяжелых лантаноидов. При сохранении общей карти-



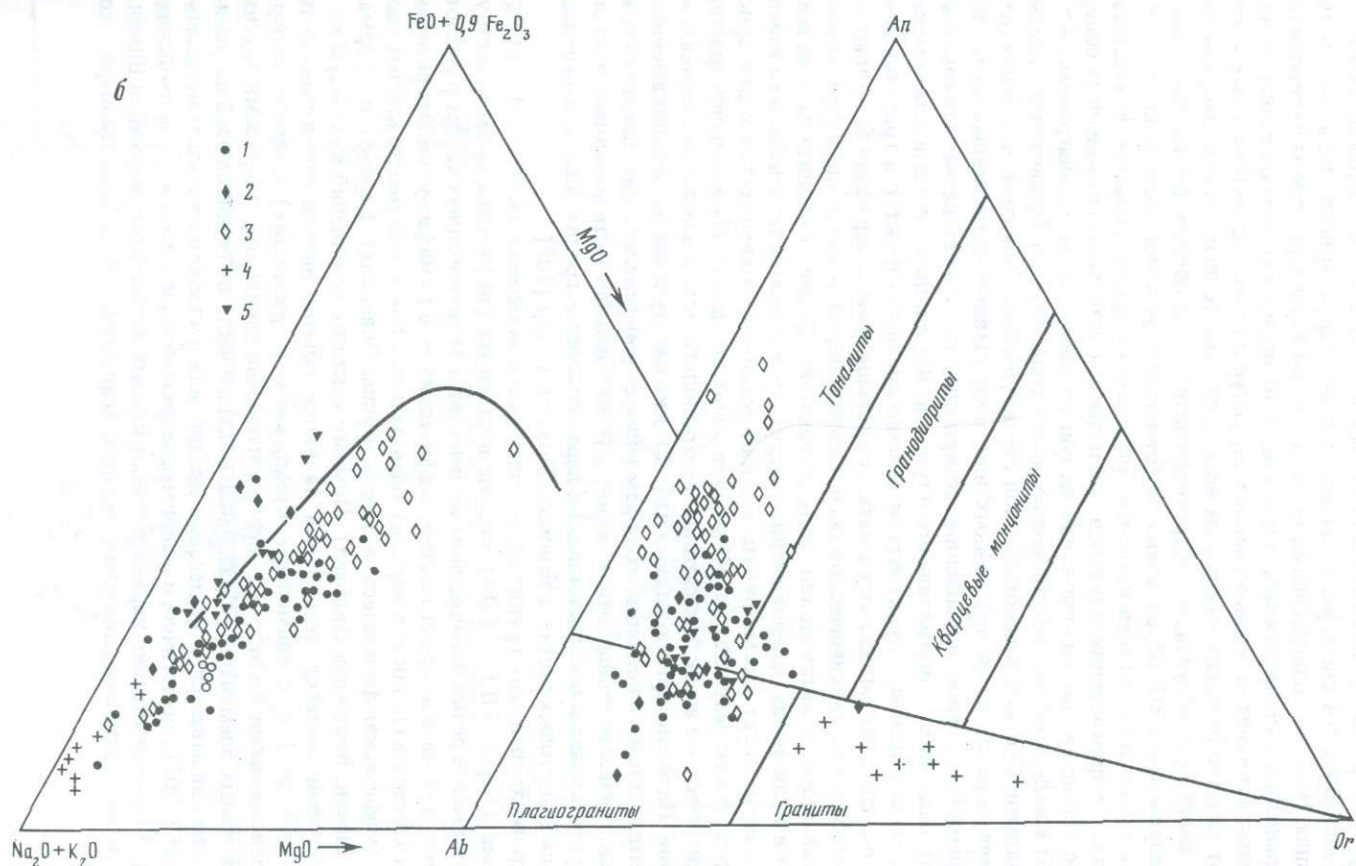


Рис. 35. Диаграммы *AFM* и *Ab-An-Or* для древнейших гранитоидов ГЗО (восточная Пилбара, Восточный Каапваль и Среднее Приднeпровье) и ГГО Юго-Западной Гренландии

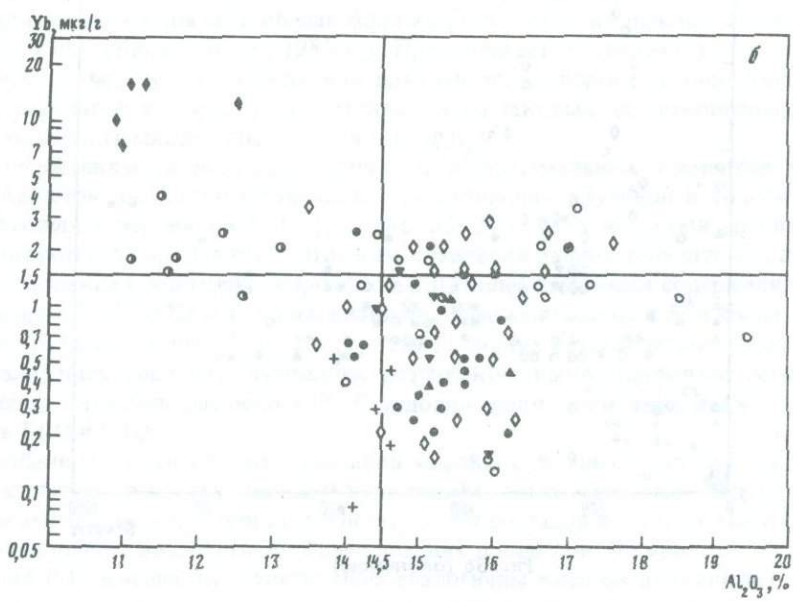
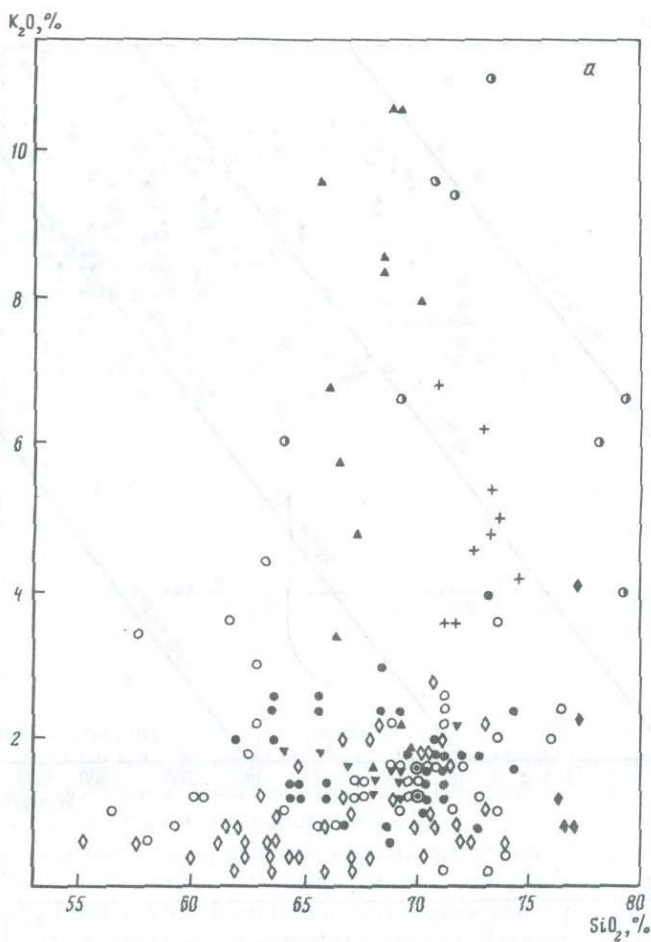
a – супракратальные вулканогенно-осадочные структуры: 1 – ультракалийевые дациты и риолиты зеленокаменных структур ГЗО; 2 – андезиты, дациты и риолиты зеленокаменных структур ГЗО; 3 – кислые вулканиты и туфы супракратального пояса Исуа. *б* – гнейсы и гранитоиды: 1 – обрамляющие плутоны ГЗО; 2 – высококремнистые низкоглиноземистые гнейсы древнего гнейсового комплекса Восточного Каапваля; 3 – высокоглиноземистые гнейсы гнейсовых комплексов ГЗО; 4 – гранитогнейсы Амйтсок; 5 – тоналитовые гнейсы Амйтсок

ны соотношений содержаний и спектров распределения РЗЭ в занимающих различное геолого-структурное положение кислых породах в пределах конкретной ГЗО уровни содержаний РЗЭ в разных ГЗО несколько различаются.

Наряду с рассмотренными выше общими особенностями составов характерна и некоторая петрогеохимическая специфика каждого геолого-структурного типа кислых пород этой группы. Наиболее однородными по химическим характеристикам являются интрузивные гранитоиды обрамляющих плутонов, в то время как фигуративные точки средних—кислых вулканитов зеленокаменных структур и гранитоидов гнейсовых комплексов имеют заметно больший разброс на всех приводимых диаграммах. Это, как было показано выше при обсуждении петрогеохимических особенностей кислых пород Среднеприднепровской ГЗО, обусловлено особенностями условий проявления кислого магматизма, а также последующей историей процессов их преобразования. В тоналитах и трондьемитах обрамляющих плутонов наблюдаются устойчиво повышенные содержания Sr, что хорошо видно по положению их фигуративных точек на диаграммах Rb—Sr и Ca—Sr в виде довольно обособленных полей (рис. 36, в, з). При анализе химизма кислых магматитов Сурской зеленокаменной структуры было показано, что при общей близости химических составов эффузивных или экструзивных интрузивных разновидностей последние содержат устойчиво повышенные содержания Sr, сопоставимые с таковыми в тоналитах и трондьемитах обрамляющих плутонов. Все эти породы значительно менее переработаны по сравнению с вулканитами зеленокаменных структур и гранитоидами гнейсового комплекса. Это может указывать, что повышенные содержания Sr являются первично-магматической геохимической особенностью пород тоналит-плагиогранитного состава, застывавшей в интрузивной (плутонической) фации. Сравнительно низкие содержания Sr в вулканитах зеленокаменных структур и гранитоидах гнейсового комплекса в этом случае могут рассматриваться и как исходные геохимические характеристики этих пород, и как результат воздействия поздних процессов. На основании сравнительного геохимического анализа и изотопно-геохронологических данных исследователи ГЗО Восточной Пилбары предполагают, что: 1) кислые вулканиты зеленокаменных структур и интрузивные гранитоиды их обрамления формировались как единая вулканоплутоническая известково-щелочная серия; 2) значительная часть гнейсовых батолитов региона представляет собой тектонически переработанные гранитоиды, аналогичные сохранившимся в бортовых частях зеленокаменных структур [101].

Вторая петрогеохимическая группа объединяет высококалийные ($K_2O = 4,0 - 11,5\%$) низконатриевые ($Na_2O = 0,1 - 1,0\%$) кислые вулканиты (эффузивы, туфы и экструзии), встречающиеся в резко подчиненном количестве в вулканогенных частях разрезов зеленокаменных поясов как среди нижних, мафических толщ (мафит-ультрамафитовая толща группы Онвервахт), так и в верхних бимодальных или существенно кислых частях разрезов (мафическая-фельзитическая толща группы Онвервахт, Барбертон; формации Даффе и Вимен, Восточная Пилбара). Помимо высоких отношений K_2O/Na_2O характерными чертами составов этих пород являются обычно низкая глиноземистость ($Al_2O_3 - 11-13\%$ до 15% в наименее кремнекислых разновидностях) и низкие содержания Sr с соотношениями $Rb/Sr \sim 10$ при значительных вариациях содержаний других петрогенных и малых элементов. Образование большей части вулканитов этой петрохимической группы связывается с процессами поздне- или постмагматического метасоматоза [96, 132, 153, 202], аналогичного, например, изменению риолитов в фанерозойских спилитах [96]. Петрохимические характеристики кислых вулканитов формации Вимен, слагающих верхнюю часть вулканогенного разреза Варравуна (Восточная Пилбара), по

Рис. 36. Бинарные диаграммы $SiO_2 - K_2O$ (а), $Al_2O_3 - Yb$ (б), Rb—Sr (в), Ca—Sr (г) и Ti—Zr (д) для древнейших гранитоидов ГЗО и ГГО
Условные обозначения см. на рис. 35



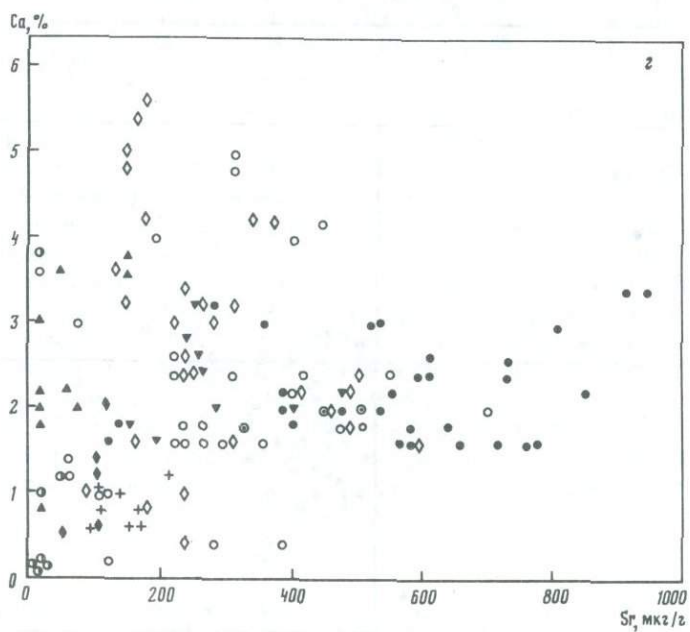
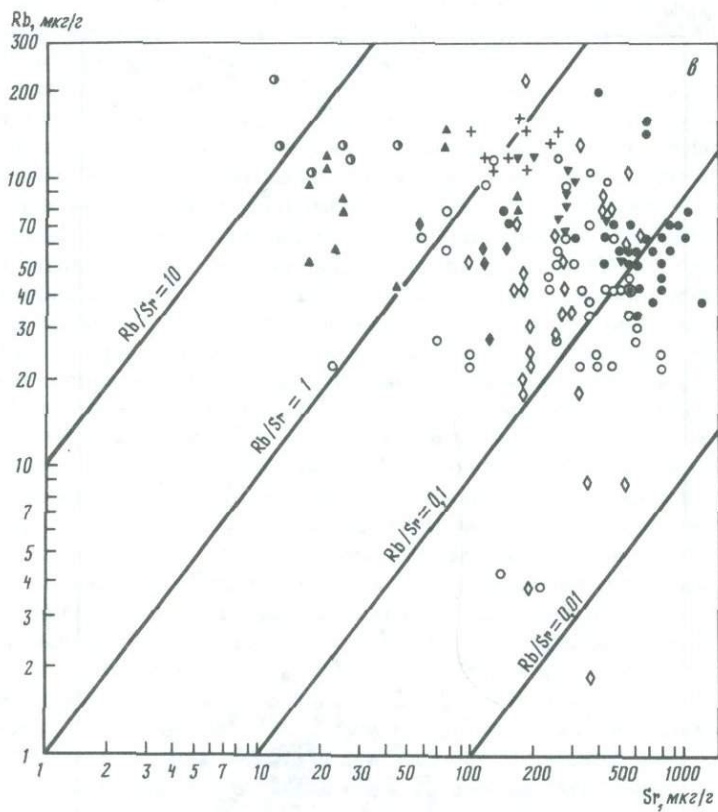
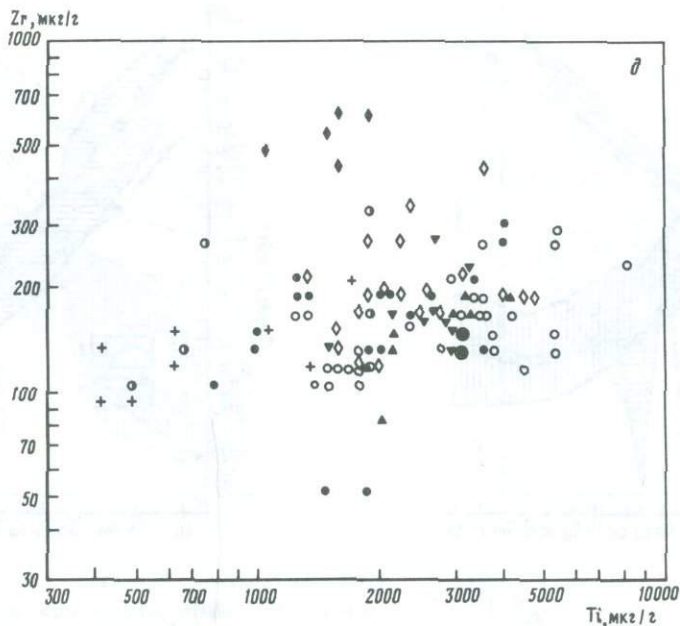


Рис. 36 (окончание)



мнению ряда исследователей [153], отражают состав исходных ультракалиевых расплавов. Они отличаются от остальных высококалиевых кислых вулканитов этой группы большими отрицательными аномалиями (рис. 37, а), что характерно для магматических ультракалиевых риолитов фанерозойского возраста.

Третья петрогеохимическая группа ранних кислых пород представлена высококремнистыми низкоглиноземистыми гнейсами, сильно обогащенными цирконием и РЗЭ (рис. 36, д, 37, д). Гнейсы такого состава имеют ограниченное распространение в докембрийских гнейсовых комплексах и описаны в составе Древнего Гнейсового комплекса ГЗО Каапваальского кратона, Южная Африка [149, 150] и в районе Уэбб-Каньона штата Вайоминг, США (Баркер и др., 1983 г.). Предполагается, что гнейсы такого состава образовались за счет вулканических или плутонических пород, условия генерации материнских расплавов которых резко отличались от таковых для преобладающих по объему высокоглиноземистых гнейсов [149, 150, 184].

По содержаниям петрогенных, малых и редкоземельных элементов тоналитовые гнейсы Амисток аналогичны тоналитам обрамляющих плутонов и тоналитовым гнейсам гнейсовых комплексов ГЗО (см. рис. 35–37). В то же время гранитные гнейсы Исуа отличаются от продуктов частичного плавления ранних тоналитовых гнейсов гнейсового комплекса Среднеприднепровской ГЗО более высокими содержаниями щелочей с отношением $K_2O/Na_2O > 1$, более низкими содержаниями Са и Sr и более фракционированным распределением РЗЭ. Это, с учетом близких петрогеохимических характеристик тоналитовых гнейсов, служивших источником выплавления указанных гранитоидов, может отражать различные $P-T$ условия эндогенной переработки тоналитовых гнейсов в ГГО и ГЗО.

По особенностям химических составов кислые вулканиты супракрустальной серии Исуа аналогичны высококалиевым вулканитам зеленокаменных структур ГЗО. Их петрогеохимические характеристики не отражают составов исходных магматических пород и обусловлены воздействием более поздних процессов. По уровням и спектрам распределения РЗЭ кислые вулканиты Исуа аналогичны кислым вулканитам мафической-фельзитической толщи группы Онвервахт и отличаются от риолитов формации Вимен,

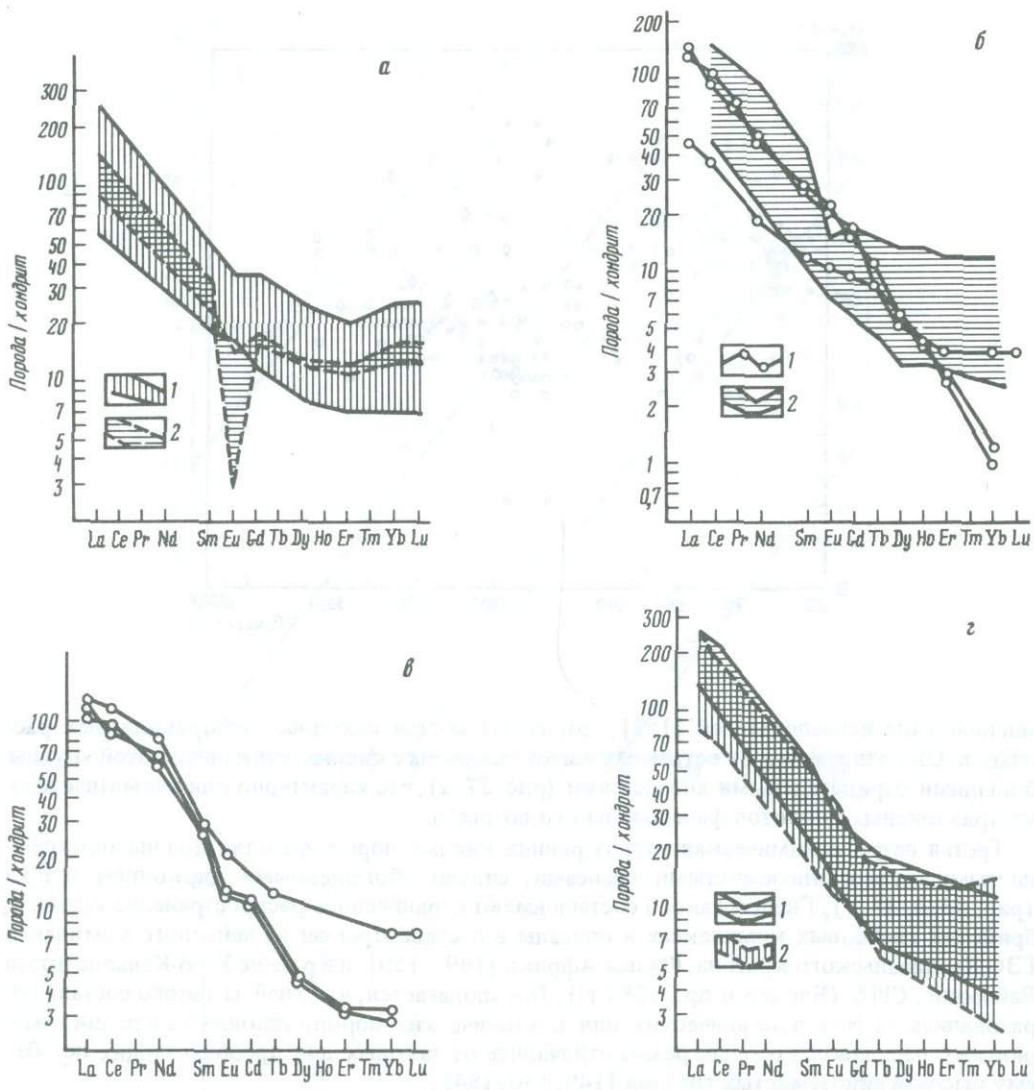
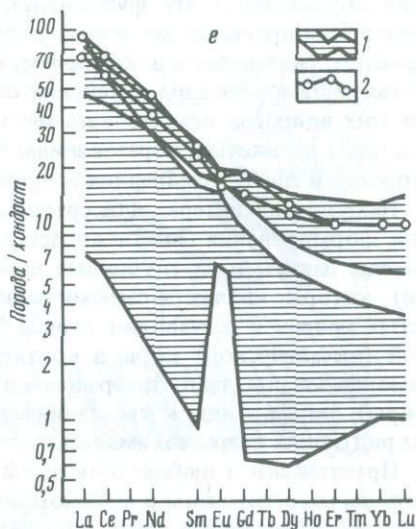
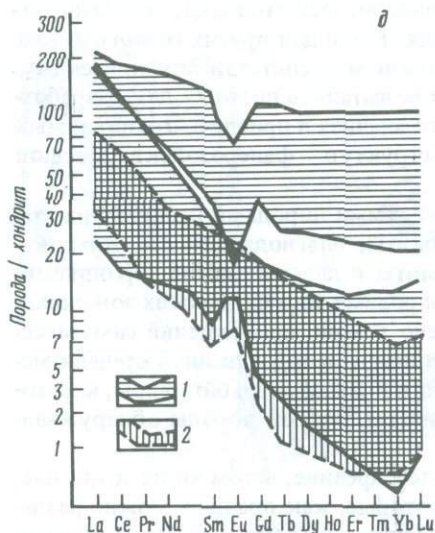
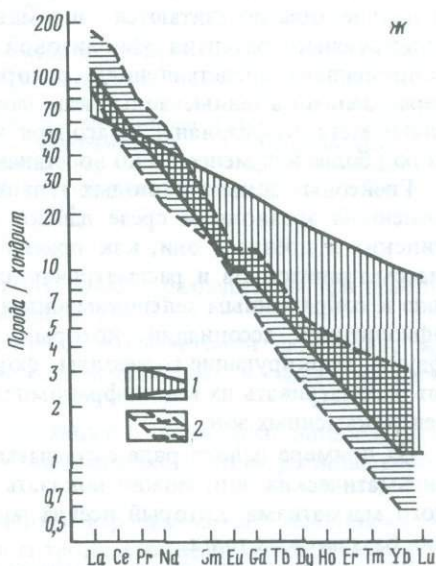


Рис. 37. Нормализованные к хондриту содержания РЗЭ в древнейших гранитоидах ГЗО и ГГО осадочно-вулканогенных комплексов (а-в), гнейсовых комплексов и обрамляющих плутонов (г-ж): а — зеленокаменные пояса Восточной Пилбары: поле андезитов—дацитов—риолитов нижних частей разрезов формации Норт-Стар и Даффе (1) и поле ультракалийевых риолитов верхних частей разрезов — формации Вимен (2); б — зеленокаменный пояс Барбертон (Восточный Каапваль): риолитовый туф и плагиигранитпорфиры нижнего ультрамафического комплекса (1) и поле дацит-риолитовых вулканитов среднего маркирующего горизонта и мафического-фельзического комплекса (2); в — кислые вулканиты супракrustального пояса Исуа; г — поле гнейсов (1) и гранодиоритов в обрамлении зеленокаменных поясов (2) гранито-гнейсового батолита Шо ГЗО Восточной Пилбары; д — поля гнейсов древнего гнейсового комплекса ГЗО Восточного Каапваля (1) (нижнее — высокоглиноземистые; верхнее — низкоглиноземистые) и тоналит-плагиигранитных плутонов в обрамлении зеленокаменного пояса Барбертон (2); е — поля тоналитовых гнейсов и плагиигранитогнейсов (соответственно верхнее и нижнее) гнейсового комплекса Среднеприднепровской ГЗО и тоналиты обрамляющих плутонов (2); ж — поля тоналитовых (1) и гранитных (2) гнейсов Амитсок ГГО Юго-Западной Гренландии



ультракалийность которых рассматривается как геохимическая особенность магматических пород.

Кислые магматиты ГГО и аналогичные по фацальной природе ранние кислые магматиты ГЗО имеют значительные черты сходства петрогеохимических характеристик. Это, а также общее сходство геологического положения фацальных разновидностей кислых пород в ГГО и ГЗО может указывать на сходные структурно-тектонические условия проявления ранних кислых магматитов в этих структурах. Ранние кислые породы ГГО и разновозрастных ГЗО имеют другие близкие изотопно-геохимические характеристики — низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и положительные или близкие к нулю величины ϵ_{Nd}^t , что свидетельствует в пользу независимого, пространственно разобщенного заложения и развития этих обоих типов структур в геологической истории архея.



РАННИЕ КИСЛЫЕ МАГМАТИТЫ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В предыдущем разделе мы показали, что в древнейших из известных участках земной коры широко распространены породы тоналит-трондьемитового состава ("серые гнейсы" архея). Установлен полигенный характер серогнейсовых комплексов. Очевидно, что в формировании архейской сиалической коры принимали участие кислые породы: вулканиты, входящие в состав супракрустальных толщ, гнейсы — продукты гранитизации этих толщ и тоналит-трондьемитовые ортогнейсы — продукты дифференциации сложных магматических комплексов.

Являются ли эти кислые породы действительно древнейшими проявлениями кислого магматизма на Земле? Каковы их соотношения с земной протокорой? Каков генезис

этих образований? Эти фундаментальные для петрологии, планетологии, геологии докембрия вопросы до сих пор не получили разрешения. Как и для других геологических проблем, связанных с докембрием, главным объективным препятствием является глубокая метаморфизация архейских образований. Мы попытались поэтому для разработки этих вопросов использовать метод сравнительного анализа и привлечь сопоставимый материал по кислым образованиям более молодых структур — фанерозойских, с одной стороны, и еще более древних — лунных — с другой.

Наибольший интерес для сравнения с ранними кислыми породами древнейших стадий формирования Земли представляют плагиориолиты, плагиодациты и низкокальциевые дациты и их глубинные комагматы — тоналиты и плагиограниты (трондьемиты), которые являются самыми ранними кислыми породами энсиматических зон складчатых поясов и составляют первое "гранитное" звено в ходе превращений симатической (океанической) коры в континентальную. Они всегда в той или иной степени метаморфизованы, часто превращены в альбитизированные породы (альбитофиры, кератофиры), порфириды и кристаллические сланцы и гнейсы. Все эти породы обнаруживают ряд общих петрогеохимических особенностей.

Практически в любой складчатой области наиболее древние, в том числе и кислые, породы сосредоточены в метаморфических ядрах, которые, как правило, можно разделить на сопряженные зоны двух типов — зеленокаменные и гнейсовые. Зеленокаменные зоны, такие, как Магнитогорский синклиниорий Урала, Передовой хребет Кавказа и другие, обычно считаются энсиматическими, так как являются областями господствующего развития офиолитовой ассоциации, которая параллелизуется согласно современным представлениям с корой океанического, точнее, симатического характера. Зеленокаменные зоны, как следует уже из их названия, обычно относительно слабо метаморфизованы, благодаря чему состав и последовательность слагающих их пород более или менее легко восстанавливается.

Гнейсовые зоны в молодых (альпийских) складчатых областях обнажаются на современном эрозионном срезе далеко не повсеместно. В более древних поясах (варисийских и древнее) они, как правило, глубоко метаморфизованы, вмещают крупные массы гранитоидов и рассматриваются нередко как комплексы основания по отношению к сопряженным зеленокаменным зонам. Однако и в них обнаруживаются реликты офиолитовой ассоциации, которые, наряду с другими данными геологии (остатки фауны, маркирующие горизонты, формационный анализ магматитов и др.) позволяют рассматривать их как инфракомплексы по отношению к супракрустальным породам зеленокаменных зон.

На примере целого ряда складчатых областей разного возраста, по крайней мере их энсиматических зон, можно показать характерные особенности развития раннего кислого магматизма, который всегда появляется после достаточно длительного накопления базальтовых толщ.

Рассмотрим особенности развития раннего кислого магматизма сначала на примере варисийского кристаллического ядра Большого Кавказа. Кристаллические (амфиболито-гнейсовые) толщи выходят на поверхность в трех главных структурно-формационных зонах: Бечасынской, Передового хребта и Главного хребта, перемежаясь с менее метаморфизованными зеленокаменными толщами, и перекрываются верхнепалеозойской молассой (C_2-P_1), содержащей продукты их размыва. Вопрос о возрасте кристаллического ядра остается, как и для многих других складчатых поясов, дискуссионным, однако значительная часть этого ядра согласно современным представлениям [3, 13, 74] является варисийским образованием. Развитие Большого Кавказа, завершившееся в позднем палеозое образованием его кристаллического ядра, началось еще в докембрии в режиме энсиматической геосинклинали и вплоть до девона характеризовалось преимущественно базальтовым магматизмом [74]. Все разнообразные кислые породы, в том числе и представленные в настоящее время гнейсами, проявлялись только начиная с девона и отмечали собой определенные вехи процесса геосинклинальной сиализации первоначально симатической коры.

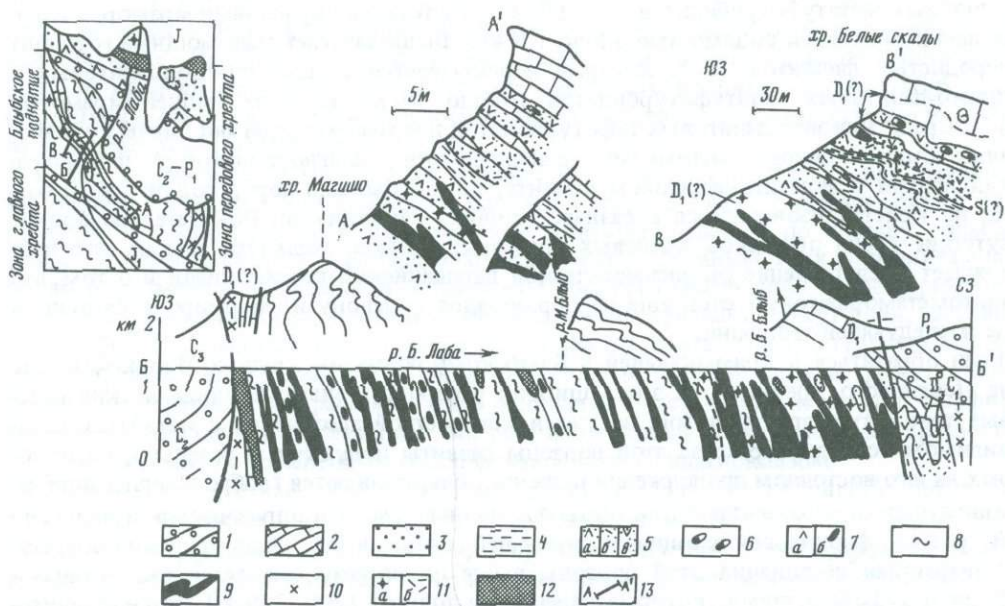


Рис. 38. Геологическое положение низкокальциевых магматитов в структуре Блыбского гнейсового поднятия и его зеленокаменного обрамления

1 — вариссидская моласса; 2 — мраморы; 3 — вулканогенно-терригенный флиш; 4 — углеродистые метапелиты; 5 — туфотурбидиты (а — основные, б — кислые, в — андезит-дацитовые); 6 — вулканогенные конгломераты с обломками плагиогранитов; 7 — метабазиты (а — зеленосланцевые, б — амфиболиты); 8 — гранат-слюдяные сланцы; 9 — гнейсоплагиограниты; 10 — протогнейсовидные тоналиты и сиенит-диориты; 11 — метаплагиограниты (а) и метаплагиориолиты (б); 12 — серпентиниты; 13 — линии разрезов

Эти вариссидские наиболее ранние кислые породы можно разделить на три генетические группы, различающиеся и по времени образования [74].

1. Породы раннегеосинклинальной плагиогранит-плагиориолитовой формации, завершившей в начале девона ранний этап базальтоидного магматизма, и гнейсы по этим породам.

2. Гнейсоплагиограниты и плагиомигматиты, связанные с плагиофельдшпатизацией при завершении в позднем девоне первого, раннекинематического этапа регионального метаморфизма.

3. Протогнейсовидные тоналиты и плагиограниты (грондьемиты) завершившие позднегеосинклинальную (D_3-C_1) габбро-тоналит-грондьемитовую серию, т.е. связанные со вторым этапом базальтового магматизма.

Подчеркнем здесь, что все перечисленные ранние генерации кислых магматитов имеют низкокальциевый состав, который, как будет показано ниже, является первичной особенностью этих пород. Однако плагиогнейсы из этих групп в результате наложения поздней калишпатизации, синхронной с калиевыми гранитами, могут переходить в двухполевошпатовые гнейсы и гранитогнейсы.

Соотношения между разными группами плагиогнейсов прослежены на поперечном разрезе через Передовой хребет в области Блыбского поднятия. Здесь благодаря Блыбскому гнейсовому диапиру глубоко метаморфизованная инфраструктура вариссид поднята на один уровень с зеленокаменной супраструктурой (рис. 38). Ядро диапира сложено гранат-слюдяными сланцами, плагиогнейсами и амфиболитами с большим количеством жил гнейсоплагиогранитов и плагиомигматитов.

1. В зеленокаменной оболочке диапира в собственно геосинклинальном разрезе вариссид метаплагиогранит-порфиры и субвулканические метаплагиориолиты залегают в виде силлов разной мощности среди лежащих в основании видимой части разреза

базальтовых метатифотурбидитов (PR-PZ₁) с тонкими прослоями мраморов и черных филлитов общей видимостью около 1,5 км. Выше залегает маломощный горизонт углеродистых филлитов (S?), который перекрывается толщей плагиориолитовых и андезито-дацитовых метатифотурбидитов (около 30 м) и затем толщей мраморов (D₁?). Среди андезито-дацитовых тифотурбидитов и мраморов залегают линзы вулканогенных конгломератов с обломками плагиогранитов, плагиориолитов и плагиогранит-порфиров в андезито-дацитовом цементе, т.е. обломками пород родственного состава, но кристаллизовавшихся в разных условиях глубинности. Показательно полное отсутствие среди обломков калиевых гранитов, гнейсов, жильного кварца, что подтверждает представление об энзиматической вариссийской геосиклинали и о том, что гранитометаморфитовый слой еще не образовался к девону и сформировался лишь в ходе последующей эволюции.

Если обратиться к примыкающей к Блыбскому поднятию Урупско-Марухской подзоне Передового хребта, то и здесь широко распространены субвулканические пластовые тела метаплагииориолитов, но уже в контрастной ассоциации с metabазальтами. В видимом основании разреза этой подзоны развиты подушечные базальты, ниже которых на юго-восточном продолжении подзоны обнаруживаются габбро и серпентиниты. В совокупности с базальтами они образуют полный (хотя и опрокинутый и нарушенный) разрез офиолитовой ассоциации, имеющей, скорее всего, досилурийский возраст.

Контрастная ассоциация этой подзоны выше по разрезу сменяется базальтовыми туфами и туфобрекчиями, которые перекрыты толщей (200–300 м) плагиориолитовых туфов и тифотурбидитов с прослоями радиоляритов.

Все эти кислые породы Передового хребта — вулканыты, субвулканыты, их плутонические (гипабиссальные) аналоги и туфовые и тифотурбидитовые производные были объединены нами в самостоятельную плагиогранит-плагиориолитовую формацию девонского возраста [74]. Плагиогранитные расплавы появились, очевидно, сразу в значительных объемах уже после длительного развития базальтового вулканизма и сформировали самый ранний комплекс кислых магматитов. Общий объем этих кислых пород (включая и туфы и тифотурбидиты) трудно точно оценить, но он составляет не менее 15–20% по отношению к видимой части вулканогенного разреза. Вместе с metabазитами они составляют бимодальную ассоциацию, практически без пород промежуточного состава, за исключением верхних частей вулканогенных разрезов, где появляются породы андезито-дацитового состава. Как плагиограниты, так и плагиориолиты и их туфогенные эквиваленты обладают в разрезах обеих подзон Передового хребта рядом общих петрографических и химических особенностей, прежде всего первичным низкокалиевым характером.

Главные минералы — кварц и плагиоклаз, составляющие в полнокристаллических разностях соответственно 30–40 и 50–60% объема пород. В порфировых разностях именно ими представлены фенокристаллы. Первичный кварц, образующий в метаплагиориолитах и метаплагиогранит-порфирах фенокристаллы размером от 0,2–0,5 до 5 мм, а в метаплагиогранитах — округлые зерна (3–5 мм), ксеноморфные по отношению к плагиоклазу, часто имеют голубоватую окраску. При усилении динамометаморфизма и грануляции монокристаллов с превращением их в линзовидный агрегат мелких кварцевых зерен она исчезает. Подобная голубоватая окраска фенокристаллов кварца весьма характерна и для метаплагиогранитоидов из подобных комплексов других регионов, например, каледонид Ньюфаундленда и обусловлена наличием в кварце микровключений высокопреломляющих рутила и циркона.

Первичные фемические минералы, как правило, не сохранились ни во вкрапленниках, ни в основной массе, хотя судя по формам хлоритовых псевдоморфоз, в некоторых разновидностях плагиориолитов небольшая часть фенокристаллов была представлена роговой обманкой.

Для нашего анализа наибольший интерес представляет один из силлоподобных массивов метаплагиогранитов, так называемый Большеблыбский массив, мощностью свы-

ше 2 км. Фактически в пределах этого массива на левобережье р. Большая Лаба происходит переход от кристаллосланцев и гнейсов Блыбского поднятия к его заленосланцевой оболочке. Именно это промежуточное положение массива позволяет понять приходу по крайней мере части плагиогнейсов Блыбского поднятия, а также подкрепить корреляцию его гнейсового и зеленосланцевого комплексов соответственно как инфра- и супраструктуры Передового хребта.

Слабо измененные плагиограниты массива состоят из плагиоклаза, кварца, мусковита, хлорита по биотиту или амфиболу, биотита и эпидота (часто с ядрами ортита). Плагиоклаз, сохраняющий свои идиоморфные контуры, отвечает по составу альбиту ($Al_{2-3} - 8$), но первоначально он был несомненно более основным, судя по реликтам нормальной ритмичной зональности, образуемой сосюритовыми либо более зернистыми мусковит-эпидотовыми скоплениями. Не обнаружены признаки присутствия, настоящего или бывшего, фенокристаллов калиевого полевого шпата. В плагиогранитах массива уже в пределах ядра Блыбского поднятия калиевый полевой шпат встречается очень редко; он неравномерно рассеян в виде одиночных бластических зерен или порфиробластов и представлен решетчатым микроклином, своей свежестью и прозрачностью контрастирующим с измененным сосюритизированным плагиоклазом.

Наиболее характерные акцессорные минералы (титанит, апатит, циркон, ортит, Fe-Ti окислы) отражают как специфику первичного химического состава пород, так и следы метаморфического воздействия. В процессе усиления метаморфизма бластогранитная структура постепенно исчезает. Кварцевые выделения все сильнее гранулируются, превращаясь в плоские линзы тонкозернистого кварца; кристаллы раннего плагиоклаза дезинтегрируются и вытесняются пойкилобластами альбита или альбито-олигоклаза; чешуйки мусковита и биотита укрупняются, обуславливая все более четкую сланцеватость, и порода превращается в плагиогнейс.

Одновременно увеличивается количество поздних жил гнейсоплагиогранитов, расщлаивающих метаплагиограниты. В некоторых участках появляются порфиробласты голубовато-зеленой роговой обманки, розового микроклина и граната. Эти наблюдения, а также ряд других данных и соображений дали повод предполагать, что какая-то часть, возможно, значительная, светлых (безграфитовых) гранат-сланцевых сланцев и плагиогнейсов образовалась за счет пород плагиогранит-плагиориолитовой формации. Переслаивание амфиболитов и плагиогнейсов и гранат-сланцевых сланцев отражает, очевидно, расслоенность толщи первичных базальтовых туфотурбидитов более поздними субвулканическими и гиабиссальными плагиогранитоидными силлами. Это предположение подкрепляется и наблюдениями в соседних зонах, где слабо проявлена плагиофельдшпатизация, и в гранат-сланцевых сланцах и гнейсах хорошо распознаются реликты исходных пород, в частности бластофенокристаллы голубоватого кварца в метаплагиогранит-порфирах и метаплагиориолитах.

Метаплагиограниты Блыбского поднятия содержат ксенолиты metabазитов (зеленых сланцев, амфиболитов) и метасульфидитов (серпентинитов, актинолититов и т.п.), а сами пересекаются дайками метагабброидов, относящихся к позднему этапу базальтоидного магматизма.

По валовому химическому составу и метаплагиограниты и метаплагиориолиты отвечают плагиогранитам (грондъемитам) и тоналитам и попадают в соответствующие поля на классификационной нормативно-полевошпатовой диаграмме Баркера (рис. 39). Отклонение в гранодиоритовое поле для некоторых проб плагиогранитов приходится связывать с усилением метаморфизма, так как в этих разновидностях увеличивается содержание вторичных слюд и появляется примесь бластического калиевого полевого шпата. Этим обстоятельством можно объяснить большее содержание K и Rb в метаплагиогранитах по сравнению с метаплагиориолитами, а также плагиогранитами из обломков в метаконгломератах. Отношение Rb/Sr колеблется при этом от 0,07 до 0,47, будучи выше, чем в океанических плагиогранитах (0,04) [66].

Вариации содержаний главных элементов и элементов-примесей находятся в тех же пределах, что и у аналогов этих пород в других регионах, например, раннепалеозой-

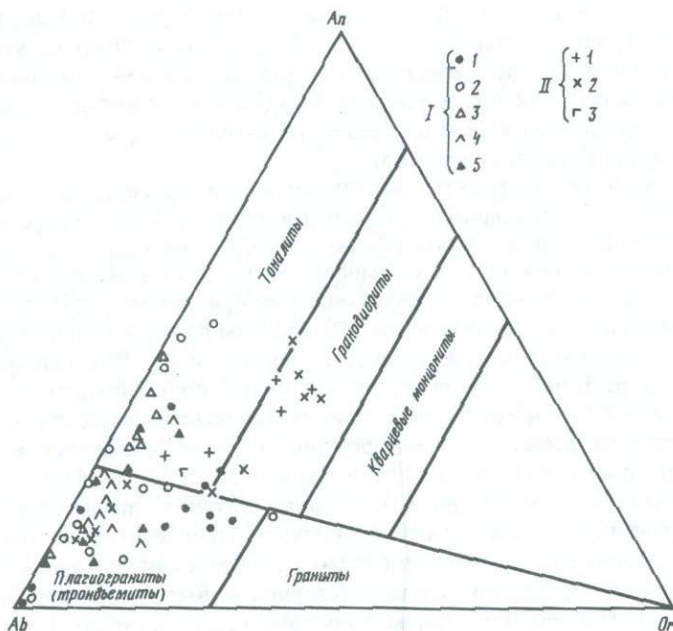


Рис. 39. Диаграмма нормативных составов $Ab-An-Or$ для кислых раннегеосинклинальных (I) и позднегеосинклинальных (II) пород

I: 1 – плагиограниты и плагиориолиты Кавказа [74]; 2 – плагиориолиты и трондьемиты комплекса Балаклала (горы Клямаг) [66]; 3 – плагиориолиты Каньон-Маунтин, Орегон [129]; 4 – трондьемиты Ньюфаундленда [66]; 5 – кварцевые кераатофиры и трондьемиты Аммонусук, Бронсон-Хилл [160]; II: 1 – тоналиты и плагиограниты Кавказа [74]; 2 – тоналиты и трондьемиты Уусикаупунки-Каланти, Финляндия [92]; 3 – тоналиты комплекса Бер-Маунтин [192]

ских трондьемитов (метаплагиогранит-порфиров) Литгл-Порт на западе Ньюфаундленда, неогеновых плагиориолитов островов Фиджи [66] и Командорских [73] и Курильских островов [74]. По содержанию и распределению РЗЭ плагиограниты Блыбского поднятия близки к своим аналогам на Урале, западе США и других регионов, т.е. характеризуются пологой кривой на уровне в 10–15 раз выше хондритового с небольшой отрицательной Eu аномалией (рис. 40). На диаграмме AFM подобные породы отвечают как известково-щелочному тренду, так и толеитовому (рис. 41).

О базитовой природе источников плагиогранитоидных расплавов свидетельствуют низкие содержания Rb (обычно 20 г/т) в слабо метаморфизованных разновидностях пород, а также низкое начальное отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7034$, близкое к таковым для океанических базальтов [66].

Следующая группа гнейсов исследованного региона – раннекинематические гнейсо-плагиограниты. Они слагают многочисленные согласные, реже кососекущие жилы мощностью от 3–5 см до 30 м среди метаплагиогранитов, слюдяных сланцев, плагиогнейсов и амфиболитов кристаллического ядра Блыбского поднятия. Гнейсоплагиограниты имеют резкие контакты, нередко сопровождаются апофизами. Выделяется несколько генераций таких жил, причем более поздние сложены более лейкократовыми разновидностями вплоть до плагиоаляскитов, плагиоаптитов и плагиопегматитов. Типичные гнейсо-плагиограниты, развитые среди ранних разгнейсованных метаплагиогранитоидов, очень близки к ним по минеральному составу, но резко отличаются отсутствием каких-либо магматических структур. Они сложены сланцеватым лепидогранобластовым агрегатом кварца, кислого плагиоклаза (альбита или альбит-олигоклаза), биотита (или хлорита по нему), мусковита, эпидота, титанита, апатита, сфена, циркона, редких микроклина, амфибола, т.е. тех же минералов, которые характерны для метаморфического парагенезиса вмещающих их метаплагиогранитов.

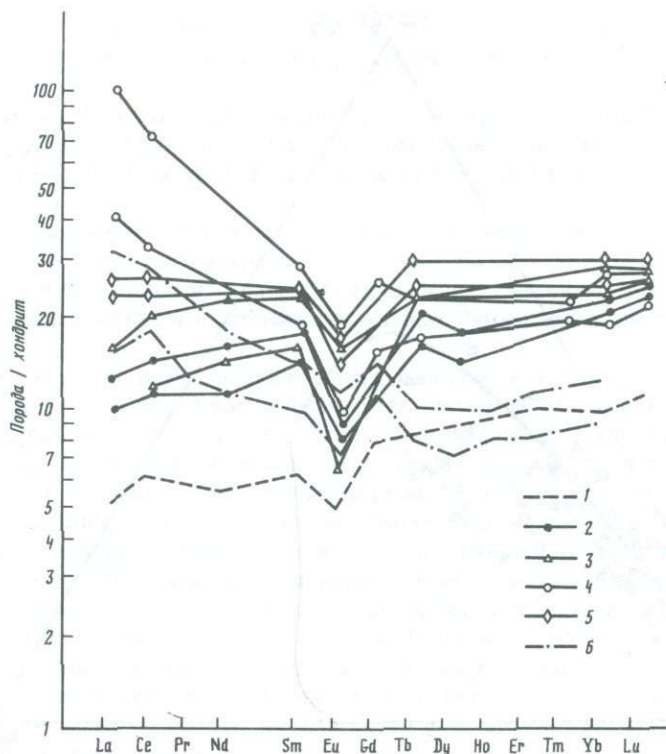


Рис. 40. Распределение P3Э в кислых породах раннегеосинклинальных и офиолитовых комплексов 1 — плагиориолит Кавказа; 2 — плагиориолиты и трондъемиты Балакклала, горы Кламаг [66]; 3 — плагиориолиты Каньон-Маунтин, Орегон [129]; 4 — кварцевые кератофиры и трондъемиты Аммо-мусук, Бронсон-Хилл [160]; 5 — трондъемиты комплекса Спарта, Орегон [66]; 6 — дациты и трондъемиты Фиджи [66]

Мелкие плагиомигматитовые жилки лейкосомы отличаются мелкозернистостью и изменчивостью минерального состава. В слюдяных сланцах лейкосома отвечает по составу мусковитовому или двуслюдяному плагиограниту, а в амфиболитах — роговообманковому тоналиту и плагиограниту. При этом цветное число варьирует даже в пределах одного штуфа, что заставляет предполагать ведущую роль метасоматического замещения в образовании артеритовых жилок. Метасоматическая плагиофельдшпатизация, сопряженная с образованием гнейсоплагиогранитов и плагиомигматитов, сильнее всего проявлена в ядре Блыбского диapiра. Там широко развиты крупнозернистые плагиогнейсы и гранитогнейсы, в которых почти стираются границы между исходными метабазами и метаплагиогранитами.

Третья рассматриваемая генерация — позднегеосинклинальные протогнейсовидные плагиогранитоиды — представлена главным образом биотит-роговообманковыми тоналитами, реже биотитовыми трондъемитами. Они слагают массивы и дайки разной мощности обычно в составе многофазных интрузивных комплексов, приуроченных к крутым долгоживущим разломам на границах отдельных зон или подзон. Поэтому массивы, как правило, имеют форму крутопадающих плитообразных тел мощностью в десятки и сотни метров и протяженностью в километры, группирующихся в цепочки или пояса.

Для всех пород от габброидов до трондъемитов характерна гнейсовидность, параллельная контактам отдельных тел и обычно субвертикальная. Эта гнейсовидность, обусловленная чередованием более или менее лейкократовых прослоев, подчеркивается трахитоидным расположением кристаллов плагиоклаза и плоских ксенолитов и соче-

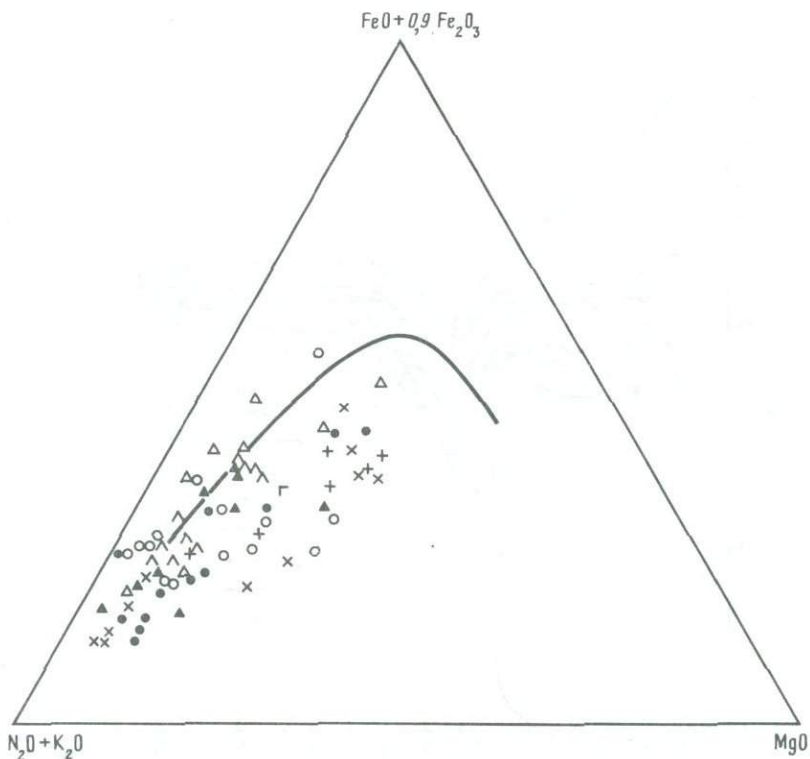


Рис. 41. Диаграмма *AFM* для кислых раннегеосинклинальных (I) и позднегеосинклинальных (II) пород
Условные обозначения см. на рис. 39

тается с сохранностью гиллидоморфнозернистых структур. Вмещающие вулканогенные и осадочные толщи метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Достоверных следов контактового воздействия со стороны интрузивов не обнаруживается, а сами интрузивные породы в той или иной степени затронуты сосюритизацией, хлоритизацией, калишпатизацией. Габброиды встречаются как в виде явных ксенолитов среди тоналитов, представляя собой, очевидно, раннюю интрузивную фазу, так и в виде самостоятельных массивов той же морфологии, что и тоналиты.

Трондьемиты слагают отдельные мелкие (мощностью в десятки метров) массивы среди амфиболитов и филлитов и прорывают некоторые крупные массивы габброидов и тоналитов в виде серии параллельных субогласных жил мощностью в метры и десятки метров с протонейсовидностью, напоминающей флюиальность.

Соотношения между раннекинематическими гнейсоплагиигранитами и позднегеосинклинальными тоналитами не удастся установить, так как они пространственно разобщены. Возможно, что они развивались близко одновременно в конце девона — начале карбона, но в разной обстановке: первые — в условиях сжатия, вторые — в условиях растяжения в соседних участках, служивших путями подъема подкорковых базальтоидных расплавов.

Типичные тоналиты — среднезернистые (2–5 мм) породы, содержащие плагиоклаз с известковистым, сильно сосюритизированным ядром, буро-зеленую роговую обманку, кварц, биотит и весьма непостоянное (0–5%) количество мелких межинтерстиционных зерен микроклина. Аксессуары представлены титанитом, ортитом с эпидотовой каймой, апатитом, Fe-окислами. Нередки эпидотовые, пренитовые и кальцитовые жилки. Трондьемиты имеют близкий набор минералов, но цветной минерал представлен

лишь биотитом, иногда вместе с мусковитом. Кроме того, интенсивнее проявляется альбитизация и окварцевание; структура пород меняется от мелко- до крупнозернистой.

Для тоналитов и плагиогранитов этой группы характерны довольно высокие содержания K_2O (до 2%) и Rb (до 85 г/т), которые резко снижаются в альбитизированных разностях; тоналитам, кроме того, свойственна заметная обогащенность легкими РЗЭ.

Кроме рассмотренных выше генераций низкокальциевых пород Кавказа, следует отметить и еще один тип плагиогранитоидов, встречающихся часто совместно с двуполовошпатовыми гранитоидами, принадлежащих к позднекинематической гранит-мигматитовой, наиболее поздней из геосинклинальных формаций и здесь специально не рассмотренной.

Рассмотренные генерации плагиогнейсов Кавказа, как будет показано ниже, хорошо сопоставляются с архейскими аналогами Западной Гренландии, где был выделен прототип "серых гнейсов", и других архейских областей. В частности, плагиогранитовые и тоналитовые ортогнейсы Амитсок, содержащие переработанные ксенолиты базитов и ультрабазитов и пересекаемые metabазитами Амералик, явно занимают то же геологическое положение, что и Блыбские раннегеосинклинальные метаплагиограниты, пересекаемые дайками габбро. Близким аналогом Блыбских вулканогенных метаконгломератов являются архейские зеленокаменные конгломераты Карраванг в Австралии, содержащие полный набор метаплагиогранитов и метаплагиориолитов, залегающих ниже [131]. Однако следует подчеркнуть, что подобные вулканогенные конгломераты, разделяющие верхний и нижний зеленокаменные комплексы, т.е. находящиеся, как и на Кавказе, в середине зеленокаменного разреза, иногда считаются свидетельством заложения зеленокаменных поясов архея или геосинклиналей фанерозоя на более древнем сиалическом цоколе.

Подводя итог рассмотренному выше кавказскому примеру, можно наметить и еще одну аналогию с формационными рядами зеленокаменных поясов архея [58]: одна часть кислых магматитов (плагиогранит-плагиориолитовая и гнейсогранитовая формации) может входить здесь в состав супракрустальных комплексов, другая — габбро-тоналит-трондьемитовая — в состав интракрустальных комплексов. И в том, и в другом случае первыми породами гранитоидного ряда после образования ранней симатической коры являются малокальциевые кислые вулканы и комагматичные им плагиогранитоиды.

Очень детально изученным, близким к кавказскому примером раннегеосинклинальной плагиогранит-плагиориолитовой формации является среднедевонский комплекс Балаккала, геология и геохимия которого изучены Ф. Баркером и др. [66, 158].

Этот комплекс представлен толщей плагиориолитовых лав и туфов мощностью около 1000 м, залегающих выше зеленокаменных вулканитов Копли (видимая мощность 1800 м). Вулканы Балаккала в нижней части разреза преимущественно афировые, в средней и верхней частях с вкрапленниками кварца, альбита, количество которых возрастает до 40% в верхних горизонтах. Основная масса представлена тонкозернистым агрегатом альбита и кварца с примесью хлорита, эпидота, серицита, возможно, парагонита, а также апатита, магнетита, титанита. Породы Копли и Балаккала прорваны крупным штоком (8–16 км) плагиогранитов (трондьемитов) Мьюл-Маунтин, возрастом в 400 млн лет, которые считаются комагматичными плагиориолитам Балаккала. По своим особенностям трондьемиты Мьюл-Маунтин очень напоминают плагиограниты Блыбского поднятия Кавказа. Они также метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Наименее измененные трондьемиты содержат 35–40% кислого плагиоклаза, 30–35% кварца, 10% эпидота, 10% белой слюды и 5–10% хлорита (по биотиту). Акцессорные минералы — магнетит, титанит и апатит.

В отношении химического состава плагиориолиты и трондьемиты очень близки. Содержание главных элементов и элементов-примесей вполне сопоставимы с таковыми в других зеленокаменных плагиориолитах и отражают в значительной мере миграцию

многих из них в ходе зеленокаменного перерождения. Распределение РЗЭ для кислых пород Балаккала и Мьюл-Маунтин хорошо согласуется между собой и указывает на то, что содержания этих элементов остаются довольно стабильными при воздействии метаморфизма низких ступеней. Для всех этих пород характерно одинаковое распределение РЗЭ на уровне 7–20 выше хондритового с четкой отрицательной Eu аномалией и некоторой обедненностью легкими РЗЭ. Сходные с этим распределением РЗЭ характерны и для кайнозойских кислых дацитов острова Сайпан в Марианской островной дуге и плагиориолитов других островных дуг (Фиджи, Курильской, Алеутской и др.).

Несколько необычными по своей геохимии выглядят ордовикские низкокальциевые кислые вулканиты (кварцевые кератофиры) и трондьемиты Аммонусук, анитклинорий Бронсон-Хилл, Аппалачи [160]. Они также входят в состав бимодальной ассоциации с высоким содержанием кислых пород (20–40% всего разреза), но сочетают низкие содержания калия с относительным обогащением некогерентными элементами и умеренно фракционированным распределением РЗЭ, с относительным обогащением легкими РЗЭ. Эти особенности, а также преимущественно известково-щелочной тренд кислых пород не имеет близкого аналога в современных островных дугах. Петрогеохимические особенности кварцевых кератофигов Аммонусук больше согласуются с представлением о неравномерном развитии океанической коры вдоль антиклинория Бронсон-Хилл и об эволюции раннего островодужного магматизма, с начальными обедненными железом толеитовыми базальтами и ассоциирующими с ними малокальциевыми кислыми породами, в континентально-окайную дугу, породы которой приобретают смешанные особенности [160]. Подобные породы занимают, таким образом, промежуточное положение между раннегеосинклинальными кислыми вулканоплутоническими комплексами и позднегеосинклинальными тоналит-трондьемитовыми плутонитами.

Рассмотренные нами образцы низкокальциевых пород – плагиограниты (трондьемиты) и плагиориолиты (кислые дациты) или их метаморфизованные аналоги (кератофиры, кварцевые кератофиры, альбитофиры) обнаруживаются как самые ранние кислые породы во многих складчатых поясах мира. Кроме рассмотренных выше примеров, они представлены: в рифее Египта – метаплагиориолитами, венчающими разрез верхнепротерозойских вулканитов (толеитовые базальты MORB, базальты и андезиты известково-щелочной серии), в каледонидах Шотландии – ордовикскими кварцевыми кератофирами, в рифее (альгонке) Чешского массива – кварцевыми кератофирами Баррандовой зоны, в каледонидах Западного Саяна – кембрийскими кварцевыми альбитофирами, в полициклической складчатой системе запада США – верхнеюрскими плагиориолитами Дель-Пуэрто, Фидальго, в варисцидах Урала – девонскими дацитами, плагиориолитами и плагиогранитоидами и т.п. Подобные особенности состава и положения обнаруживают и плагиориолиты в мезозойском комплексе Троодос на Кипре и во многих других складчатых областях, включая цоколь современных энсиматических островных дуг типа Фиджи [66]. Это сходство заставляет предполагать унифицированный характер геодинамической обстановки образования плагиориолитов, а также общий для всех подобных примеров механизм генерации соответствующих расплавов.

Во всех приведенных примерах плагиориолиты и комагматичные им или близкие во времени плагиограниты появляются сразу в крупных объемах после достаточно длительного накопления базальтовых и андезитобазальтовых вулканитов или их более глубоких комагматов, обнаруживая явную близость к этим мафическим породам толеитового типа в петрогеохимическом аспекте.

Для слабо измененных разностей характерны четкие петрогеохимические характеристики – резкое преобладание Na_2O (4–5% и более) над K_2O (< 2%) при относительно низкой глиноземистости (Al_2O_3 15% и менее) и низких содержаниях крупноионных литофильных элементов – Rb (20 г/т), Sr (200 г/т), Ba (300 г/т) и Zr (200 г/т). Характерны также низкие отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и устойчивый тип распределения РЗЭ на уровне 5–15 раз выше хондритового с частым обеднением легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ и отрицательной Eu аномалией.

Этот толеитовый тип распределения РЗЭ резко отличается от андезитового типа, который свойствен позднегеосинклинальным и орогенным кислым и средним вулканитам и характеризуется значительной обогащенностью легкими РЗЭ на уровне в 50–70 раз и более выше хондритового.

В ряде примеров небольшие объемы плагиориолитов (кератофинов) и комагматичных им плагиогранитов включаются в состав офиолитовых серий (Ньюфаундленд, Кипр, Оман). В большинстве же случаев лавы и дайки плагиориолитового состава значительно преобладают над базальтами (например, в офиолитах Дель-Пуэрто, в антиклинории Бронсон-Хилл) или соизмеримы с ними. Плагиориолиты трудно рассматривать в качестве простых дифференциатов офиолитов в рамках модели современных срединно-океанических хребтов, так как в разрезах последних плагиограниты неизвестны. В то же время кайнозойские аналоги плагиориолитов обнаруживаются среди вулкаников энсиматических юных островных дуг (остров Сайпан, Алеутские острова, острова Тонга, Фиджи). При этом некоторые интрузивные плагиограниты (трондьемиты) могут являться и членами более поздних, чем плагиориолиты, дифференцированных габбро-тоналит-трондьемитовых серий.

Появление этих плутонических серий обычно связывают с эволюцией коры и переходом ее от офиолитовой и ранней островодужной (раннегеосинклинальной) стадий к более мощной и зрелой коре тыловых частей островных дуг или активных континентальных окраин (позднегеосинклинальной стадии развития складчатых поясов). В целом, геодинамические условия, в которых формируются габбро-тоналит-трондьемитовые серии, плохо изучены. В разных складчатых областях тоналиты и трондьемиты этих серий нередко обнаруживают общность в структурно-геологическом, петрографическом и геохимическом аспектах с мафическими более ранними членами этих ассоциаций. В то же время по сравнению со своими кислыми раннегеосинклинальными предшественниками они, особенно тоналиты, обогащены Rb, Sr, Ba и легкими РЗЭ (с положительной Eu аномалией для трондьемитов) и заметно обеднены тяжелыми РЗЭ (рис. 42). Интересно отметить, что подобный тип распределения РЗЭ наблюдается и в раннегеосинклинальных блыбских плагиогранитах Кавказа, рассмотренных выше, и в некоторых плутонических зеленокаменно-измененных трондьемитах Фиджи [66]. Для кислых пород с подобными геохимическими особенностями обычно предполагается механизм селективного плавления базитового источника, но с разными минералами в качестве остаточной фазы.

Обычно обсуждаются две концепции генерации самых ранних кислых расплавов: 1) дифференциация базальтовых магм 2) выплавление из симатического источника метабазитов (эглогитов и амфиболитов), затянутых на мантийные глубины, или непосредственно из мантийных пород. Первый механизм по крайней мере как ведущий процесс генерации плагиориолитовых расплавов отвергается в связи со значительными объемами производных плагиориолитовой магмы в раннегеосинклинальных бимодальных комплексах, которые оцениваются в 10–15%, иногда до 30% (острова Фидальго, США, [108]). Фракционная кристаллизация может продуцировать лишь весьма небольшие объемы плагиориолитов или плагиогранитов, которые при этом должны иметь более высокие содержания РЗЭ, чем это наблюдается в рассматриваемых здесь образованиях.

Вторая гипотеза более убедительно объясняет особенности геологического положения и состава плагиогранитов и плагиориолитов. Так, вкрапленники кварца, столь характерные для плагиориолитов, указывают на начало кристаллизации кислых расплавов на большой глубине, измеряемой, согласно экспериментам Грина и Рингвуда (1968 г.), десятками километров. Очевидно, генерация плагиориолитовых расплавов должна была происходить на еще больших глубинах. На этих глубинах, превышающих 30 км, предполагается частичное плавление в присутствии воды метабазитов (амфиболитов или эглогитов) с образованием плагиогранитного расплава [137]. Необходимость достижения критической глубины для появления подобных расплавов подтверждается тем, что в океанической коре нормальной мощности (8–10 км) типичные плагиограниты.

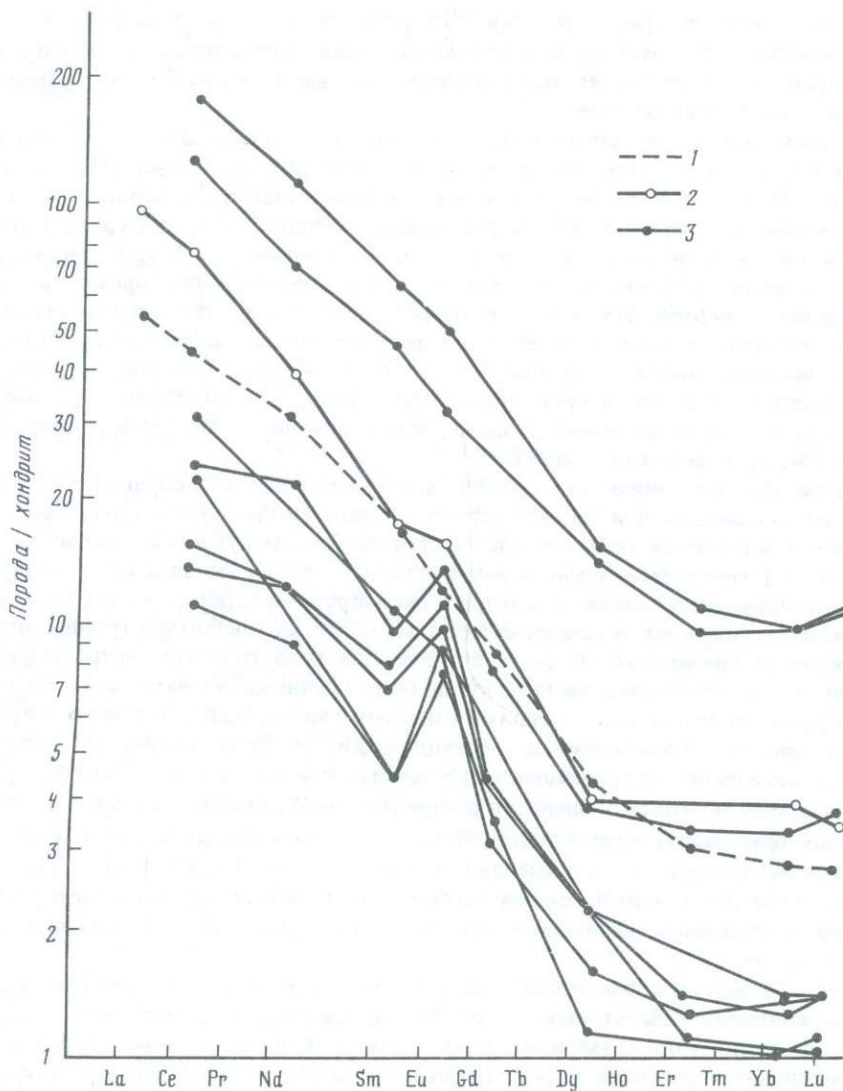


Рис. 42. Распределение РЗЭ в плутонических тоналитах и трондjemитах ранне- и позднегеосинклинальных комплексов
 1 — раннегеосинклинальный плаггиогранит Кавказа; 2 — тоналиты комплекса Бер-Маунтин [192];
 3 — тоналиты и трондjemиты Уусикаупунки-Каланти, Финляндия [92]

ты и плаггиориолиты отсутствуют и появляются лишь в энсиматических островных дугах, где кора утолщена в ходе предшествующего геологического развития (накопления осадков и вулканитов).

О базитовой природе источников расплавов для плаггиогранитов и плаггиориолитов свидетельствуют, кроме того, отмеченные выше характер распределения РЗЭ, низкие содержания Pb (обычно меньше 20 г/т) в слабо метаморфизованных разностях и низкие величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (обычно меньше 0,7035), близкие к таковым для океанских базальтов.

Породы кислого состава на Луне имеют резко ограниченное распространение. Их общее количество в лунной коре оценивается в 1–2%. [79]. Кислые породы известны как в морских, так и в материковых областях Луны. В "морях" они ассоциируют с различными видами базальтов, на "материках" — с двупироксеновыми базальтами (KREEP-базальты), анортозитами, троктолитами, норитами и габбро (серия ANТ). Отмечается частая ассоциация в брекчиях кислых пород и высокожелезистых базальтов [204].

Кислые породы Луны различаются по степени кристалличности: среднезернистые (до 1–2 мм), мелко-микрозернистые и стекловатые. Среднезернистые кислые породы (микрограниты) редки и встречаются исключительно как фрагменты в брекчиях [186]. Мелкозернистые разности (фельзиты) встречаются как в обломках, так и в цементе [178]. Стекла кислого состава слагают мезостазис в различных базальтах, обособления в габбро и базальтах, включения в отдельных минералах, обособления и прожилки в брекчиях, а также встречены в виде самостоятельных фрагментов в реголите [130]. Предполагается, что среднезернистые кислые породы Луны с характерными графическими структурами являются плутоническими образованиями [206]; для остальных обсуждается субвулканическое или вулканическое происхождение [130]. Стекловатые и микрокристаллические породы кислого состава в обособлениях и цементе брекчий, а также часть фрагментов в реголите образовались за счет переплавления кристаллических кислых пород при импактных процессах [155].

Главные минералы кристаллических кислых пород представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Кварц и калиевый полевой шпат (ортоклаз с высокими содержаниями ВаО) обычно присутствуют в тесных взаимопрорастаниях (графическая или гранофировая структура) с размерами вростков от десятых долей миллиметра до первых микрометров. Плагиоклаз высококальциевый (лабрадор-битовнит), часто зональный. В некоторых гранитных обломках в зернах плагиоклаза обнаружены зоны оптически однородного тройного полевого шпата с составом $An_{50}Or_{40}Ab_{10}$. Предполагается, что тройной полевой шпат не является гомогенным, а представляет участки микроскопических эпитахических прорастаний плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Ведущий темноцветный минерал — пироксен — для большинства лунных гранитов относится к категории второстепенных и в значительных количествах присутствует в наиболее мафических разностях, отвечающих по составам средним породам. Пироксен, а также оливин, встречающийся в лунных гранитах в акцессорных количествах, отличаются крайне низкой магнетизальностью и высокой железистостью. Наиболее распространенные акцессорные минералы лунных гранитов — ильменит, апатит, витлокит, циркон и частицы Fe–Ni сплава. Содержания никеля в последних значительно ниже, чем в метеоритном веществе, что предполагает их магматическую природу. В обломках кварцевого монцодиорита и гранита брекчии 15405 обнаружены редкие зерна хромита [186].

Составы большинства лунных пород, в том числе и кислых, в различной степени преобразованы в результате смешения лунного материала с небольшим количеством метеоритного вещества при импактных процессах [206]. Однако разработанные критерии определения первичности составов лунных материковых пород [205] свидетельствуют, что часть изученных кислых пород Луны (например, частица 14321, 1027) сохранили особенности своего первичного магматического состава [206]. В табл. 27 и 28 приведены химические составы кислых лунных пород, отобранных в различных местах и различающихся по геологическому положению и степени кристалличности. Они обладают рядом общих характерных особенностей, таких, как низкие содержания Al_2O_3 и для большинства проанализированных образцов MgO , повышенные содержания P_2O_5 , Ва, Zr, Hf и для ряда образцов — элементов группы железа. Калий резко преобладает над натрием в большинстве кислых пород Луны с отношением K_2O/Na_2O до 15–20.

Таблица 27

Химические составы кислых пород Луны, %

Элемент	1	2	3	4	5
SiO ₂	74,2	68,08	58,0*	75,7	74,0
TiO ₂	0,33	0,9	0,75	0,26	0,54
Al ₂ O ₃	12,5	10,15	18,5	12,3	12,5
FeO	2,32	6,99	5,57	3,1	2,21
MgO	0,07	1,53	3,3	0,2	0,08
CaO	1,25	4,89	8,8	0,5	1,86
Na ₂ O	0,52	0,79	1,25	0,53	0,9
K ₂ O	8,6	3,39	3,0	7,55	7,6
P ₂ O ₅	—	0,52	—	—	0,07

Элемент	11	12	13	14	15
SiO ₂	74,2	77,0	73,0	77,57	76,0
TiO ₂	1,0	0,74	1,2	—	0,24
Al ₂ O ₃	12,2	12,1	13,0	10,76	11,3
FeO	4,2	1,5	2,4	1,42	2,61
MgO	Не опр.	Не опр.	0,2	—	0,1
CaO	0,65	0,97	2,1	1,01	1,28
Na ₂ O	Не опр.	0,54	0,5	0,49	1,89
K ₂ O	6,0	6,6	5,5	6,69	5,68
P ₂ O ₅	—	—	0,3	—	—

1–7 – кристаллические породы: 1 – микрогранит, фрагмент 14321, 1027 "Аполлон-14" [206]; 2 – микрогранит, фрагмент 15405,12 "Аполлон-15" [186]; 3 – микрогранит, фрагмент 14303, 207 "Аполлон-14" [206]; 4 – фельзит, фрагмент 73255,27,3 "Аполлон-17" [103]; 5 – фельзит, фрагмент 77538,2 "Аполлон-17" [204]; 6 – риолит (фельзит) "серой брекчии" 12013, фрагмент 09,13 "Аполлон-12" [178]; 7 – обломок фельзита в "черной брекчии" 12013, фрагмент 10,16В "Аполлон-12" [178]; 8–9 – кислые стекла, ассоциирующие с кристаллическими породами: 8 – фрагмент

Обнаруженные включения кислого низкокалийевого стекла в лунных ильменитах (табл. 27, графы 19–21) крайне редки [185]. Редкоземельные элементы, содержания которых в кристаллических кислых породах Луны в сотни раз превышают хондритовые, имеют слабо фракционированное распределение по отношению к хондритам с незначительным обогащением легкими РЗЭ и резкой отрицательной u-образной аномалией Eu [187].

Геохронологические данные для кислых кристаллических пород материковых областей Луны приведены в табл. 29. Вариации изотопных возрастов и первичных отношений стронция связаны с изменением пород в ходе метеоритной бомбардировки [169, 187]. Полученный для наименее измененной гранитной частицы 14321, 1027 Rb–Sr и Sm–Nd изохронными методами изотопный возраст ~ 4,1 млрд лет рассматривается как наиболее реальное время образования кислых пород материковых областей Луны [187]. Время интенсивной метеоритной бомбардировки, в ходе которой происходило частичное переплавление кристаллических кислых пород "материков" Луны, определяется данными K–Ar и Ar–Ar методов по кристаллическим и ассоциирующим с ними стекловатым кислым породам в интервале 3,9–3,8 млрд лет назад [169]. Кислые стекла в мезостазисе морских базальтов имеют возраст 3,1–3,9 млрд лет.

6	7	8	9	10
73,0	62,86*	76,8	76,7	70,81
0,6	0,75	0,41	0,65	0,8
11,9	11,1	12,8	13,1	11,95
1,4	9,6	0,64	0,81	3,6
0,7	6,3	0,08	0,04	0,12
1,4	4,1	1,51	0,79	2,71
1,4	1,28	0,81	0,21	0,72
6,8	3,74	4,8	7,2	5,13
0,13	—	0,15	0,26	0,49

16	17	18	19	20	21
67,8	80,3	76,31	64,0	88,5	76,79
0,05	2,19	0,68	0,14	1,76	0,84
8,34	17,1	12,10	5,83	16,7	11,37
0,77	8,46	2,2	0,15	11,8	2,96
0,05	0,66	0,23	0,05	2,19	0,67
0,05	5,8	1,8	2,57	10,6	6,66
0,05	1,43	0,41	0,05	1,91	0,39
3,98	10,3	5,95	0,05	0,36	0,04
0,05	0,65	0,05	0,05	0,11	0,01

77538,2 "Аполлон-17" [204]; 9 — фрагмент 73215,43 "Аполлон-17" [155]; 10—13 — стекла в мезостази базальтов: 10 — "Аполли-15" [186]; 11 — "Луна-20"; 12 — "Луна-24"; 13 — "Аполлон-11" [79]; 14—15 — стекла в реголите: 14 — "Луна-16" [79]; 15 — "Аполлон-14" [130]; 16—21 — вариации составов кислых стекол во включениях в минералах, в мезостази базальтов и реголите в "морских" лунных областях [185]: 16—18 — высококальциевых (16 — минимальное, 17 — максимальное, 18 — среднее), 19—21 — низкокальциевых (19 — минимальное, 20 — максимальное, 21 — среднее).

Сравнительный анализ ранних кислых магматитов архейских ГЗО и фанерозойских ГСП

Ранние кислые породы занимают закономерное пространственно-временное положение как в фанерозойских геосинклинально-складчатых поясах, так и в архейских гранит-зеленокаменных областях. В строении и тех и других структур выделяются пространственно сопряженные гранито-гнейсовые и собственно зеленокаменные комплексы (рис. 43). Как ясно из приведенных выше оригинальных материалов и из многочисленных публикаций по архейским и фанерозойским складчатым областям, ранние кислые магматиты и в тех и в других областях имеют сходное геологическое положение и петрографические характеристики.

В архее они представлены плагиогнейсами субстрата гранито-гнейсовых комплексов, вулканитами и гипабиссальными разностями собственно зеленокаменных структур и обрамляющими их тоналит-трондьемитовыми плутонами. В фанерозойских поясах они, так же как и в архее, входят в виде плагиогнейсов в состав субстрата гранито-гнейсовых комплексов, широко развиты в нижних частях разрезов эвгеосинклинальных (офиолитовых) зеленокаменных комплексов, а также входят в состав сложных массивов габбро-тоналит-трондьемитовых ассоциаций или образуют отдельные масси-

Т а б л и ц а 28

Геохимия кристаллических кислых пород Луны

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Rb	40,6	20,5	114	210	—	—	141
Sr	154	168	210	55	—	215	168
Ba	1490	767	2100	2160	—	5470	5780
Cr	—	—	550	17	103	70	1010
Ni	—	—	60	4,9	—	—	—
V	—	—	23	—	—	7	59
Co	—	—	14,1	0,94	2,10	1,5	20
U	—	—	9,2	23,4	—	—	12,3
Th	—	—	31	65	39,9	9,5	41
Zr	—	—	1020	660	—	—	1130
Hf	—	—	21,6	13,9	—	16	24
Ta	—	—	3,3	8,3	5,4	2,4	6,6
La	224	78,7	58,0	44,3	42,9	20,3	68
Ce	555	197	149	117	125	500	126
Nd	328	120	93	58	—	34	64
Sm	92	34,2	22	15,9	19	6,74	16
Eu	2,69	2,27	3,3	1,17	3,11	2,71	2,54
Gd	110	30,3	—	—	—	—	—
Tb	—	—	4,9	4,3	5,6	1,52	4,9
Dy	116	44,2	32	31,5	—	—	29,6
Ho	—	—	—	8,4	—	—	—
Er	71,7	28,0	—	—	—	—	—
Yb	60,9	23,5	18,0	32,2	27,2	10,3	33,4
Lu	8,06	3,32	2,6	5,1	5,3	1,5	5,1

1–2 – брекчия 15405, "Аполлон-15" [187]: 1 – кварцевый монцодиорит, фрагмент 85; 2 – микрогранит, фрагмент 117; 3–4 – "Аполлон-14" [206]: микрогранит, фрагмент 14303,204; 4 – микрогранит, фрагмент 14321, 1027; 5–6 – "Аполлон-17": 5 – фрагмент 73215 [206]; 6 – фельзит, фрагмент 73255, 27, 3 [103]; 7 – среднее для фельзита "серой брекчии" образца 12013, "Аполлон-12" [206].

Т а б л и ц а 29

Геохронологические данные по кислым породам Луны [187]

№ образца	Метод	Возраст млрд лет	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 [\epsilon_{\text{Nd}}^T]$
Фельзиты			
12013,40	Rb–Sr	$3,99 \pm 0,05$	$0,7085 \pm 8$
12013,29	Rb–Sr	$4,01 \pm 0,09$	$0,7050 \pm 9$
12013,10–26	Ar–Ar	$4,01 \pm 0,07$	
73215,43	Rb–Sr	$3,90 \pm 0,05$	$0,7065 \pm 39$
73215,43–3	Ar–Ar	$3,87 \pm 0,01$	
73255,27–3	Ar–Ar	$3,89 \pm 0,03$	
Микрограниты			
14321,1062	Rb–Sr	$4,09 \pm 0,11$	$0,702 \pm 8$
14321,1062	Sm–Nd	$4,11 \pm 0,20$	$0,6 \pm 0,4$
14321,1062	Ar–Ar	$3,88 \pm 0,03$	

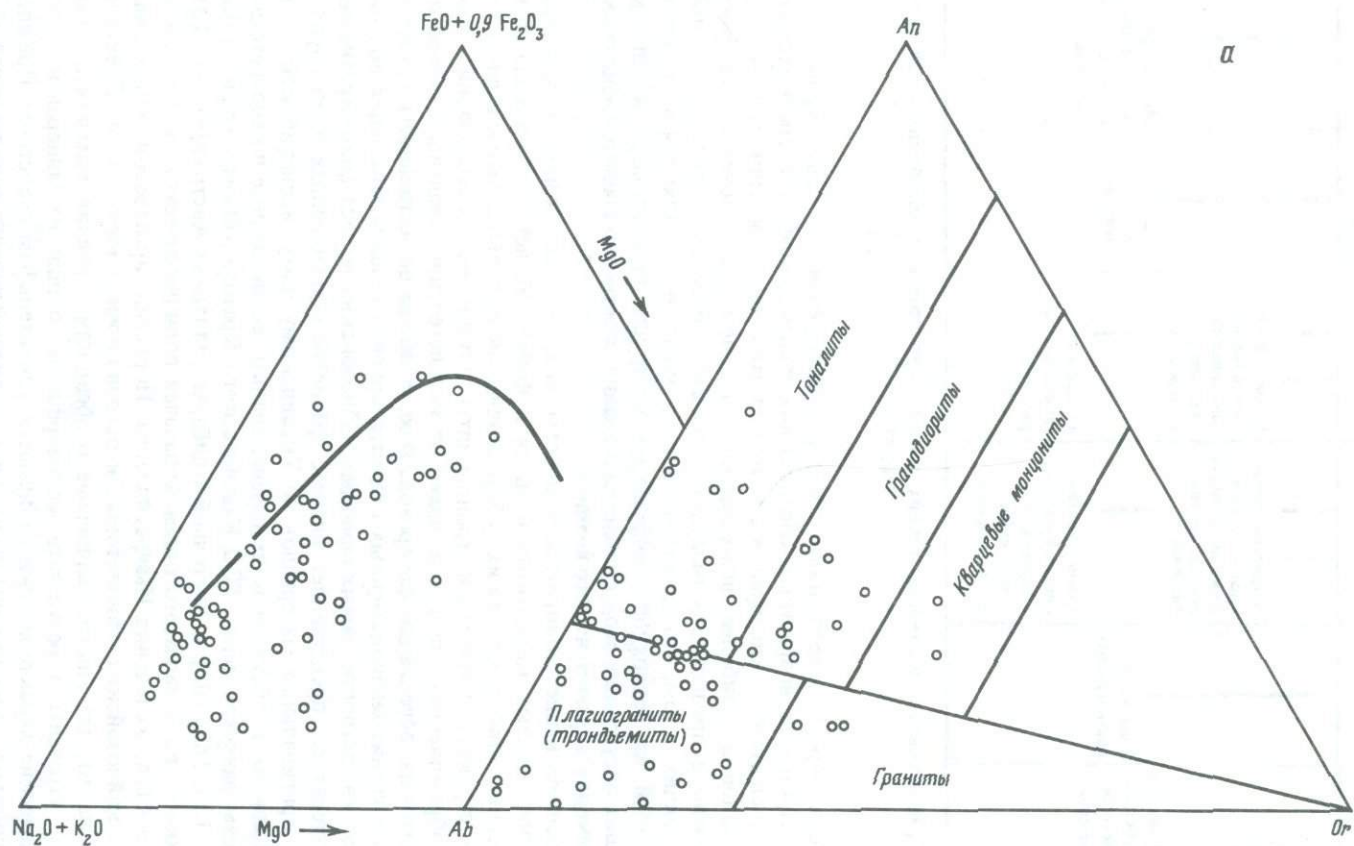
Архейские ГЗО			Фанерозойские ГСП		
Гнейс-мигматитовые комплексы	Обрамляющие плутоны	Зеленокаменные комплексы	Зеленокаменные комплексы	Позднегео-синклинальные плутоны	Гнейс-мигматитовые комплексы
Метаморфические породы субстрата и ультраметагенные гранитоиды	Тоналиты и плагиограниты	Натриевые среднекислые вулканиты в нижних вулканогенных частях разрезов Калий-натриевые кислые вулканиты в верхних терригенных частях разрезов	Натриевые вулканиты в раннегео-синклинальных и офиолитовых комплексах Позднегео-синклинальные риолиты	Тоналиты и плагиограниты	Метаморфические породы субстрата и ультраметагенные гранитоиды

Рис. 43. Сравнительные положения ранних кислых магматитов в архейских и фанерозойских структурах

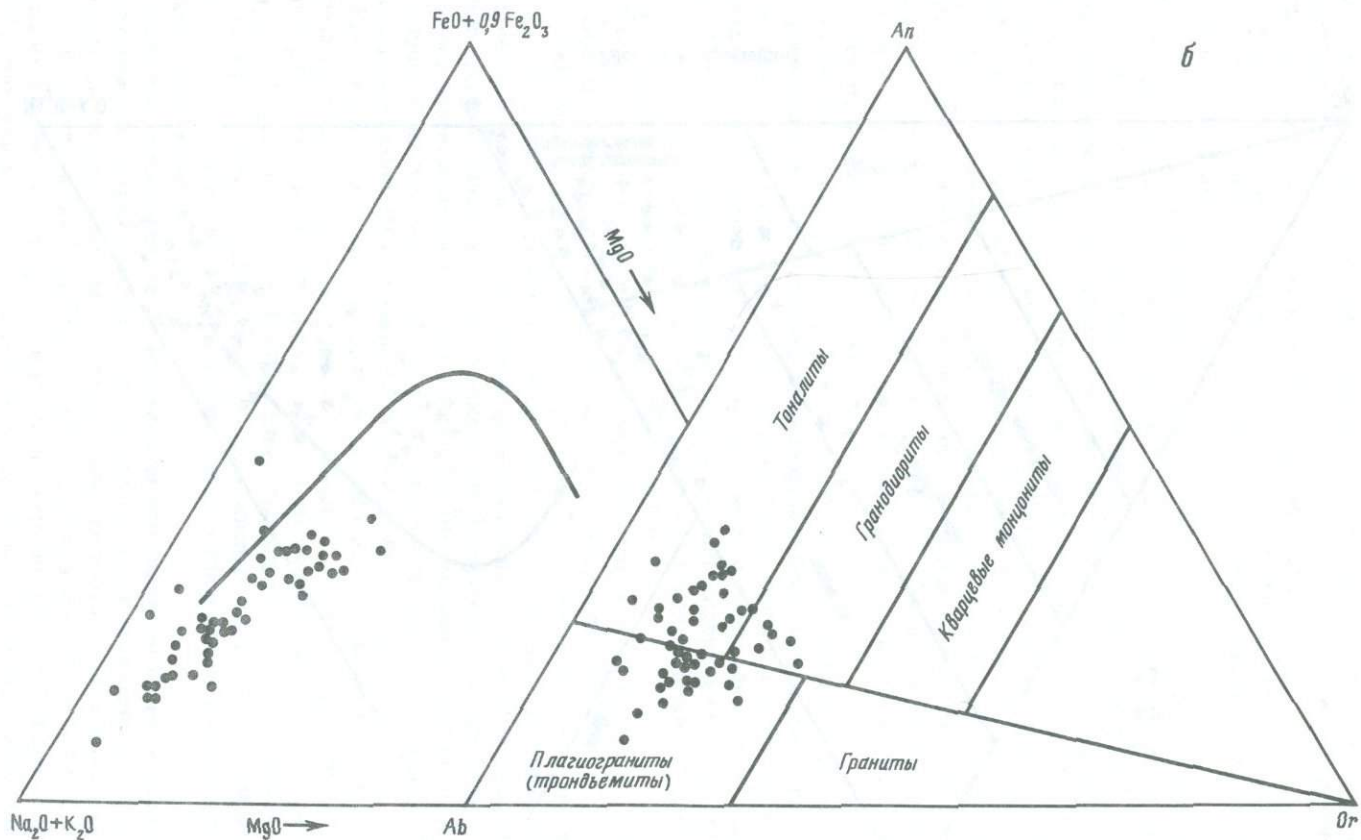
вы, которые нередко располагаются вдоль границ различных структурно-формационных зон. Проблема возрастных соотношений плагиогнейсов субстрата гранито-гнейсовых комплексов с кислыми магматитами собственно зеленокаменных структур остается одной из наиболее дискуссионных проблем и для архея и для фанерозоя. Как показано в предыдущих разделах, существует большое количество данных, свидетельствующих о том, что гранито-гнейсовые комплексы являются не фундаментом, а выведенной на поверхность инфраструктурой для прилегающих зеленокаменных зон. Однако обсуждение этой проблемы и анализ собственно гранито-гнейсовых комплексов выходят за рамки нашего анализа.

Приведенные выше геологические и петрогеохимические данные показывают, что среди ранних кислых магматитов и архея и фанерозоя четко обособляются кислые вулканические серии (включая их субвулканические и гипабиссальные аналоги) зеленокаменных структур, тоналиты и трондьемиты плутонических ассоциаций — так называемых обрамляющих плутонов архея и позднегеосинклинальных габбро-тоналит-трондьемитовых ассоциаций фанерозоя. И хотя общее вещественное подобие кислых магматитов гранит-зеленокаменных областей архея и геосинклинальных поясов фанерозоя (в частности, самых молодых кайнозойских пород) многократно обсуждалось в литературе, представляет интерес сравнение обособленных нами групп пород.

Кроме оригинальных материалов по Украинскому щиту, вариссийской складчатой области Кавказа, в обсуждение включены аналитические данные по соответствующим ассоциациям раннеархейских ГЗО Каапвальского Кратона (Южная Африка) [86, 115, 132, 149, 150, 183, 202] и Восточной Пилбары (Западная Австралия) [96, 101, 153] и фанерозоя — из складчатого пояса Аппалачей полициклической складчатой области Кордильер США, каледонид Ньюфаундленда, Норвегии, протерозоя Финляндии, мезозойских и кайнозойских офиолитовых и островодужных комплексов. Действительно, несмотря на то, что многие первичные особенности строения магматитов, особенно архейских, утрачены в результате метаморфизма, общий их минеральный состав и петрохимические характеристики отличаются удивительным сходством. Прежде всего, все сравниваемые здесь породы имеют низкокалиевый тоналит-трондьемитовый состав, что хорошо иллюстрируется диаграммой $Ab - An - Or$, где преобладающая часть их группируется в пределах соответствующих классификационных полей (рис. 44). Фигуративные точки как архейских, так и фанерозойских кислых вулканитов и плагиогра-



α



б

Рис. 44. Диаграммы *AFM* и *Ab-An-Or* для архейских средних-кислых вулканитов зеленокаменных поясов (а), тоналитов и трондjemитов обрамляющих плутонов (б), дацитов и плагиориолитов фанерозойских офиолитовых и раннегеосинклинальных комплексов (в) (геохимическая группа А (1), геохимическая группа Б (2) и позднегеосинклинальные плутонические тоналиты и трондjemиты (3))

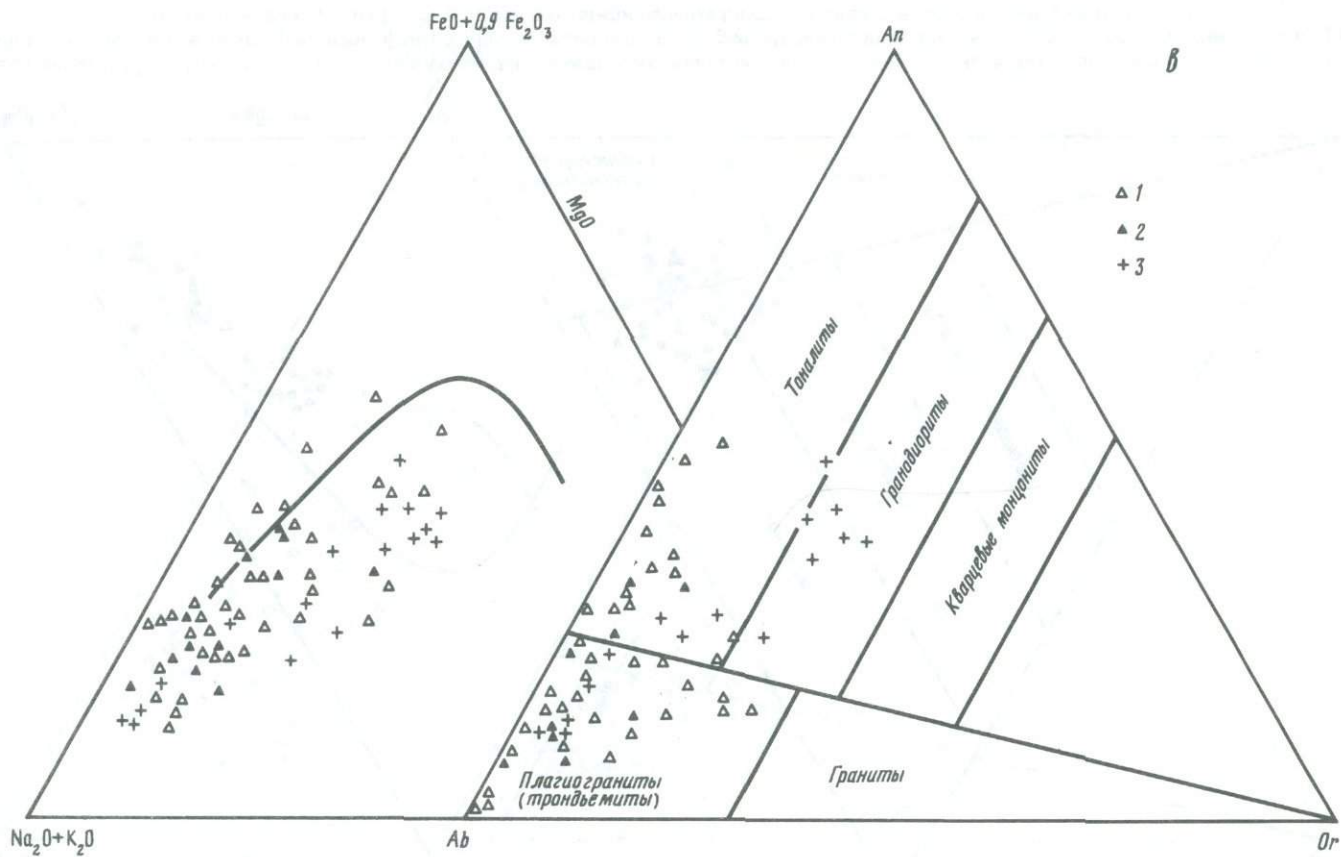


Рис. 44 (окончание)

нитов и тоналитов образуют также на диаграмме *AFM* совпадающие поля, отвечающие в целом известково-щелочному тренду эволюции магматических расплавов. Однако сравнительный геохимический анализ, приведенный с привлечением известных бинарных диаграмм для некоторых петрогенных и малых элементов, а также спектров распределения РЗЭ в породах, показал не только сходство, но и существенные различия в геохимических характеристиках сравниваемых групп пород.

Вся совокупность проанализированных кислых магматитов архейских и фанерозойских структур распадается на 4 группы с различными типоморфными петрогеохимическими параметрами (рис. 45, 46).

Группа А — объединяет Na гранитоиды с различными содержаниями Al_2O_3 (от 10–22% для плагиогранитов до 14–16% для тоналитов и кварцевых диоритов). Для пород этой группы характерны устойчиво низкие содержания Rb, Sr, практически нефракционированное распределение тяжелых РЗЭ, в 8–100 раз превышающее хондритовое, нефракционированный или в разной степени обедненный спектр распределения легких РЗЭ и устойчивая значительная аномалия Eu. Эта группа включает тоналиты и плагиограниты офиолитовых и части раннегеосинклинальных разрезов фанерозоя.

Группа Б — имеет сходные уровни содержаний Al_2O_3 , Rb и Sr с породами группы А, отличаясь слабо обогащенными легкими лантаноидами спектрами распределения РЗЭ ($Ce_N/Yb_N \sim 3-5$ при $Yb_N \sim 5-20$) и устойчивой, но в целом менее проявленной отрицательной аномалией Eu. Породы этой группы известны в ряде раннегеосинклинальных комплексов фанерозойских структур.

Группа В — объединяет средне- до высокоглиноземистых породы с умеренными содержаниями Rb, Sr, среднефракционированными спектрами распределения РЗЭ ($Ce_N/Yb_N - 3-20$ при $Yb_N \sim 5-20$) с отсутствующей или небольшой отрицательной аномалией Eu. В ряде случаев устанавливается некоторое увеличение содержаний тяжелых РЗЭ, отрицательной аномалии Eu и уменьшение содержания Sr с ростом содержания SiO_2 . Эта группа объединяет вулканические и субвулканические средние–кислые магматиты зеленокаменных структур архейских ГЗО.

Группа Г — характеризуется высокими содержаниями Al_2O_3 ($> 15\%$), Rb, Sr, средне- до сильно фракционированными спектрами распределений РЗЭ ($Ce_N/Yb_N \approx 10-50$ (до 100) при $Yb_N \approx 1-10$), отсутствующей или положительной аномалией Eu. Эта группа объединяет тоналиты и плагиограниты обрамляющих плутонов архейских ГЗО, позднегеосинклинальных плутонов фанерозойских ГСП и гипабиссальных интрузий раннегеосинклинальных разрезов некоторых фанерозойских структур и нижних частей разрезов зеленокаменных поясов архея. Для обрамляющих плутонов ГЗО и позднегеосинклинальных плутонов ГСП с ростом содержания SiO_2 наблюдается снижение общего уровня содержаний РЗЭ и появление положительной аномалии Eu.

Как показывают многочисленные исследования, геохимические характеристики магматических пород, в том числе и кислого состава, определяются целым рядом факторов, главные из которых — состав источника материнских расплавов и $P - C_{H_2O} - T$ условия их зарождения. Ниже приводится оценка влияния этих факторов на геохимические различия сравниваемых кислых магматитов в объеме фанерозойских ГСП и архейских ГЗО, а также между вулканитами зеленокаменных структур архея и фанерозоя.

Изотопно-геохимические ограничения на источники расплавов и вариации его петрогеохимических характеристик. Рассмотренные выше гранитоиды, занимающие разное геолого-структурное положение, имеют близкие изотопно-геохимические характеристики — низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr - 0,699-0,701$ для архейских, $0,701-0,704$ для фанерозойских сравниваемых гранитоидов и положительные или близкие к нулю ϵ_{Nd}^t [153, 183]. Это указывает, что источником исходных гранитных магм рассматриваемых пород служил субстрат с очень низкими отношениями Rb/Sr и хондритовым или деплетированным спектром распределения легких РЗЭ ($Sm_N/Na_N \geq 1$). Такие характеристики имеют магматические породы ультраосновного и основного состава. Однако петро-

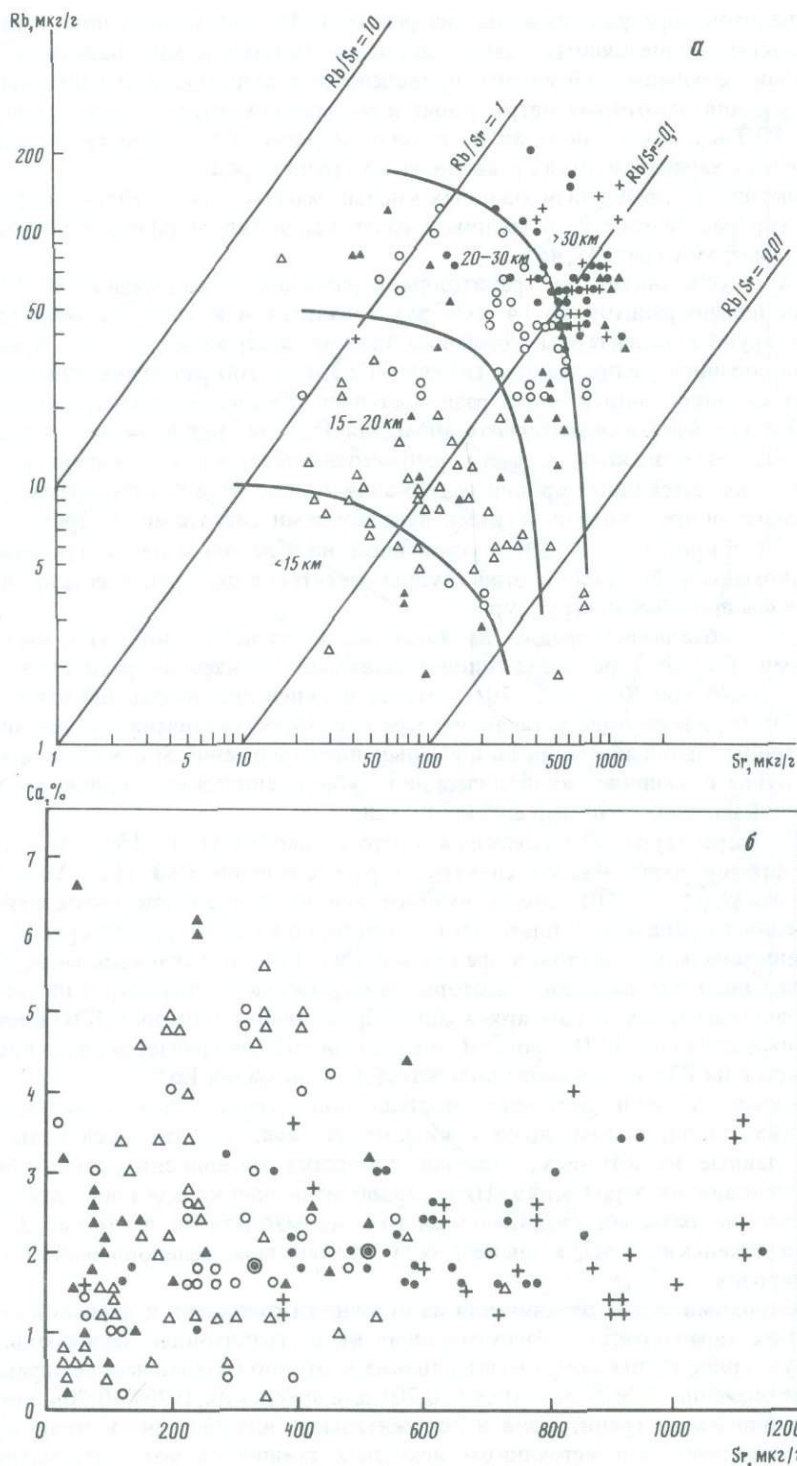
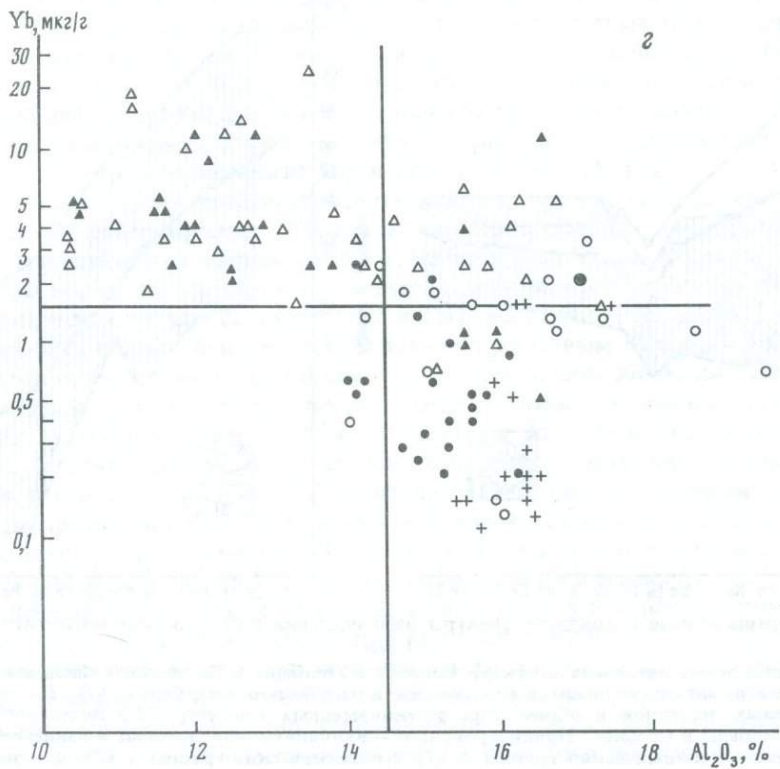
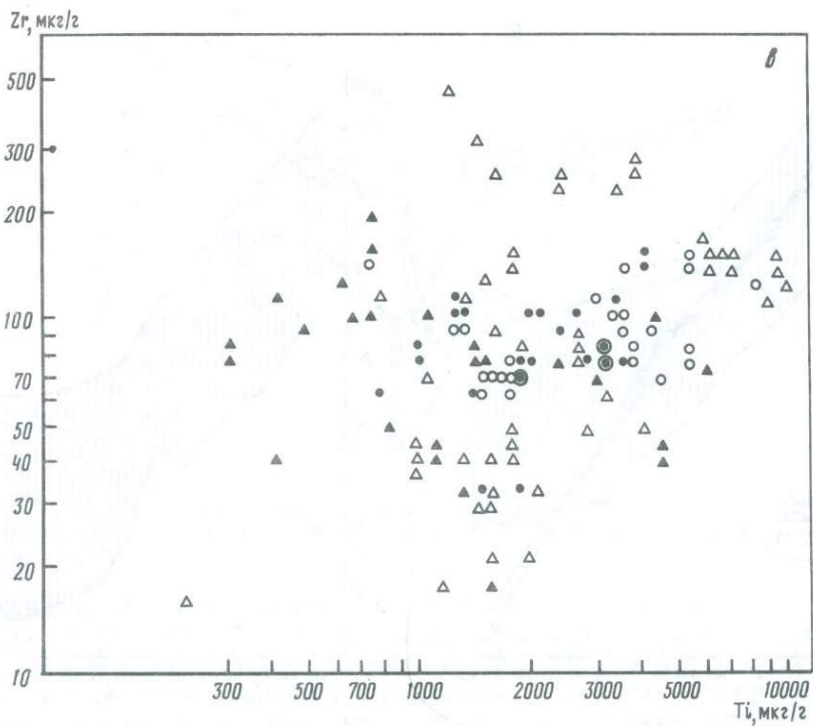


Рис. 45. Бинарные диаграммы Rb–Sr (а), Sr–Ca (б), Ti–Zr (в), Al_2O_3 –Yb (г) для ранних кислых магматов архейских ГЗО и фанерозойских ГСП
 Условные обозначения см. на рис. 44. Разделительные линии на диаграмме Rb–Sr проведены по данным К.Конди [114], на диаграмме Al_2O_3 –Yb – по данным Дж. Арта [66]



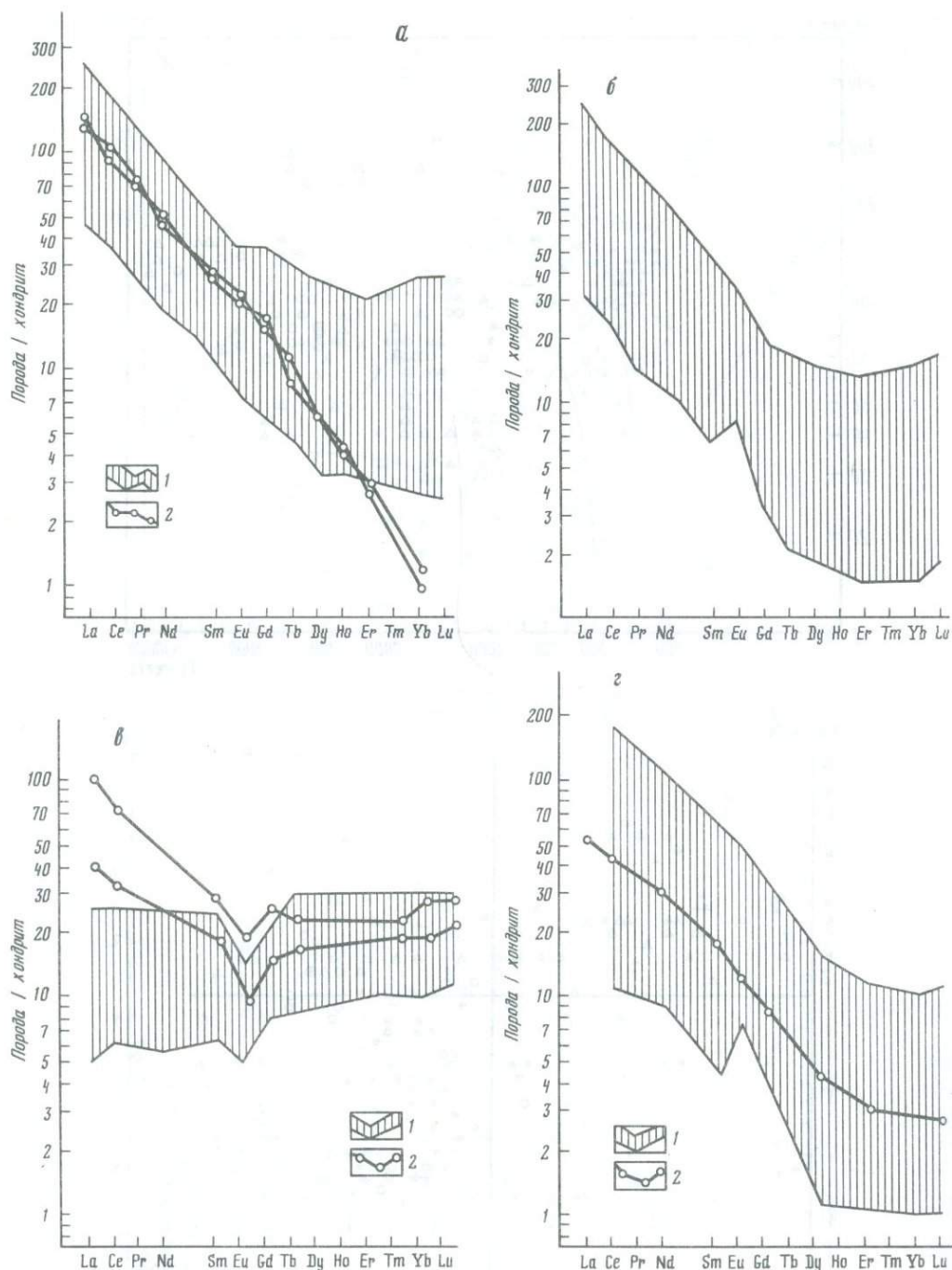
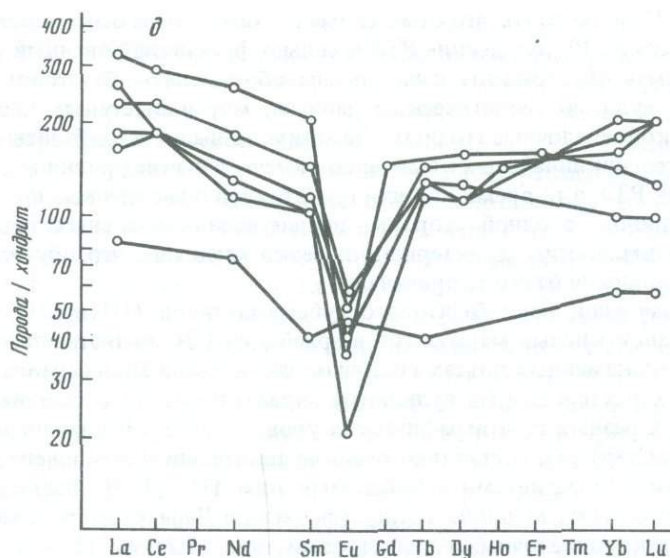


Рис. 46. Нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ в кислых магматитах архейских ГЗО

а — вулканы зеленокаменных структур Восточной Пилбары и Восточного Каапваля (1) и гипабиссальных интрузий плагиогранитов в нижней части разреза пояса Барбертон (2); *б* — поле тоналит-трондёмитовых плутонов в обрамлении зеленокаменных структур ГЗО Восточного Каапваля, Восточной Пилбары и Среднего Приднепровья; *в* — вулканы офиолитовых и раннегеосинклинальных комплексов геохимической группы А (1) и геохимической группы Б (2); *г* — позднегеосинклинальные плутонические породы (1) и Блыбский плагиогранит Кавказа (2); *д* — кислые породы Луны (данные в табл. 28)



геохимические данные рассматриваемых гранитоидов, так же как низкие отношения $MgO/MgO + FeO < 0,4-0,5$ и высокие содержания некогерентных элементов, предполагают, что материнские сиалические расплавы не могли формироваться за счет плавления непосредственно мантийного ультрабазитового субстрата. Источником гранитных расплавов по изотопно-геохимическим данным может служить базитовый субстрат. В пользу этого источника свидетельствуют имеющиеся в настоящее время экспериментальные данные, согласно которым образование низкокальциевых гранитоидных расплавов может быть связано как с процессами частичного плавления пород базальтового состава в условиях различных давлений и насыщенности флюидом, так и при кристаллизационной дифференциации водонасыщенного базальтового расплава.

Принимая базитовый источник сиалических расплавов, исследователи по-разному оценивают его петрогеохимические характеристики [96, 115, 132, 153, 183, 184 и др].

По химическим характеристикам основные магматические породы зеленокаменных поясов архея и фанерозойских ГСП имеют как черты сходства, так и различия ([42]; Основные магматические породы, 1985 г.). По петрохимическим составам, содержанию большинства малых некогерентных элементов и спектрам распределения РЗЭ две крупные геохимические группы базальтов ТН1 и ТН2, выделенные Конди [42] в архейских зеленокаменных поясах, близки соответственно толеитовым базальтам MORB океанических, раннегеосинклинальных обстановок, ранних этапов эволюции островных дуг, известково-щелочным базальтам позднегеосинклинальных и зрелых островодужных обстановок. Архейские толеитовые базальты ТН1 и близкие к ним по химизму фанерозойские базальты имеют более низкие содержания большинства некогерентных элементов, в том числе Rb и Sr, и хондритовые или обедненные легкими лантаноидами спектры распределений РЗЭ, в то время как архейские базальты ТН2 и известково-щелочные базальты фанерозоя относительно обогащены некогерентными элементами и имеют спектры распределений РЗЭ, обогащенные легкими лантаноидами.

Определенный вклад геохимически различных базитов и характеристики гранитоидов выделенных групп достаточно уверенно можно предполагать для фанерозойских ГСП. Здесь устанавливается отчетливая временная сопряженность обедненных некогерентными элементами и легкими РЗЭ толеитовых базальтов офиолитовых и раннегеосинклинальных комплексов с относительно обедненными Rb, Sr и легкими РЗЭ гранитоидами групп А и Б, а также обогащенных некогерентными и легкими редкоземельными элементами известково-щелочных позднегеосинклинальных базитов с плагиотгранитоид-

дами группы Г. Надо полагать, что отмеченные геохимические особенности гранитоидов группы Г — высокие Rb, Sr, легкие РЗЭ и сильно фракционированный спектр последних — могут быть обусловлены изначальным обогащением базитового субстрата, в роли которого, судя по геологическим данным, могли выступать позднегеосинклинальные известково-щелочные базиты. Заметим, однако, что базиты офиолитовых ранне- и позднегеосинклинальных комплексов имеют близкие уровни и спектры распределения тяжелых РЗЭ, в то время как для гранитоидов офиолитовых и раннегеосинклинальных гранитоидов, с одной стороны, позднегеосинклинальных гранитоидов — с другой, эти геохимические характеристики резко различны, что обусловлено иными, чем различия в геохимии базитов, причинами.

Вопрос о возможной роли базитового субстрата типов ТН1 и ТН2 в образовании исходных расплавов кислых магматитов в архейских ГЗО является значительно более сложным. В зеленокаменных поясах восточной части блока Пильбара очень близкие по геохимическим характеристикам вулканисты андезит-дацитового состава залегают как минимум на двух разных стратиграфических уровнях [153]. В нижних частях разрезов (формация Норт-Стар) они составляют очень незначительный компонент и ассоциируют главным образом с коматитами и базальтами типа ТН1 [153]. Выше по разрезу андезиты и дациты слагают мощную толщу (формация Даффе) и пространственно ассоциируют с известково-щелочными вулканистами типа ТН2 [96, 153]. Какая-либо возрастная или генетическая связь обрамляющих плутонов архея с базальтовым магматизмом не установлена. Обычно наблюдаемая пространственная связь обрамляющих плутонов с нижними частями разрезов зеленокаменных поясов, в которых резко преобладают базальты ТН1, в ряде случаев позволяет предполагать последние как возможный исходный субстрат для выплавления тоналит-плагиогранитных расплавов, материнских для обрамляющих плутонов [116, 132, 184]. Ограничения на геохимические характеристики базитового субстрата архейских гранитоидов на основании изотопно-геохимических данных детально рассмотрены Конди [116]. С одной стороны, положительные значения ϵ_{Nd}^t , характерные для рассматриваемых раннеархейских гранитоидов ГЗО, предполагают деплетированный в отношении легких РЗЭ характер исходных базитов (типа архейских толеитов ТН1 или современных толеитов MORB). С другой стороны, такие базиты имеют слишком низкие содержания большинства некогерентных элементов и легких РЗЭ и не могут служить источником расплавов для обогащенных этими элементами тоналитов и плагиогранитов. Поэтому наиболее вероятным источником последних, по мнению К. Конди, могли служить относительно обогащенные некогерентными элементами и легкими лантаноидами базиты типа архейских толеитов ТН2, близкие по геохимическим характеристикам известково-щелочным базальтам зрелых стадий эволюции островных дуг. Однако базиты типа ТН2 также характеризуются положительными значениями ϵ_{Nd}^t . Для согласования геохимических и изотопно-геохимических данных Конди предложил модель [116], согласно которой выплавление базальтов типа ТН2 происходило из смешанного мантийного источника с преобладанием вещества, отвечающего деплетированной мантии, и небольшим (~ 5%) количеством вещества обогащенной (недеплетированной?) мантии. Дальнейшее образование тоналит-плагиогранитных расплавов за счет таких обогащенных легкими РЗЭ базитов должно было происходить не позже чем через 150 млн лет после образования последних [116]. Такое ограничение должно учитываться и для позднегеосинклинальных тоналит-трондьемитовых плутонов фанерозойских ГСП.

Наряду со сходными петрогеохимическими характеристиками базальты архейских зеленокаменных поясов отличаются от базальтов фанерозойских структур более высокими содержаниями Fe, Mg, Cr, Ni и более низкими содержаниями Al_2O_3 [42, 96, 132]. Кроме таких различий существенной отличительной чертой вулканогенных разрезов архейских зеленокаменных поясов является присутствие в них значительных количеств высокомагнезиальных вулканистов — коматитов и базальтовых коматитов, которые редки в фанерозое.

Не обсуждаемая здесь, но отмечаемая многими исследователями обогащенность гранитоидов архейских ГЗО по сравнению с гранитоидами фанерозойских ГСП элементами группы железа (Сг и Ni), возможно, отражает различие в содержаниях этих элементов в исходных базальтовых субстратах в архейских и фанерозойских структурах.

Механизмы зарождения гранитоидных расплавов и $P-C_{H_2O}-T$ условия на уровнях их генерации. При обсуждении происхождения исходных расплавов для сравниваемых типов кислых магматитов вне зависимости от их возрастного и геолого-структурного положения и принадлежности к той или иной выделенной выше геохимической группе предполагаются механизмы как частичного плавления мафических источников, так и кристаллизационной дифференциации базальтовых магм. Первому механизму обычно отдают предпочтение в случае бимодальности состава ассоциации (базиты-плагиограниты (тоналиты)) с отсутствием или резкоподчиненным количеством магматических пород среднего состава. Процесс частичного плавления рассматривается как вероятный механизм генерации материнских расплавов обрамляющих плутонов ГЗО [115, 132, 183, 184], преобладающей части гранитоидов офиолитовых и раннегеосинклинальных комплексов фанерозоя и реже — вулканитов и гипабиссальных интрузий зеленокаменных поясов архея [132, 153]. Кристаллизационная дифференциация предполагается в случаях, когда с тоналитами и плагиогранитами тесно пространственно сопряжены магматиты среднего (диориты или андезиты) состава, рассматриваемые как промежуточные продукты дифференциации исходных базальтовых магм. Этот механизм рассматривается как ведущий для позднегеосинклинальных плутонов фанерозоя, средних-кислых вулканитов зеленокаменных поясов архея [96] и некоторых офиолитовых ассоциаций.

Большинство исследователей предполагают, что процессы частичного плавления и фракционной кристаллизации протекали в равновесных условиях. Если так, то различия собственно в механизме генерации кислых магм не должны, по-видимому, оказывать влияние на их геохимические особенности. Это, в целом, согласуется с результатами опубликованных многочисленных работ, в которых для близких по петрогеохимическим характеристикам тоналитов и плагиогранитов на основании геологических данных предполагается образование исходных расплавов путем одного и другого механизмов [95]. Это также хорошо иллюстрируется замечательным сходством петрогеохимических характеристик позднегеосинклинальных плутонов ГСП (предполагаемые продукты фракционной кристаллизации базальтовой магмы) и обрамляющих плутонов архейских ГЗО (предполагаемые продукты частичного плавления метабазитов [183, 184]).

Петрогеохимические характеристики магматических пород зависят от состава реститовых или фракционирующихся минеральных фаз, сосуществующих с исходными расплавами на уровнях их генерации. Состав этих минеральных фаз, как показывают экспериментальные данные, определяется $P-C_{H_2O}-T$ условиями зарождения расплавов.

На рис. 47, по данным П.Дж. Вилли и др. [210], приведены результаты экспериментальной кристаллизации тоналитового расплава (минеральный состав исходного природного тоналита: кварц — 13,1%, калиевый полевой шпат — 4,4, плагиоклаз — 58,9, биотит — 12,5, роговая обманка — 9, непрозрачные минералы — 2%). Минеральный состав кристаллических фаз, сосуществующих с недосыщенным водой тоналитовым расплавом, определяется главным образом давлением (см. рис. 47, а). В сухих условиях при давлениях ниже 15 кбар (< 50 км) с тоналитовым расплавом сосуществуют плагиоклаз и пироксен, а при более высоких давлениях — гранат и/или клинопироксен. Кроме того, устойчивость плагиоклаза в тоналитовом расплаве сильно зависит от концентрации в нем воды; уже при содержаниях 5% H_2O в тоналитовом расплаве плагиоклаз устойчив при давлениях до 5 кбар (< 20 км). Роговая обманка кристаллизуется в тоналитовом расплаве при высоких содержаниях воды (> 10%) в широком интервале давлений (0–20 кбар) при температурах < 1000°C. Кристаллизация биотита происходит

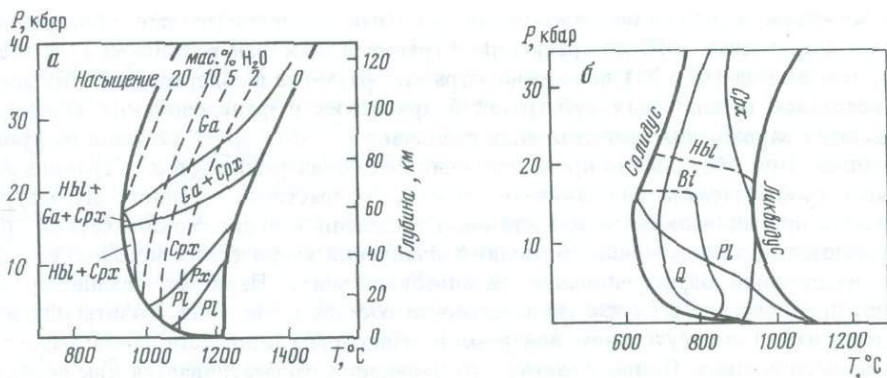


Рис. 47. Экспериментальные данные о зависимости минерального состава кристаллических фаз, сосуществующих с тоналитовым расплавом, от P - $\text{СН}_2\text{О}$ - T условий [210]
 а — недосыщенные водой условия; б — пересыщенные водой условия

в условиях пересыщения водой при давлениях < 15 кбар (см. рис. 47, б). Сходная зависимость минерального состава от P - $\text{СН}_2\text{О}$ - T условий фиксируется для тоналитовых расплавов, полученных в экспериментах при 20–30%-м плавлении базитового субстрата (обзор в работе [140]). Здесь при невысоких (< 10 кбар) давлениях установлено сосуществование с тоналитовой выплавкой: а) в насыщенных водой системах — амфибола, клинопироксена, оксидов с подчиненным количеством оливина; б) в недосыщенных водой системах — плагиоклаза, клинопироксена, оливина с подчиненным количеством оксидов и низкокальциевого пироксена.

Четыре выделенные выше геохимические группы пород разделены по уровням содержаний Al_2O_3 , Pb, Sr и характеру распределения РЗЭ, причем последние наиболее часто используются в петрогенетических построениях из-за наименьшей мобильности их в ходе наложенных процессов [66]. На рис. 48 приведены средние коэффициенты распределений РЗЭ [179] для ряда минералов, равновесных с расплавами дацит-риолитовых составов.

Для образования исходных расплавов с геохимическими характеристиками группы А в случаях кристаллизационной дифференциации или частичного плавления базальтового субстрата необходимо существование в реститовой фазе плагиоклаза для обеднения выплавки Eu и Sr и относительного обеднения легкими РЗЭ, а также мафических фаз, имеющих наименее фракционированные коэффициенты распределений $\text{ТРЗЭ}/\text{ЛРЗЭ}$, т.е. пироксенов и оливина (см. рис. 48). Сосуществование таких фаз в рестите предполагает: 1) сухие условия, которые, с одной стороны, препятствуют кристаллизации роговой обманки, имеющей высокие коэффициенты распределения $\text{ТРЗЭ}/\text{ЛРЗЭ}$, а с другой — способствует появлению на ликвидусе плагиоклаза. Для устойчивости последнего и отсутствия граната необходимы сравнительно низкие давления, отвечающие глубинам < 40 км (см. рис. 47, а).

Геохимические характеристики групп А и Б близки, и отличия, наблюдаемые для последней (в целом меньшая отрицательная аномалия Eu, обогащенный легкими лантаноидами спектр распределения РЗЭ и относительное снижение содержаний ТРЗЭ), могут объясняться уменьшением роли плагиоклаза и увеличением роли клинопироксена в реститовых фазах или появлением в рестите небольших количеств роговой обманки.

Формирование исходных расплавов с геохимическими характеристиками, отвечающими группе Г, предполагает ведущую роль в рестите мафических минеральных фаз с высокими отношениями $\text{ТРЗЭ}/\text{ЛРЗЭ}$, т.е. роговой обманки или граната, с резко подчиненным количеством в рестите плагиоклаза, что необходимо для обогащения расплавов Al_2O_3 , Sr и формирования положительной аномалии Eu. Такой минераль-

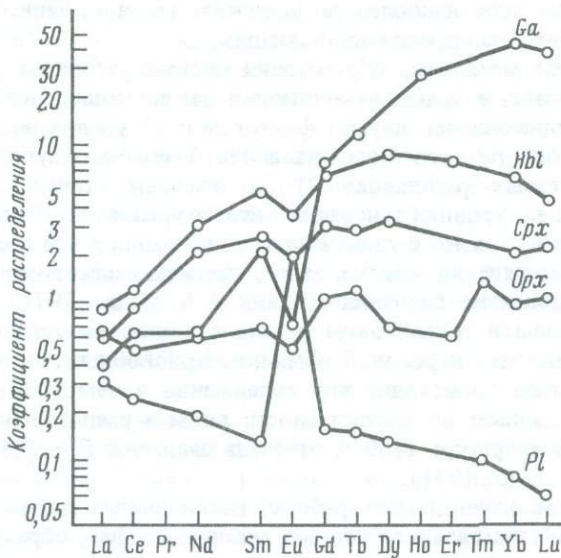


Рис. 48. Коэффициенты распределения РЗЭ в породообразующих минералах, равновесных с расплавами дацит-риолитового состава [179]

ный состав рести́та предполагает или сравнительную обогащенность источника зарождения расплава водой, или значительные глубины областей генерации исходных расплавов (> 55–85 км).

Геохимические характеристики пород группы В занимают промежуточное положение между таковыми групп А, Б и Г. Породы группы В резко отличаются от пород группы А (меньше — группы Б) более высокими содержаниями Sr, обогащенным легкими лантаноидами спектром распределения РЗЭ, меньшими уровнями содержания тяжелых РЗЭ и менее проявленной отрицательной аномалией Eu. Это предполагает существенное уменьшение доли плагиоклаза и увеличение доли роговой обманки или граната в реститовой фазе, что может отражать либо более глубокие уровни, либо менее сухие условия генерации расплавов пород группы В по сравнению с породами групп А, Б. Геохимические отличия пород группы В от группы Г менее существенны и предполагают сравнительно большую роль плагиоклаза и меньшую роль роговой обманки или граната в реститовых фазах, что связана либо с более сухими условиями формирования расплавов, исходных для пород группы В, либо с меньшими глубинами их зарождения. Интересно отличное поведение РЗЭ в зависимости от содержаний SiO₂ внутри групп Б и В, с одной стороны, и группы Г — с другой. Так, в группах Б и В с ростом SiO₂ от дацитов до риолитов часто (хотя и не всегда) происходит общее повышение уровней содержания всех РЗЭ, преимущественно в тяжелой части при увеличении отрицательной аномалии [96, 132, 153 и др.]. Это отражает, по-видимому, существенную роль в реститовых минеральных фазах плагиоклаза и клинопироксена с резко подчиненной ролью роговой обманки или граната в ходе процессов генерации более кислых расплавов и предполагает сравнительно сухие и малоглубинные условия плавления. В то же время для пород группы Г как архейских, так и фанерозойских комплексов наблюдается отчетливое снижение содержаний РЗЭ и увеличение положительной аномалии Eu с увеличением содержаний SiO₂ [115, 132, 183, 184]. Эта геохимическая особенность и в рамках фракционной кристаллизации, и в рамках разных степеней частичного плавления связывается с ведущей ролью в рести́те роговой обманки в ходе формирования более кремнекислых расплавов [95]. Таким образом, геохимические различия между группами В и Г, представляющими вулканы зеленокаменных поясов и гранитоиды обрамляющих плутонов архейских ГЗО,

весьма незначительны для наиболее мафических (тоналит-дацитовых) и наиболее существенны для более кислых или составляющих.

Вне зависимости от механизма образования кислых расплавов различия их геохимических характеристик, в целом закономерно изменяющиеся от группы А к группе Г, могут быть обусловлены двумя факторами: 1) увеличением глубины генерации кислых расплавов при частичном плавлении базитового субстрата или при дифференциации базальтовых расплавов; 2) увеличением степени водонасыщенности базитового субстрата на уровнях генерации кислых расплавов. Вторым фактором, так же как и первый, связан не только с увеличением содержания воды в системе, но и с увеличением глубины зарождения кислых магм, так как растворимость воды в расплавах прямо пропорциональна давлению (Кадик А.А. и др., 1971). Как обсуждалось выше, содержание воды в тоналитовом расплаве влияет на устойчивость в кристаллической фазе плагиоклаза и роговой обманки. Кристаллизация последней в расплаве тоналитового состава происходит при содержании в нем 10% воды, что согласно экспериментальным данным по растворимости воды в расплаве близкого (андезитового) состава при температуре 1100°C отвечает давлению $P \approx 5,3$ кбар (или глубине ~ 19 км) (Кадик А.А. и др., 1971).

Как показывают многочисленные работы, посвященные геохимическому моделированию возможного минерального состава реститовых фаз, образующихся при генерации тоналит-плагиогранитных расплавов в ходе частичного плавления или кристаллизационной дифференциации базальтового субстрата [95, 153 и др.], трудно на основании геохимических характеристик сделать выбор между гранатом и роговой обманкой, преобладание в рестите которых отражает соответственно либо глубокие уровни (высокие давления) зарождения обсуждаемых гранитоидных расплавов, либо меньшие глубины и соответственно водонасыщенные условия тоналит-плагиогранитных выплавов. С другой стороны, как будет обсуждаться ниже, представляется возможным оценить роль вклада роговой обманки или граната в генезис рассматриваемых гранитоидов исходя из геолого-структурной позиции последних.

3. Геолого-структурное положение сравниваемых кислых магматитов в фанерозойских регионах свидетельствует, что смена геохимических типов от группы А (офиолитовые и раннегеосинклинальные комплексы) через группу Б (геосинклинальные комплексы) к группе Г (позднегеосинклинальные комплексы) происходит на фоне увеличения мощности земной коры в ходе преобразования океанической коры в континентальную. Аналогичная зависимость устанавливается и при сопоставлении геохимических характеристик (см. рис. 45, а, з) сравниваемых типов пород с эмпирически установленными зависимостями содержаний Rb-Sr [114] и Al_2O_3 -Yb [66] от мощности коры. Кроме того, сходные с наблюдаемыми от группы (А) Б к группе Г изменения геохимических характеристик описаны в тоналитах и плагиогранитах батолитовых поясов активных континентальных окраин протерозойского [66] и мезозойского [140] возраста. В этих структурах по мере удаления от океана к континенту отмечается увеличение содержаний Al_2O_3 (для плагиогранитов) [66], Sr и степени фракционированности легких РЗЭ к тяжелым РЗЭ со сменой знака Eu аномалии с отрицательной на положительную [66, 140]. Такие изменения в геохимических характеристиках коррелируются с увеличением мощности коры вкост континентальной окраины от океана к континенту [140] и связываются авторами исследований с увеличением глубин генерации тоналит-плагиогранитных расплавов.

Необходимые температуры для выплавления тоналитовых расплавов из базальтового субстрата в зависимости от концентрации воды варьируют от 950 до 1200°C . Такие температуры за счет только геотермических градиентов в 20 – $30^{\circ}\text{C}/\text{км}$, типичных для фанерозойских орогенных областей, могут достигаться на глубинах 30 – 60 км. Эти глубины, очевидно, больше тех мощностей коры, которые можно предполагать для офиолитовых и раннегеосинклинальных обстановок. Кроме того, для двух последних предполагаются более нижние геотермические градиенты (~ 10 – $15^{\circ}\text{C}/\text{км}$), что связывается с охлаждающим воздействием погружающейся в литосферу океаниче-

ской плиты [116]. При таких температурных градиентах без дополнительного подвода тепла плавление базальтового субстрата будет достигаться на глубинах ~ 90 – 120 км, в которых базальт будет полностью преобразован в эклогит. Однако геохимические характеристики гранитоидов офиолитовых и раннегеосинклинальных обстановок исключают участие в росте граната в ходе генерации исходных тоналит-плагиогранитных магм и предполагают сравнительно малые (< 40 км) глубины плавления и сухие условия в зоне магмогенерации. Таким образом, достижение необходимых для генерации тоналит-плагиогранитных расплавов температур в офиолитовых и раннегеосинклинальных обстановках требует дополнительного подвода тепла к нижним частям коры. Наиболее вероятным источником тепла являются базальтовые магмы, тесная пространственная связь которых со сравнимаемыми гранитоидами фанерозойских структур очевидна. Временная связь тоналитового магматизма с базальтовым надежно устанавливается для позднегеосинклинальных плутонов. В офиолитовых и раннегеосинклинальных комплексах наблюдается запаздывание во времени кислого интрузивного и эффузивного магматизма по отношению к базальтовому эффузивному магматизму. Последнее, однако, может отражать не затухание активности базальтового магматизма на стадии формирования тоналит-плагиогранитных расплавов в этих структурах, а затруднение условий поступления базальтовых расплавов поверхности и застывание их в нижних частях коры в плутонической фации, что может быть связано с увеличением мощности формирующегося раннегеосинклинального разреза.

Если принять предположение о генерации тоналит-плагиогранитных расплавов на нижних уровнях коры, то очевидно, что вклад граната в различия геохимических характеристик сравнимых фанерозойских гранитоидов возможен только в позднегеосинклинальных комплексах, поскольку для кристаллизации граната требуются давления > 10 кбар (> 40 км). Роговая обманка могла играть существенную роль при образовании как раннегеосинклинальных кислых магматитов геохимической группы Б, так и в сочетании с гранатом — позднегеосинклинальных тоналит-плагиогранитных плутонов. Роль роговой обманки в реститовых или фракционирующихся минеральных фазах при формировании кислых расплавов офиолитовых и части раннегеосинклинальных комплексов могла ограничиваться не только изначальной сухостью условий на уровне магмогенерации, но и низкими давлениями ($< 5,3$ кбар при мощностях коры < 20 км), при которых количество растворенной в расплаве воды было недостаточным для кристаллизации роговой обманки.

В отличие от кислых магматитов офиолитовых (раннегеосинклинальных) и позднегеосинклинальных обстановок фанерозойских ГСП в архейских ГЗО гранитоиды обрамляющих плутонов и кислые вулканиты зеленокаменных структур имеют в целом близкие геохимические характеристики. Некоторые наблюдаемые различия, обсуждавшиеся выше, отражают, по-видимому, разный флюидный режим при генерации кислых магм, более "сухой" для риолитов зеленокаменных структур и более "мокрый" для плагиогранитов обрамляющих плутонов. Это вполне объяснимо разными фациальными условиями становления кислых расплавов и не требует существенных различий в глубинах их генерации. Фигуративные точки архейских гранитоидов на диаграммах Rb—Sr и Al_2O_3 —Yb (рис. 45, а, з) располагаются в полях, предполагающих существование мощной коры под архейскими ГЗО. В пользу этого свидетельствуют также устанавливаемое здесь геохимическое сходство кислых вулканитов зеленокаменных структур и обрамляющих плутонов с позднегеосинклинальными плутонитами ГСП и отмечаемое многими исследователями удивительное сходство геохимических характеристик кислых вулканитов зеленокаменных структур и тоналитов обрамляющих плутонов с вулcano-плутоническими дацит-тоналитовыми ассоциациями фанерозойских складчатых систем. Однако отмечалось также, что супракрустальные комплексы зеленокаменных структур архея, включающие кислые вулканиты, резко отличаются от супракрустальных разрезов активных континентальных окраин [96] и близки комплексам островодужных или раннегеосинклинальных обстановок. Кроме того, если вкрест простираения активных континентальных окраин устанавливается отчетливая зональ-

ность в геохимических характеристиках тоналитов и плагиогранитов, коррелирующая с различиями в мощностях коры и связываемая с различиями в глубинах генерации кислых расплавов [140], то в архейских ГЗО такая зональность неизвестна. Если, как это было показано для фанерозойских ГСП и предполагается для активных континентальных окраин [140], различия в геохимических характеристиках сравниваемых кислых магматов фанерозоя были обусловлены различиями в мощностях коры, то тогда для архейских ГЗО эти различия, если и были, то, по-видимому, значительно меньшими. Существуют представления, что мощности океанической коры, существовавшей в архее, превышали 20 км, в то время как мощности современной океанической коры оцениваются в 5–7 км [191]. Если по аналогии с фанерозойскими ГСП, архейские зеленокаменные структуры закладывались на океанической коре, то ее предполагаемая мощность (> 20 км) плюс мощность мафических разрезов самих зеленокаменных структур (~ 10 км [153, 202]) могли создать близкие по глубинности условия генерации кислых магм в зеленокаменных структурах и обрамляющих плутонах, отвечающие "континентальным" условиям формирования тоналит-плагиогранитных расплавов позднегеосинклинальных плутонов фанерозойских ГСП и дацит-тоналитовых вулканоплутоновых ассоциаций активных континентальных окраин.

Кроме того, как обсуждалось выше, такие геохимические различия, как разные уровни содержаний Rb, Sr, легких РЗЭ и ряда других некогерентных элементов в кислых магматах офиолитовых раннегеосинклинальных обстановок фанерозоя и зеленокаменных структур архея, могут быть отчасти обусловлены различиями в геохимических характеристиках их базитового субстрата, отвечавшего по составу в первом случае обедненным толеитовым базальтам типа MORB (или архейским толеитам типа TH1) и во втором случае – архейским толеитам типа TH2 (или известково-щелочным базальтам геосинклинальных разрезов фанерозоя).

Следует заметить, однако, что состав кислых пород в отношении элементов-примесей, несомненно, не всегда отражает состав пород источника и состав исходных расплавов; особенно это касается эффузивных и тефровых пород геосинклинальных и офиолитовых комплексов, которые обнаруживают нередко широкие несистематические вариации или аномальные содержания многих крупноионных литофильных элементов (K, Rb, Sr, Ba, Th, U, Pb и легкие РЗЭ). Чаще всего эти вариации объясняются наложенными подводными изменениями или более поздним метаморфизмом. Циркуляция горячей морской воды через древнюю океаническую кору в период образования кислых пород засвидетельствована в ряде хорошо изученных офиолитовых комплексов. В частности, и повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кислых породах по сравнению с мафическими членами таких комплексов объясняются обычно примесью из морской воды. Нельзя исключить и обмен с внешним Sr за счет вмещающих пород, в первую очередь карбонатных, во время региональных метаморфических изменений.

В детально изученном районе Уэст-Шаста, Калифорния изотопия стронция и кислорода подтверждает воздействие на плагиориолиты бимодальной серии минерализующего флюида, преобладающим компонентом которого была морская вода. Последующие низкотемпературные изменения практически не воздействовали на РЗЭ и другие некогерентные элементы, но оказали заметное влияние на содержание и распределение более мобильных элементов-примесей – Rb, K, Sr, Ba и др. Подобные картины устойчивости распределения РЗЭ для плагиогранитов и трондьемитов офиолитовых и геосинклинальных (островодужных) комплексов указывают на то, что содержания РЗЭ в отличие от других некогерентных элементов остаются довольно стабильными при воздействии морской воды, диагенезе и метаморфизме низких ступеней.

Именно РЗЭ дают информацию о генезисе кислых магм, связанном с той или иной дифференциацией базальтовой магмы, а K, Rb, Sr и другие крупноионные литофильные элементы – о постмагматических изменениях морскими рассолами при вторичных метаморфических процессах. Опираясь на приведенные данные и прежде всего на ха-

рактер распределения и содержания РЗЭ в рассмотренных породах, можно сделать следующее заключение.

Все рассмотренные выше породы — это первые самые крупные по объемам сиалические массы каждого данного региона, имеющие разный геологический возраст (от архея до современности). Их объединяет сходство геологического положения и ряд петрогеохимических характеристик. Все эти данные не дают свидетельств существования предшествующей сиалической коры, более того — эти кислые породы несут на себе печать симатического характера их протолита.

Современные исследования показывают, что предшествующие породы были базитами, в той или иной степени метаморфизованными. Что же касается механизма отделения от них кислых масс (частичное плавление, кристаллизационная дифференциация или другие процессы), то он далеко не всегда предполагается однозначным. Однако, независимо от механизма генерации этих кислых расплавов, плавление исходных базитов должно быть происходить на определенных глубинах и в определенных геодинамических режимах. Вопрос о корреляции магматических и геодинамических событий является одним из наиболее сложных для всех древних комплексов и самым сложным, очевидно, для архейских регионов. Оценки палеогеодинамических режимов делаются, исходя из современных геодинамических обстановок. Базальты недавнего прошлого или ныне изливающиеся на островных дугах и вдоль краев континентов подразумеваются обычно как дающие главную массу исходного материала и тепла для выплавления кислых пород. Но плавление базальтов должно происходить при каких-то критических $P-T$ параметрах, которые предполагают либо затягивание их на значительные глубины, либо увеличение мощности сиалической коры путем наращивания ее снизу плутонами соответствующего состава. Погружение базитовой коры обычно связывается с зонами субдукции, и при этом значительное количество выплавившихся кислых пород может являться результатом более крутого угла погружения симатической океанской пластины, при котором возрастает роль вертикальной составляющей движения и соответственно происходит более глубокое затягивание океанских пород.

Близость раннегеосинклиналиного магматизма эвгеосинклиналиных зон фанерозойских складчатых областей к магматизму современных юных островных дуг подчеркивается во многих работах и, в частности, разбирается в книге "Эволюции магматизма в истории Земли" (1987 г.). Кислые породы раннегеосинклиналиных комплексов, как показано выше, имеют обычно характеристики островодужных низкокалиевых дацитов и трондьемитов и отличаются от гранитоидных пород, формирующихся в континентальных условиях. Эволюция островных дуг приводит к образованию складчатых областей. Появление тоналит-трондьемитовых плутонов в складчатых областях также связывается с плавлением базитового вещества, но в условиях уже мощной коры и при возможном анатексисе этой базитовой, уже метаморфизованной (амфиболиты) коры. В этом случае в литературе обычны сопоставления подобных плутонов с плутонами современных континентальных окраин. Что касается архейских вулканизов ГЗО и обрамляющих их плутонов, то при анализе их происхождения также нередко исходят из представлений об развитии их по типу островных дуг или рифтов. Привлекаются также данные о большой разогретости (1800°C) архейской мантии, что обеспечивало быстрое выведение на поверхность ультраосновных магм и выплавление ранних кислых пород на меньших глубинах. Дальнейшее развитие ГЗО также приводит к опусканию уровней магмогенерации и выплавлению тоналитов обрамляющих плутонов из метаморфизованного базитового цоколя этих структур. Однако, хотя низкокалиевые высококремнеземистые магмы современных островных дуг и связываются с субдукцией, эта связь, как подчеркивают Гилл и Сторк (1983 г.), не является обязательной и тем более она проблематична для архейских пород.

Кислые породы Луны резко отличаются от ранних кислых магматитов архейских и фанерозойских регионов Земли как по минеральному, так и по химическому составу, что обусловлено, вероятно, спецификой механизма и условий генерации их материн-

ских расплавов. При обсуждении генезиса последних были предложены процессы ликвации или кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, а также сочетание этих процессов.

Ликвационный генезис лунных гранитов с разделением базальтового расплава на высококремнистую (гранитную) и высокожелезистую (основную) магмы предполагается многими исследователями [103, 204 и др.]. В пользу этого механизма свидетельствуют часто наблюдаемая ассоциация в брекчиях обломков кислых и высокожелезистых (до 30% FeO) основных пород и геохимические особенности лунных гранитов, такие, как высокие отношения Pb, K/P3Э, K/P, K/Zr и K/U [187, 206]. В опытах по плавлению и фракционной кристаллизации лунных базальтов при низких давлениях получены близкие к лунным гранитные расплавы, образовавшиеся при ликвации остаточной магмы [145].

Ридер [186] предположил, что обломки гранитов, кварцевого монцодиорита и KREEP-базальтов, слагающие основной объем литокластов брекчии 15405, были генетически связаны и представляют фрагменты малоглубинной расслоенной интрузии, в которой граниты образовались в ходе кристаллизационной дифференциации основной магмы без участия процессов ликвации. Сходные геологические условия формирования были предложены для гранитного образца 14321, 1027 [187, 206]. Однако для объяснения геохимических характеристик этой частицы Шин и др. [187] предложили комбинированную модель, предполагающую фракционную кристаллизацию базальтовой магмы с образованием расплава, близкого по составу средним лунным породам типа кварцевого монцодиорита 15405 [186] или 14303, 204 [206], с последующей его ликвацией на гранитную и высокожелезистую базальтовую магмы. Кроме того, по мнению Шина и др. [187], сравнительно "молодые" изотопные возраста лунных гранитов ($\leq 4,1$ млрд лет) предполагают, что большая их часть не является продуктами эволюции первично-магматического лунного океана (4,4–4,6 млрд лет), а образовалась в ходе более поздних магматических процессов в условиях уже сформировавшейся материковой лунной коры. Это накладывает серьезные ограничения на возможную генетическую связь лунных гранитов с KREEP-базальтами, поскольку последние имеют древние ($\sim 4,36$ млрд лет) изотопные возраста и рассматриваются как продукты заключительной стадии эволюции первично-магматического океана [206]. Сходные Sm–Nd изотопно-геохронологические характеристики гранитов и магнезиальных габбро-норитов материковых областей Луны предполагают, что эти породы были генетически связаны и, возможно, образовались в плутонических условиях, сходных с условиями формирования габбро-гранофировых ассоциаций земных расслоенных интрузий типа Скергард и др. [187, 206].

Таким образом, резко отличные петрогеохимические характеристики ранних кислых пород Земли и лунных гранитов могут быть обусловлены целым рядом факторов.

1. Ведущей ролью ликвации в генерации лунных гранитов, влияние на геохимические характеристики гранитоидов которой резко отлично от влияния процессов кристаллизационной дифференциации и частичного плавления, предполагаемых в качестве ведущих в образовании ранних кислых магматитов в земных условиях.

2. Низкобарическими условиями фракционирования исходных для лунных гранитов базальтовых расплавов, которое протекало, по-видимому, в плутонических масштабах на небольших глубинах.

3. Возможно меньшей ролью воды в генерации лунных гранитоидов, на что указывает полное отсутствие в них водосодержащих минеральных фаз либо из-за общего дефицита воды на Луне, либо из-за малых глубин (низкие давления) формирования гранитных расплавов и, как следствие, интенсивной дегазации магматических систем.

4. Существенными различиями в геохимических характеристиках материнских (для сравниваемых кислых магматитов Земли и Луны) базальтовых пород или расплавов [58].

ДРЕВНЕЙШИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Сравнительный анализ ультраосновных пород Земли и Луны может способствовать решению ряда геолого-петрологических проблем. Одной из актуальных является проблема происхождения ультраосновных пород и расплавов, в которой до сих пор не разрешен ряд противоречий. Концепция кристаллизационной дифференциации рассматривает кристаллические магматические породы ультраосновного состава как преимущественно кумулятивные образования либо как рститы — остатки подвергшейся частичному плавлению мантии. Данные о наличии стекловатых магматических тел, сложенных породами ультраосновного состава, очевидно, свидетельствуют о существовании соответствующих расплавов в докристаллизационный период. Экспериментально показано, что отделение расплава при плавлении может начаться, когда его количество еще не превысит 10–20%. Поэтому в случае плавления пиролитовой мантии первые отделенные порции расплава не могут иметь ультраосновной состав. Полного же плавления мантии, вероятно, не происходит, так как при большой степени плавления остающиеся кристаллы должны оседать из области плавления. С другой стороны, модель последовательного частичного плавления, предложенная Арндтом (1977 г.), не в состоянии объяснить геохимические особенности излившихся коматиитовых расплавов.

Ультраосновные вулканиты, несмотря на незначительные масштабы, проявлены в разной геоструктурной позиции и в различные геологические эпохи. Меймечиты Камчатки участвуют в строении эвгеосинклинальных толщ позднемелового возраста. На Украине, Алдане, в Карелии, Южной Африке, Северной Америке, Австралии ультраосновные эффузивы слагают толщи древнейших зеленокаменных поясов. Пикриты известны в кайнозойских вулканических разрезах островов Мирового океана. При разработке проблемы происхождения ультраосновных расплавов особенно перспективным представляется изучение древнейших ультраосновных пород. К сожалению, на Земле эти породы, как правило, существенно преобразованы последующими геологическими процессами. В то же время на Луне обнаружены кайнотипные ультраосновные породы с возрастом, близким к возрасту формирования планет, — 4,55 млрд лет. Привлечение к анализу лунных ультраосновных пород может оказаться полезным в разработке проблемы происхождения ультраосновных расплавов.

С происхождением ультраосновных пород и расплавов связана и проблема реконструкции состава первичной земной коры. Среди древнейших лунных образований обнаружены породы ультраосновного состава с возрастом 4,55 млрд лет. Ультраосновные породы (хотя и метаморфизованные) есть и среди древнейших датированных пород Земли. Их возраст достигает 3,9 млрд лет. Какой структурный уровень земной коры представляют эти породы? Есть ли перспектива обнаружения и более древних пород, в том числе и ультраосновного состава, на Земле? Эти вопросы могут быть решены с учетом данных по ультраосновным образованиям Луны.

УЛЬТРАБАЗИТЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Коматииты, впервые описанные в зеленокаменном поясе Барбертон в Южной Африке в бассейне р. Комати [201], в настоящее время установлены практически на всех докембрийских щитах в Северной Америке [88, 90], Западной Австралии [170, 196], Зимбабве, Финляндии и Карелии, а также на Украине и Алдане [34, 38].

Ультраосновным коматиитовым лавам присущи весьма своеобразные текстуры и структуры. Они образуют несколько типов потоков: со спинифекс-структурами, массивные и подушечные; отмечаются также мощные расслоенные потоки базит-ультрабазитового состава и интрузивные аналоги коматиитов; в некоторых регионах широко развиты ультраосновные пирокласты.

Лавовые потоки со спинифекс-структурой обладают, как правило, асимметричным строением (рис. 49); спинифекс-структура проявлена только в верхней части (зона А), в нижней части (зона В) наблюдаются кумулятивные структуры. Потоки этого типа

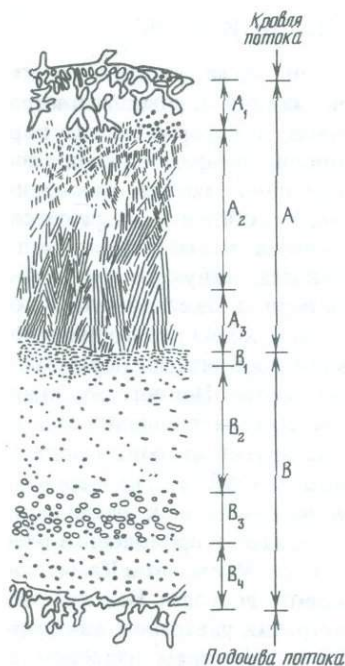
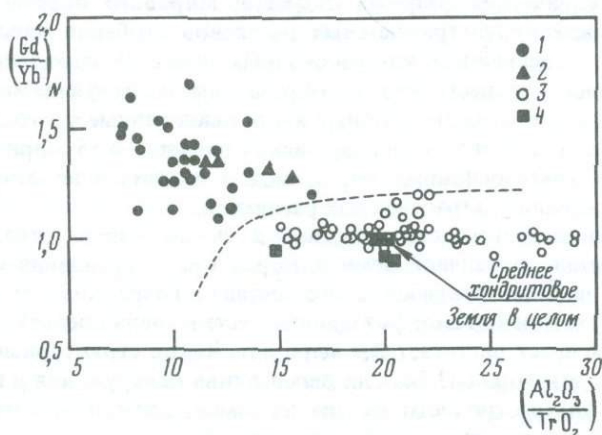


Рис. 49. Схематический разрез асимметричного коматиитового потока из района Манроу, зеленокаменный пояс Абитиби [88]

Пояснения см. в тексте

Рис. 50. Диаграмма $Al_2O_3/TiO_2-(Gd/Yb)_N$ для раннеархейских (1, 2) и позднеархейских (3, 4) коматиитовых пород 1 — Южная Африка, Барбертон (3,5 млрд лет), Зап. Гренландия (3,8 млрд лет) и Индия (3,5 млрд лет) [154]; 2 — Олекма, Алданский щит (3,5 млрд лет); 3 — Северная Америка, Западная Австралия, Зимбабве и Финляндия (2,7 млрд лет) [154]; 4 — Олондо, Алданский щит (3,0 млрд лет)



впервые были выделены в разрезе зеленокаменного пояса Абитиби в Канаде [88, 90]. Они имеют мощность до 20 м и более и простираются на сотни метров. В верхней части потоков выделяется кровельная брекчия, которая содержит угловатые и изометричные фрагменты, погруженные в хлоритовую основную массу (Таблица VIII, а). В верхней части зоны А располагается закаленная кровля (подзона A_1), сложенная трещиноватой афанитовой породой, содержащей мелкие скелетные тонколистоватые кристаллы оливина, погруженные в стекловатую матрицу (Таблица VIII, б). Подзона A_1 сменяется подзоной со спинифекс-структурой, верхняя часть которой (A_2) содержит мелкие беспорядочно ориентированные скелетные лейсты оливина (Таблица VIII, в), а нижняя (A_3) сложена крупными скелетными пластинчатыми кристаллами, которые обычно собраны в обособленные пакеты. Внутри пакетов лейсты параллельны, сами пакеты расположены под углом друг к другу. Нижняя, или кумулятивная, зона потоков имеет резкий контакт со спинифекс-зоной и примерно на 30–60% сложена субидiomорфными кристаллами оливина, которые погружены в матрицу, состоящую из скелетных крис-

таллов субкальциевого пироксена, дендритовидных и идиоморфных кристаллов хромита и девитрифицированного стекла (Таблица VIII, з).

Не все потоки асимметричны и зачастую поток со спинифекс-структурой постепенно сменяется по простиранию массивным лавовым потоком; структура этих пород сходна с порфировой структурой кумулятивной зоны потоков с асимметричным строением.

Коматиитовые подушечные лавы изливались, по-видимому, в подводных условиях. Размеры подушек меняются от 30 см до нескольких метров [89]. Ультрасосновные вулканокласты тесно ассоциируют с коматиитовыми лавовыми потоками. Гелинас (1979 г.) описал в поясе Абитибидва типа вулканокластов. Тип I сложен мелкозернистыми тонкопереслаивающимися туфами, которые отлагались в промежутках между ультрасосновными подушками. Тип II представлен массивной брекчией, содержащей угловатые фрагменты из различных частей коматиитовых потоков. Он приурочен к эрозионным поверхностям и разделяет индивидуальные потоки в лавовой толще.

В некоторых регионах, например в Манроу [88], детально описаны мощные (до 120–160 м) расслоенные базит-ультрабазитовые потоки, переслаивающиеся к коматиитовыми лавами. Они характеризуются четко выраженной дифференциацией, в результате которой сформировался нижний ультрасосновный кумулятивный слой и верхняя кварц-нормативная габброидная зона. Под брекчиевидной кровлей потока предполагается слой со спинифекс-структурой.

В ряде регионов развития коматиитовых вулканитов известны родственные им интрузивные образования в виде мелких даек и силлов, а также более крупных дунитовых тел. Согласно и секущие мелкие ультрасосновные интрузии, прорывающие толщу коматиитовых лавовых потоков, описаны в Южной Африке, Западной Австралии, Канаде. Тела имеют мощность от менее чем 1 м до 20–30 м, прослеживаясь по простиранию на 250–300 м. Ультрасосновные силлы и дайки по структурам и минералогии близки к ультрасосновным лавам: зерна оливина в них погружены в матрицу из авгита и девитрифицированного стекла. Обычно оливин концентрируется в центральной части, а краевые части обогащены пироксеном. Пироксен в интрузивах обычно грубозернистый, в нем наблюдаются пойкилитовые вроски оливина, который также представлен более крупными зернами, чем в лавах (от 0,5 до 1,0 см).

Значительно более крупные интрузивы с дунитовым ядром и перидотитовой краевой частью описаны в зеленокаменных поясах Канады и Австралии, а также на Алданском щите. Центральные части подобных тел состоят целиком из крупных (3–6 мм) плотно упакованных зерен оливина, обычно замещенных серпентином, тальком или магнезитом, небольших количеств хромита и иногда интерстициальных Fe-Ni сульфидов. Краевые части сложены идиоморфными кристаллами кумулятивного оливина и интерстициальными зернами диопсида и энстатита, замещенными тремолитом, серпентином и хлоритом.

Главными магматическими минералами перидотитовых коматиитов являются оливин, клинопироксен и хромшпинелид.

Кристаллы оливина обладают прямой зональностью; состав центральных частей зерен — Fo_{95-90} , а периферийных зон — Fo_{92-84} . Оливин из зоны A_2 строго и последовательно зонален Fo_{87-94} . Наименее магнезиальные зональные оливинны известны в нижней части подзоны грубого пластинчатого спинифекса (Fo_{90} — центр и Fo_{84} — край кристаллов), а наиболее магнезиальные — в нижней части кумулятивной зоны потоков (Fo_{94-95}).

Клинопироксены, как правило, также резко зональны. Их ядра сложены пижонитом с ~ 4% CaO и 2% Al_2O_3 либо авгитом с высоким содержанием Al_2O_3 (до 8,5%). Края имеют авгитовый состав с невысокой глиноземистостью (до 4% Al_2O_3). Авгиты из зоны В более магнезиальны по сравнению с клинопироксенами из спинифекс-зоны.

Хромшпинелиды из разных частей потоков имеют близкий состав и содержат от 4 до 14% MgO и 40–55% Cr_2O_3 [157].

В табл. 30 приведены средние химические составы коматиитов из различных регионов. Они являются высокомагнезиальными породами с низким содержанием SiO_2 ,

Таблица 30

Средний химический состав коматиитов из различных регионов

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,1	47,8	46,1	45,5	49,4
TiO ₂	0,31	0,48	0,37	0,28	0,27
Al ₂ O ₃	3,50	6,17	7,4	6,0	7,59
FeO	11,3	13,1	10,4	10,8	10,0
MnO	0,30	0,28	0,19	0,20	0,20
MgO	31,6	24,1	27,2	30,7	24,5
CaO	5,6	7,61	7,3	5,7	7,81
Na ₂ O	0,25	0,33	0,23	0,41	0,14
K ₂ O	0,03	0,04	0,06	0,03	0,02
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,03	0,03	0,07
Cr	2430	2325	2810	3000	3000
Ni	1690	1450	1460	1490	1265
Co	120	120	110	105	80
V	130	160	150	120	130
Sc	21	—	24	17	—
Rb	1,8	1,0	3,2	3,0	1,0

Ранний архей: 1 – зеленокаменный пояс Барбертон, Южная Африка; 2 – древнейшая мафит-ультрамафитовая ассоциация. Поздний архей: 3 – зеленокаменный пояс Абитибн, Канадский щит; 4 – пояс Нормен-Уилуна, Западная Австралия; 5 – Олондинский зеленокаменный пояс. При расчете средних составов были использованы данные автора, а также работы: [42, 89, 90, 91, 154, 157, 170, 171, 172, 196, 197, 201].

TiO₂ и щелочей. Отношение CaO/Al₂O₃, за исключением коматиитов пояса Барбертон, обычно близко к 1, т.е. незначительно отличается от хондритового. Относительная обедненность коматиитов пояса Барбертон глиноземом подтверждается также более высокими отношениями в этих породах TiO₂/Al₂O₃ (~0,1), чем в коматиитах других регионов, в которых это отношение также близко к хондритовому (~0,05). Коматииты барбертонского типа, к которому относятся также некоторые другие раннеархейские коматиитовые породы (рис. 50), получили название Al-деплементированных (АДПК), в отличие от коматиитов йилгарнского типа, которые являются Al-недеплементированными (АНДПК). В последнюю группу попадает большинство позднеархейских ультраосновных эффузивов из различных регионов (см. рис. 50).

Коматииты обладают относительно высокими содержаниями некогерентных элементов (Ti, Zr, Y, Sc, Nb, V, PЗЭ), а также Ni, Co и Cr. При довольно широких вариациях абсолютных количеств этих элементов отношения пар Ti/Zr, Zr/Y, Ti/V, Ti/Y, Sc/Zr и др. отличаются постоянством и близки аналогичным отношениям в среднем хондрите [171]. Исключение составляют АДПК, заметно обедненные Y и Sc.

По распределению тяжелых лантаноидов коматииты также подразделяются на два типа [154]. Для коматиитов йилгарнского типа характерно нефракционированное распределение тяжелых PЗЭ ((Gd/Yb)_N ≈ 1,0). Среди них наиболее распространены обедненные, реже встречаются обогащенные легкими PЗЭ разновидности. Коматииты барбертонского типа обеднены тяжелыми PЗЭ и встречаются исключительно в раннеархейских зеленокаменных поясах (см. рис. 50). По содержанию легких редких земель среди коматиитов этого типа также отмечаются две разновидности: обедненные ими (либо с почти нефракционированным распределением) и обогащенные легкими лантаноидами.

Подавляющее большинство коматиитов обладает низкими первичными отношениями ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и высокими положительными значениями ε_{Nd}^t. Эти данные свидетельствуют, что коматиитовые расплавы, несомненно, генерировались в мантии

Компонент	1	2	3	4	5
Sr	33	21	38	22	17
Zr	24	26	19	15	16
Nb	2,0	1,0	1,2	1,0	1,0
Y	6,3	9,5	9,0	7,0	6,6
La	1,2	1,3	0,45	0,57	0,47
Ce	4,2	3,9	1,4	1,7	1,5
Nd	3,0	3,6	1,5	1,5	1,4
Sm	0,91	1,2	0,72	0,57	0,52
Eu	0,70	0,30	0,30	0,21	0,19
Gd	1,3	1,6	1,2	0,77	0,77
Dy	1,3	1,8	1,5	1,0	1,0
Er	0,75	1,1	0,91	0,65	0,67
Yb	0,76	0,98	0,87	0,64	0,66
Lu	0,086	0,17	0,11	0,098	0,098
n	35	16	37	48	15

и что к моменту заложения зеленокаменных поясов мантийный субстрат был деплетирован в отношении легких РЗЭ.

С ультраосновными породами докембрийских зеленокаменных поясов связаны крупнейшие месторождения сульфидно-никелевых руд. Такие месторождения известны в Западной Австралии [170, 196], а также в Зимбабве и Канаде. По оценкам Налдретта и Кабри (1976 г.), с коматиитовым магматизмом связано около половины мировых запасов никеля. Отмечается тяготение Ni месторождений к зеленокаменным поясам позднего архея с возрастом 2,7–2,9 млрд лет. Помимо Cu–Ni оруденения с платиноидами, возможна связь с коматиитами месторождений Sb и Au.

Ниже на основании оригинальных исследований рассмотрены геолого-петрографические и геохимические особенности ультраосновных пород зеленокаменного пояса Олондо и древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации бассейна р. Олекмы (Алданский щит). Изученный регион, расположенный в центральной части Олекминской гранит-зеленокаменной области, уникален в том отношении, что здесь пространственно совмещены три разновозрастных комплекса ультраосновных пород: ранне- и позднеархейский коматиитовые и раннепротерозойский пикритовый. Их изучение вносит существенный вклад в исследование термальной истории земной мантии, а также эволюции древнейшего ультраосновного магматизма нашей планеты. С другой стороны, сравнение Алданских объектов с эталонными из других регионов оказало существенную помощь при идентификации генетической природы первых, которые зачастую значительно преобразованы в результате более поздних геологических процессов.

Олондинский зеленокаменный пояс

Олондинский зеленокаменный пояс расположен в центральной части Олекминской гранит-зеленокаменной области и представляет собой узкий, сложно дислоцированный синклиниорий, разветвляющийся на севере на две ветви (рис. 51).

Разрез олондинского комплекса имеет существенно вулканогенный характер. Низы

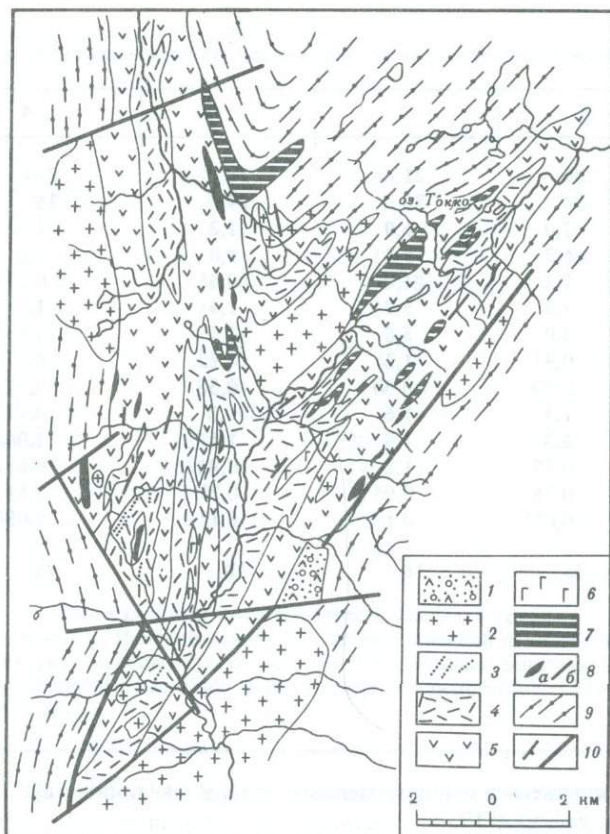


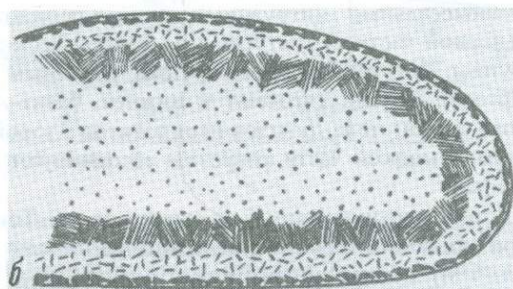
Рис. 51. Геологическая карта Олондинского зеленокаменного пояса

1 — метапесчаники Удоканской серии; олондинский комплекс: 2 — гранодиориты, плагиограниты, 3 — прослой метасадочных пород, 4 — средние и кислые метавулканиды, 5 — основные метавулканиды, 6 — метагабброиды, 7 — интрузивные ультрабазиты, 8а — ультрабазиты излившиеся (коматииты), 8б — дайки пикритов; олекминский гранито-гнейсовый комплекс: 9 — гнейсограниты и плагиогнейсы; 10 — зоны тектонических нарушений

его сложены переслаивающимися потоками метавулканидов ультраосновного и основного состава с сохранившимися реликтами порфиroidных структур. Выше появляются средние и кислые метаэффузивы и их туфы, преобладающие в верхах разреза и перемежающиеся с редкими горизонтами метасадочных пород. Коматииты слагают не более 5% объема вулканогенного разреза. Общая мощность разреза не превышает 3000 м. Вулканическая толща прорывается интрузиями гранодиоритов, габброидов и послойными силлоподобными телами дунитов-перидотитов.

По данным Е.В. Бибиковой и др. (1984 г.), возраст средних-кислых метавулканидов из верхов разреза зеленокаменной структуры равен 2960 ± 70 млн лет, что хорошо согласуется с Sm-Nd изохронной датировкой метабазальтов и метаандезитов, равной 2966 ± 16 млн лет. Метаморфизованные дайки и послойные тела магнезиальных пикритов являются наиболее поздними магматическими образованиями пояса и имеют Sm-Nd модельный возраст $t_{CHUR} = 2050$ млн лет [38]. Региональный метаморфизм пород олондинского комплекса меняется от низких ступеней эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации, повышаясь к краям структуры.

Геологическое и петрографо-геохимическое изучение ультраосновных пород позволило выделить среди них следующие группы: 1) эффузивные коматииты; 2) гипабисальные интрузии дунитов-перидотитов; 3) дайки магнезиальных пикритов.



0 10 20 см

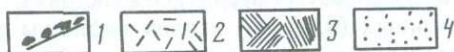


Рис. 52. Подушечные лавы перидотитовых коматитов зеленокаменного пояса Олондо (а); схематический разрез одной из подушек, (б)
1 — сланцеватая хлоритизированная корка; 2 — зона закалки; 3 — зона с реликтами спицифеструктуры; 4 — массивное ядро

Эффузивные коматиты Олондинского зеленокаменного пояса залегают в нижней части разреза структуры в виде потоков подушечных лав мощностью от 4,0 до 25–30 м, которые подстилаются и перекрываются потоками массивных, редко подушечных высокомагнезиальных коматитовых базальтов и вверх по разрезу сменяются толщей толеитовых базальтов. Размеры подушек варьируют от 15–20 до 70–80 см, иногда достигая более 1 м в поперечнике. Подушки довольно интенсивно деформированы (рис. 52, а); промежутки между ними выполнены хлорит-актинолитовым тонкозернистым агрегатом. Каждая подушка обладает отчетливо выраженным зональным строением (рис. 52, б). Внешняя сланцеватая хлоритизированная корка слагает мантию подушечного тела и довольно резко сменяется зоной закалки, которая имеет массивную, реже слабо сланцеватую текстуру и на 70–80% сложена короткопризматическими кристаллами актинолита и куммингтонита, образующими мелкие (0,03–0,1 мм) беспорядочно ориентированные срастания и развивающимися, по-видимому, по клинопироксену и оливину. Около 20–25% приходится на долю тонкозернистого агрегата игольчатых кристаллов актинолита, располагающегося в интерстициях и развивающегося, вероятно, по вулканическому стеклу. Рудный минерал, погруженный в матрицу, в

основном представлен хроммагнетитом, хромшпинелид встречается в виде редких неправильных зерен. Отмечается также рассеянная сульфидная минерализация.

Зона закалки имеет мощность 2,5–5,0 см и сменяется довольно маломощной зоной (5–20 см) со своеобразной микроспинифекс-структурой. Здесь развиваются игольчатые кристаллы клинопироксена, псевдоморфно замещенные куммингтонитом либо актинолитом. Они образуют сложный перекрещивающийся причудливый, часто теневой узор и слагают около 40–50% объема породы. Эти кристаллы погружены в матрицу из мельчайших игольчатых кристаллов актинолита, развивающихся, по-видимому, по стеклу, хроммагнетита и изометричных реликтов хромовой шпинели.

Центральная хорошо раскристаллизованная часть подушки имеет массивное сложение; основной объем породы (85–90%) приходится на долю короткопризматических (0,5–1,0 мм) тесно сросшихся беспорядочно ориентированных кристаллов актинолита и куммингтонита; в небольших количествах отмечается хлорит, в аксессуарных – хроммагнетит и сульфиды. В центральной части подушек, реже в спинифекс-зоне, часто развиваются миндалины сферической либо уплощенной формы, заполненные кристаллами кальцита и редко – кварца. Часто миндалины сопровождаются мелкими жилками кальцита и очень редко – кварцевыми прожилками.

Ультраосновные гипабиссальные интрузивы дунитов-перидотитов сосредоточены главным образом в северной части структуры и по геологическому положению отчетливо делятся на две группы. Интрузивы первой группы, типичным представителем которых является силл Красной Горки, тяготеют к нижней, базит-ультрабазитовой части разреза зеленокаменного пояса; тела дунитов-перидотитов второй группы приурочены к стратиграфически более высокой части разреза и ассоциируют с толщей метаандезитов-метадацитов и их туфов.

Интрузив Красной Горки, расположенный к западу от оз. Токко, имеет протяженность около 5000 м при мощности ~600 м и отличается довольно неоднородным строением. Краевая зона (3–5 м) вблизи эндоконтакта представляет собой сланцеватую, а на некотором удалении – массивную породу, сложенную идиоморфными беспорядочно ориентированными лейстовидными кристаллами тремолита длиной до 4 мм (10–15%), которые погружены в тонкозернистую матрицу. Она состоит из сноповидных радиально-лучистых агрегатов мельчайших (0,01 мм) иголок амфибола тремолит-актинолитового ряда и изометричных зерен хроммагнетита. Интрузив в целом представляет собой совокупность слабо дифференцированных силлов мощностью от 110 до 220 м. Разрез индивидуальных силлов отличается асимметричным строением и состоит из двух зон: дунитовой и перидотитовой. Дуниты сложены плотноупакованными в разной степени серпентинизированными кристаллами оливина Fo_{90-92} . Вблизи контакта силла для них характерна неравномерно-зернистая структура: отдельные вытянутые идиоморфные кристаллы достигают в длину 10 мм и более, в промежутках между ними располагаются более мелкие (1,5–3,0 мм) изометричные зерна. Типичным второстепенным минералом дунитов является хромшпинелид, образующий мелкую рассеянную вкрапленность и, как правило, измененный до хроммагнетита. В виде единичных зерен отмечена самородная медь. При удалении от контакта структура дунитов становится равномерно-зернистой и они постепенно сменяются перидотитами, в которых сохраняются магматические кумулятивные структуры. Вытянутые идиоморфные кристаллы оливина Fo_{90} размером от 1 до 3–5 мм слагают до 65–70% объема перидотитов; в интерстициях развиты ксеноморфные крупные зерна диопсида $Wo_{46}En_{51}$ (15%) и глиноземистого энстатита En_{95} (10–15%) (Таблица VIII, д). Часто мелкие кристаллы оливина оказываются пойкилитово включенными в крупные пластинчатые кристаллы клинопироксена, иногда псевдоморфно замещенные тремолитом либо хлоритом.

Хромшпинелид (Cr_2O_3 – 44%, Al_2O_3 – 16%, MgO – 7%) представлен мелкими изометричными зернами, образующими тонкую рассеянную вкрапленность в оливине и пироксенах и сохраняется в виде реликтов среди неправильных выделений вторичного хроммагнетита. Контакты между индивидуальными силлами затусшеваны более позд-

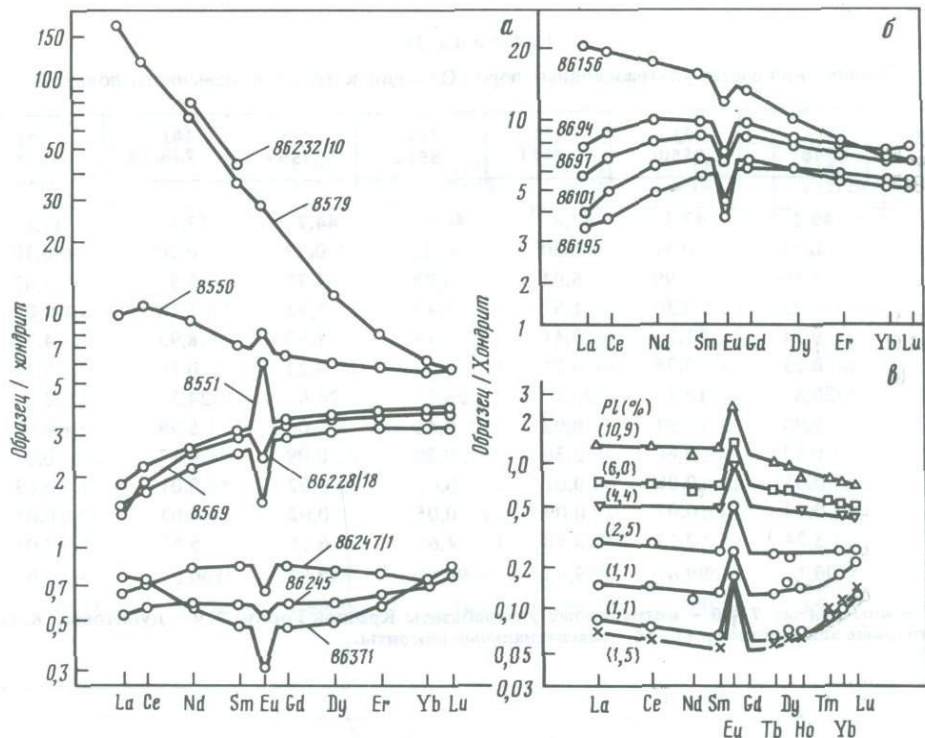


Рис. 53. Нормализованные к хондриту [126] распределения содержаний РЗЭ
 а — в ультраосновных породах Олондинского зеленокаменного пояса, б — в коматиитах древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации бас. р. Олекмы; в — в лунном дуните 72415 [159] (цифрами показаны номера фрагментов и модельное содержание в них плагиоклаза)

ними геологическими процессами и фиксируются зонами рассланцевания, оталькования и карбонатизации.

Тела магнезиальных пикритов имеют мощность от 5–10 см до 10–15 м и представляют собой послойные дайки, не приуроченные к какой-либо определенной части стратиграфического разреза пояса. Макроскопически пикриты сходны с коматиитами. Это плотные среднезернистые массивные либо слабосланцеватые породы, на 80% состоящие из вытянутых зерен актинолита и куммингтонита размером 0,5–1,5 мм, погруженных в агрегат мелких чешуек хлорита и иголок актинолита. Из аксессуарных минералов распространены титаномagnetит, апатит, сульфиды. Для пикритов характерно наличие в центральной части зерен амфибола тонкозернистого рудного вещества, наследующего морфологию псевдоморфно замещенных кристаллов оливина и пироксена.

Химический состав выделенных групп ультраосновных пород Олондинского зеленокаменного пояса приведен в табл. 31, а содержания редких и редкоземельных элементов — в табл. 32 и 33.

По химическому составу коматииты Олондинского пояса являются типичными представителями Al-необедненных коматиитов (йилгарнский тип), широко развитых в позднеархейских зеленокаменных поясах [154, 172]. Они отличаются примерно хондритовыми соотношениями большинства несовместимых элементов (см. рис. 50, табл. 31, 32).

По характеру распределения РЗЭ коматииты распадаются на две группы (рис. 53, а). Для первой характерно резкое обеднение в легкой части спектра ($(La/Sm)_N \approx 0,5$) и практически нефракционированное распределение тяжелых лантаноидов. Второй группе присуще обогащение легкими РЗЭ ($(La/Sm)_N \approx 1,4$) и слабое обеднение тяже-

Таблица 31

Химический состав ультраосновных пород Олондинского зеленокаменного пояса, %

Компонент	(1) 8548	(2) 8550	(3) 8551	(4) 8552	(5) 8569	(6) 228/18	(7) 371
SiO ₂	49,2	47,3	47,8	46,7	44,2	47,1	37,6
TiO ₂	0,31	0,51	0,30	0,22	0,27	0,20	< 0,10
Al ₂ O ₃	5,56	7,99	6,94	6,72	6,73	5,97	1,87
Fe ₂ O ₃	1,23	2,30	1,57	1,47	3,43	1,10	4,02
FeO	9,14	11,3	9,41	8,19	7,92	8,93	4,88
MnO	0,23	0,25	0,25	0,20	0,23	0,16	0,31
MgO	20,8	18,1	20,7	23,1	24,6	24,5	42,6
CaO	9,93	8,94	8,92	8,45	6,08	5,98	0,61
Na ₂ O	0,42	0,86	0,36	0,20	0,09	0,17	0,07
K ₂ O	0,03	0,08	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03
P ₂ O ₅	0,03	0,07	0,09	0,05	0,02	0,07	0,03
П.п.п.	3,24	2,17	3,58	4,61	6,28	5,81	7,01
Сумма	100,1	99,87	99,93	99,93	99,87	100,0	100,0

1-6 — коматиты; 7-10 — интрузивные ультрабазиты Красной Горки; 7, 9 — дунитовые, 8, 10 — перидотитовые зоны силлов; 11-15 — магниезальные пикриты.

Таблица 32

Содержание редких элементов в коматитах и метапикритах Олондинского зеленокаменного пояса, мкг/л

№ образца	Cr	Ni	Co	V	Rb	Sr	Zr	Nb	Y
8548	2890	1010	70	60	< 1	15	15	1	7,5
8550	2230	1100	75	110	< 1	11	41	1	8
8551	2510	1150	80	65	< 1	15	17	2	7
8552	2745	1010	75	60	< 1	12	13	< 1	5
8569	3600	1280	85	65	< 1	20	17	2	7
86228/18	3165	1360	90	235	< 1	33	11	< 1	5
8591	1040	1315	115	210	< 1	41	130	23	10
8579	1120	930	80	230	< 1	67	155	36	13
8588	1070	1145	90	240	< 1	54	151	36	14
85142	365	835	35	65	< 1	36	160	22	13
86232/10	1235	1125	120	160	< 1	80	169	31	16

См. примечание к табл. 31. Содержания элементов группы железа определялись атомно-абсорбционным, остальных элементов — рентгенофлуоресцентным методом в ИГЕМ АН СССР.

лыми редкими землями при общем более высоком уровне содержаний элементов группы La. Одновременно породы второй группы обогащены Zr относительно хондритового стандарта.

Содержания MgO в пределах индивидуальных силлов Красной Горки варьируют от 42% в перидотитах до 48% в дунитах, при этом количества Cr и Ni меняются от 1900 до 4900 и от 1800 до 3000 мкг/г соответственно. Отдельные силлы обладают специфическими, свойственными только им спектрами распределения редкоземельных элементов, которые не позволяют отнести их ни к одной из ранее выделенных групп. Для пород из дунитовой зоны первого силла типичен U-образный спектр, который характерен для дунитов альпинотипных интрузий, а также для древнейших лунных

(8) 245	(9) 247/1	(10) 367	(11) 8579	(12) 8588	(13) 142	(14) 232/10	(15) 8591
39,6	39,1	39,4	44,8	47,1	49,1	44,5	46,9
0,08	< 0,10	< 0,10	1,72	1,80	1,94	2,07	1,50
2,12	1,62	1,45	8,76	7,88	4,49	5,97	7,32
1,43	1,41	1,30	2,93	2,56	1,40	3,21	4,33
7,05	7,05	9,74	7,72	8,49	12,6	9,96	6,79
0,25	0,31	0,22	0,21	0,19	0,19	0,22	0,26
43,1	45,1	43,8	17,7	19,3	16,6	17,6	19,8
1,82	0,97	1,38	11,2	9,06	11,9	11,4	8,90
0,18	0,08	0,08	0,50	0,40	0,78	0,26	0,30
0,04	0,01	0,01	0,10	0,08	0,08	0,08	0,03
0,01	0,03	0,03	0,17	0,23	0,34	0,17	0,15
4,23	4,00	1,88	3,62	2,70	0,70	3,74	3,55
99,91	99,78	99,39	99,13	99,79	100,1	99,18	99,83

дунитов. Перидотиты первого силла не испытывают дефицита в легкой части спектра, обладают низким уровнем накопления РЗЭ (~ 0,5 хондритового стандарта) и резко обогащены тяжелыми лантаноидами. Дуниты второго силла обладают несколько более высоким уровнем содержания РЗЭ (~ 0,8 хондритового стандарта) и обеднены как легкими, так и тяжелыми редкими землями. Общей особенностью коматиитов и интрузивных ультрабазитов Олондинского пояса является наличие в них как отрицательных, так и положительных Eu аномалий.

Пикриты по химическому составу значительно отличаются от коматиитов (см. табл. 31). На петрохимических диаграммах TiO_2 —нормативный гиперстен, TiO_2 —MgO пикриты образуют резко обособленную группу, отличаясь высоким содержанием TiO_2 (1,5–2,3%), в то время как в коматиитах содержание этого компонента варьирует в пределах 0,3–0,6%. Обладая близким к хондритовому отношению Ti/Zr , породы резко обеднены Y, V и глиноземом, о чем свидетельствуют значительно более высокие по сравнению с хондритовыми отношения в них CaO/Al_2O_3 , TiO_2/Al_2O_3 , Zr/Y , Ti/V . Наконец, пикриты обладают резко фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов. Они чрезвычайно сильно обогащены легкими РЗЭ и резко обеднены тяжелыми лантаноидами (см. рис. 53, а).

Полученные данные позволили сделать некоторые выводы о генезисе ультраосновных пород Олондо. Потоки подушечных лав перидотитовых коматиитов изливались, по-видимому, в субаэральных условиях. Это подтверждается отсутствием в нижней части разреза осадочных пород, как правило накапливающихся при подводных излияниях. Широкое развитие массивных текстур в коматиитовых базальтах, подстилающих ультраосновные эффузивы, также свидетельствует в пользу этой точки зрения. Косвенным доказательством могут служить изотопно-геохимические и геохронологические данные о заложении Олондинского зеленокаменного пояса на континентальной коре [38]. Как показали геохимические исследования коматиитов, петрогенные окислы, кроме щелочей, летучих и в некоторых случаях CaO, более инертны при метаморфических процессах. Поэтому состав пород из зон закалок подушечных лав, по-видимому, отражает состав исходного расплава. Содержание MgO в последнем не превышало 25,5–26,0%. Используя экспериментальные данные А.В. Гирниса и соав-

Содержания редкоземельных элементов в ультрабазитах Олондинского зеленокаменного пояса, мкг/г

	Образец	La	Ce	Nd	Sm
1	8550	2,38	6,74	4,37	1,13
2	8551	0,456	1,41	1,24	0,480
3	8569	0,347	1,23	1,21	0,458
4	86228/18	0,372	1,12	1,04	0,389
5	86371	0,184	0,458	0,266	0,0712
6	86245	0,126	0,357	0,274	0,0880
7	86247/1	0,156	0,447	0,387	0,130
8	86367	0,226	0,580	0,371	0,109
9	8579	40,5	74,4	32,8	5,56

1—4 — коматиты; 5—8 — интрузивные ультрабазиты Красной Горки; 9 — магнезиальный пикрит; анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1320. Погрешность измерений составила 0,5—2,0%.

торов (1987 г.), мы оценили параметры формирования коматитовых магм Олондинского зеленокаменного пояса. Температура образования ~ 50% выплавки при давлении около 30 кбар достигала 1650°C; расплав при этом находился в равновесии с гарцбургитовым реститом. Столь высокая степень частичного плавления, очевидно, и обеспечивает близкие к мантийным соотношения большинства элементов, поскольку рестит состоит лишь из оливина и ортопироксена, практически стерильных в отношении несовместимых элементов.

Наблюдаемое в породах значительное обеднение легкими РЗЭ не может быть объяснено процессами кристаллизационной дифференциации и, по-видимому, отражает особенности состава исходного мантийного субстрата. Действительно, изотопные данные указывают на существенное его обеднение легкими лантаноидами задолго до заложения Олондинского пояса. Группа обогащенных наиболее несовместимыми элементами коматитов возникла, по-видимому, в результате контаминации коматитовой магмы сиалическим веществом фундамента зеленокаменного пояса [38].

Гипабиссальные интрузии дунитов-перидотитов представляют собой, по-видимому, послыйные силлы. Крупный размер кристаллов, отсутствие в них отчетливой зональности и сохранившиеся магматические интрузивные структуры свидетельствуют о довольно медленной кристаллизации пород на глубине. Петрографические наблюдения — увеличение содержания модалного оливина и снижение интерстициальных фаз в дунитовой подзоне по сравнению с перидотитовой, а также вариации концентраций MgO, Al₂O₃, Ni, Cr указывают на фракционирование оливина и хромита в процессе дифференциации индивидуальных силлов. Однако данные по распределению редкоземельных элементов не могут быть объяснены с позиций кристаллизационной дифференциации. Существенные различия спектров распределения в породах из разных силлов заставляют предполагать значительную неоднородность мантийного источника либо иные механизмы дифференциации.

Резкая обогащенность пикритов наиболее некогерентными элементами, а также значительная обедненность их глиноземом, V, Y, тяжелыми РЗЭ свидетельствуют о существенно иных по сравнению с коматитами условиях магмогенерации. Действительно, как показывают расчеты, формирование пикритовых магм происходило при низких (1500°C) температурах и довольно высоком (33—35 кбар) давлении. Степень частичного плавления мантийного вещества не превышала 15%, а образующийся расплав находился в равновесии с реститом состава гранатового лерцолита. Сохранение граната в рестите, очевидно, явилось причиной значительного обеднения пород Al, V, Y и тяжелыми лантаноидами по отношению к наиболее некогерентным элементам.

Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
0,472	1,35	1,55	0,974	0,937	0,145
0,361	0,716	0,931	0,626	0,634	0,0991
0,124	0,678	0,907	0,611	0,621	0,0966
0,0902	0,577	0,795	0,541	0,537	0,0841
0,0174	0,0930	0,121	0,0958	0,120	0,0202
0,0297	0,119	0,149	0,103	0,115	0,0196
0,0368	0,172	0,204	0,128	0,117	—
0,0344	0,139	0,163	0,104	0,0996	0,0156
1,63	—	2,91	1,29	0,991	0,142

Высокие концентрации последних не могут быть объяснены лишь малыми степенями частичного плавления мантийного субстрата и указывают на участие в процессе генерации пикритовых магм аномально обогащенных участков мантии. Сопоставление температурных оценок для коматиитов и пикритов показывает, что верхняя мантия остывала со скоростью 200–250°С/млрд лет, что согласуется с расчетами Шарпа и др. (1979 г.), проводимыми на основе моделей параметризованной конвекции.

Коматииты древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации бассейна р. Олекмы

Амфиболовые сланцы и ультраосновные породы древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации (ДМА) слагают крупный останец размером 0,8 × 9,5 км в поле развития плаггиогнейсов, гнейсоплаггиогранитов и мигматитов, объединяемых в Олекминский комплекс (рис. 54). Геологии, петрографии и геохимии пород древнейшей ассоциации, слагающей, вероятно, стратиграфически наиболее низкую часть разреза раннеархейского зеленокаменного пояса, посвящена отдельная публикация. Потоки перидотитовых коматиитов мощностью от 0,3 до 7 и более метров составляют от 10 до 20% объема разреза ДМА и подстилаются и перекрываются потоками массивных коматиитовых и толеитовых метабазальтов, ныне превращенных в амфиболовые сланцы, в различной степени преобразованных наложенными процессами. Все породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Sm–Nd изохронный возраст коматиитов и метабазальтов равен 3507 ± 123 млн лет. Породы обладают близкой к нулю величиной начального отношения изотопов неодима ($\epsilon_{Nd}^t = -0,2 \pm 0,4$).

Потоки перидотитовых коматиитов отличаются асимметричным строением (рис. 55,а). Приконтактовая часть в кровле потоков сложена сильно измененной рассланцованной актинолитовой породой с обильной сульфидной вкрапленностью и подстилается зоной А. Она состоит из мелких короткопризматических сложно сросшихся кристаллов актинолита (60–70%) и тремолита (15–20%), в промежутках между которыми развит тонкозернистый агрегат иголок актинолита и иногда талька. В аксессуарных количествах развит хроммагнетит. Размер кристаллов амфиболов прогрессивно увеличивается от 0,1–0,2 в кровле до 1–2 мм вблизи подошвы зоны А, которая довольно резко сменяется зоной Б. Основной объем последней представлен массивной породой, на 70–75% сложенной беспорядочно ориентированными кристаллами тремолита (60–65%) и актинолита (10–15%). Кристаллы имеют короткопризматический габитус, размеры 1–1,5 мм, и погружены в матрицу, состоя-

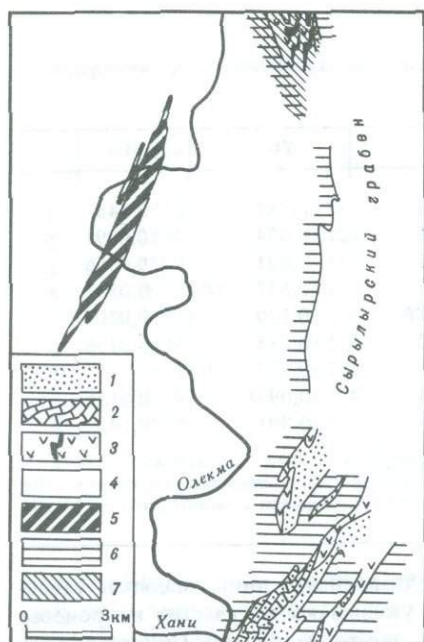


Рис. 54. Геологическая карта Олекминской гранит-зеленокаменной области в районе устья р. Хани. Составлена с использованием материалов Л. Богомоловой и А. Смелова

1—3 — тунгурская серия: 1 — глиноземистые сланцы, 2 — известково-силикатные породы, 3 — метатолиты с телами магнетитовых кварцитов; 4 — олекминский комплекс: плагиогнейсы и мигматиты с прослоями и линзами амфиболитов; 5 — древнейшая мафит-ультрамафитовая ассоциация: коматииты и метатолиты; зоны расланцевания и диафореза: 6 — эпидот-амфиболитовой фации, 7 — зеленосланцевой фации

щую из тонкозернистого агрегата актинолита, хлорита, талька и хроммагнетита. Вблизи подошвы потока массивная актинолит-тремолитовая порода довольно резко переходит в мелкозернистый актинолитовый сланец зоны закалки.

Не все потоки коматиитов обладают асимметричным строением; большинство их характеризуется массивной текстурой.

Химический состав перидотитовых коматиитов ДМА приведен в табл. 34, а содержания редких и редкоземельных элементов в табл. 35 и 36. Содержание MgO в породах варьирует от 19 до 28% (в пересчете на безводный остаток). Геохимические особенности коматиитов ДМА свидетельствуют о их принадлежности к барбертонскому типу [154] (см. рис. 50). При близких к хондритовому отношении $Ti/Zr, Zr/Y, Ti/V$ породы значительно обеднены глиноземом по отношению к другим несовместимым элементам. Коматииты отличаются фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов (см. рис. 53, б). Им присуще обеднение тяжелыми лантаноидами ($(Gd/Yb)_N = 1,08-1,97$). По распределению легких редких земель коматииты распадаются на две группы: обедненные, составляющие большинство ($(La/Sm)_N = 0,59-0,78$), и обогащенные ими ($(La/Sm)_N = 1,34$). По геологическому положению, петрографическим и геохимическим особенностям коматииты ДМА близки к древнейшим ультраосновным породам Среднего Приднепровья [35], также датированным раннеархейским возрастом.

На рис. 55, а показаны вариации содержаний главных и редких элементов по разрезу индивидуального коматиитового потока. Содержание MgO слабо меняется в зоне А, снижаясь с 24,1% в верхней до 23,8% в нижней его части и резко возрастает в зоне Б, достигая вблизи подошвы потока 28,3%, и затем вновь снижается в зоне закалки. Такой характер поведения MgO присущ эталонным потокам перидотитовых коматиитов с верхней спинифекс и нижней кумулятивной зоной [88, 90]. Концентрации большинства редких элементов связаны с содержанием MgO обратной корреляционной зависимостью. Так, содержания $Cr, V, P3Э$ несколько возрастают в нижней части зоны А и плавно снижаются в зоне Б, достигая минимума в приподошвенной ее части, а затем вновь увеличиваются в зоне закалки. Концентрация никеля, напротив, достигает максимума в нижней, наиболее ультраосновной части потока.

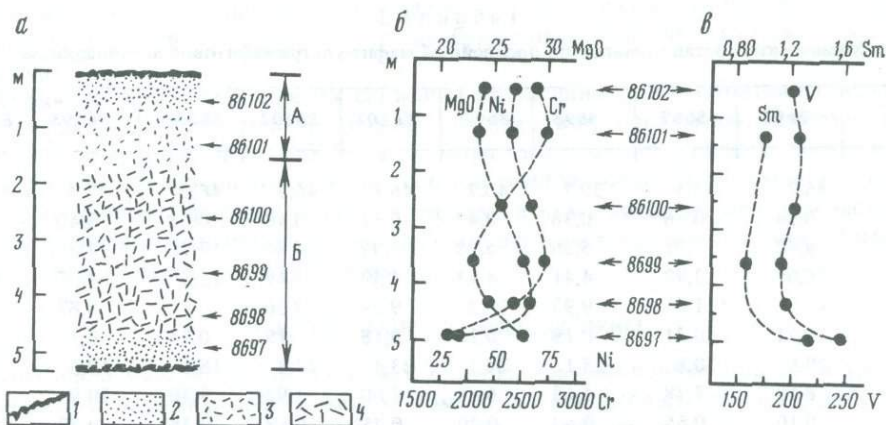


Рис. 55. Схематический разрез асимметричного коматитового потока древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации бас. р. Олекмы (а): 1 – эндоконтактная сильно измененная корка с сульфидами; 2 – мелкозернистая сланцеватая актинолитовая порода; 3 – мелко-среднезернистая тремолит-актинолитовая порода; 4 – актинолит-тремолитовая порода, средне-крупнозернистая. Вариации содержания некоторых компонентов по разрезу коматитового потока (б, в)

Спектры распределения редкоземельных элементов в образцах из различных частей коматитового потока очень схожи (см. рис. 53, б), что выражается в близости отношений $(Ce/Sm)_N$ и $(Gd/Yb)_N$ (см. табл. 36). При этом уровень накопления РЗЭ отчетливо обратно коррелирует с содержанием в породе окиси магния.

Перечисленные геохимические особенности характерны для эталонных асимметричных потоков коматитов, широко развитых в докембрийских зеленокаменных поясах. Согласно модели Арндта [88, 90], ведущим механизмом дифференциации таких потоков является кристаллизационное фракционирование оливина. Состав верхней части зоны А (подзона закалки), по-видимому, отвечает составу исходного расплава. Нижняя часть спинифекс-зоны имеет несколько менее мафический состав за счет удаления в результате гравитационного осаждения некоторого количества фенокристаллов оливина. Весь фракционировавшийся оливин скапливается в нижней, кумулятивной части потока, которая отличается наиболее ультраосновным составом. Наши данные в общем хорошо согласуются с этой моделью. Судя по тому, что Cr является несовместимым элементом для коматитов ДМА (см. рис. 55, б), хромит не принимал существенного участия в дифференциации индивидуальных потоков.

Как показывают расчеты, формирование коматитовых магм древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации бассейна р. Олексы происходило при $P \approx 45$ кбар, $T = 1800^\circ\text{C}$ и довольно низких ($\sim 25\%$) степенях частичного плавления. Ресит имел состав гранатового гарцбургита. Поскольку в системе гранат-расплав коэффициенты распределения для тяжелых РЗЭ значительно выше, чем для легких, сохранение в остатке граната будет приводить к обеднению частичных расплавов тяжелыми лантаноидами, что и наблюдается для олекминских коматитов. Значительное обеднение пород легкими редкими землями свидетельствует, что источником расплавов служила дифференцированная мантия. Близкая к нулю величина начального отношения изотопов неодима указывает на незначительную оторванность во времени между двумя событиями: дифференциацией мантийного источника и формированием пород ДМА.

Основные черты эволюции ультраосновного магматизма Олексинской гранит-зеленокаменной области заключаются в следующем.

1. Объем коматитового магматизма сокращается в 2–4 раза при переходе от раннего к позднему архею.
2. Глубина генерации позднеархейских коматитовых расплавов по сравнению с раннеархейскими снижается на 50–70 км. Следствием этого является, по-видимому,

Таблица 34

Химический состав коматитов древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации, %

Компонент	8694	8697	8698	8699	86101	86102	86156	86195	86198
SiO ₂	46,7	45,1	39,7	40,7	46,8	46,2	46,0	47,8	48,6
TiO ₂	0,54	0,56	0,38	0,40	0,42	0,40	0,88	0,40	0,43
Al ₂ O ₃	6,42	7,01	5,36	5,39	4,97	4,86	7,70	7,80	8,40
Fe ₂ O ₃	16,0*	3,92	4,41	4,13	4,59	5,49	15,3*	2,05	11,3*
FeO	—	11,0	9,93	10,2	9,29	9,36	—	8,87	—
MnO	0,21	0,21	0,19	0,19	0,18	0,19	0,21	0,17	0,18
MgO	19,6	20,8	25,1	24,4	23,4	23,8	18,1	19,3	17,4
CaO	8,59	7,78	6,63	6,84	7,00	5,92	9,30	10,9	11,6
Na ₂ O	0,10	0,66	0,43	0,20	0,25	0,19	0,38	0,33	0,72
K ₂ O	0,03	0,07	0,02	0,03	0,05	0,03	0,19	0,09	0,12
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,13	0,12	0,13	0,05	0,20	0,04	0,18
	1,79	2,74	7,26	7,39	2,96	3,40	1,87	2,18	1,13
Сумма	100,1	100,0	99,54	99,98	100,0	99,94	100,1	99,04	100,1

* Суммарное железо в виде Fe₂O₃.

Таблица 35

Содержания редких элементов в коматитах древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации, мкг/г

№ образца	Cr	Ni	Co	V	Rb	Sr	Zr	Nb	Y
8694	1880	1480	115	250	1	24	30	1	12
8697	2110	1130	103	150	1	12	34	1	13
8698	2730	1680	115	110	< 1	30	23	< 1	9
8699	2510	1620	120	170	1	25	21	1	9
86101	2610	1445	130	145	1	22	24	1	9
86102	2692	1510	125	200	1	19	21	1	8
86156	2510	1430	100	190	< 1	14	62	1	14
86195	2180	1040	75	145	< 1	2	23	1	9
86198	2010	890	70	165	< 1	5	24	< 1	10

Содержания элементов группы железа определялись атомно-абсорбционным, остальных — рентгенофлуоресцентным методом в ИГЕМ АН СССР.

Таблица 36

Содержание редкоземельных элементов в коматитах древнейшей мафит-ультрамафитовой ассоциации, мкг/г

№ образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu
8694	1,85	5,55	4,75	1,49	0,407
8697	1,41	4,36	3,79	1,30	0,374
8699	0,884	2,78	2,65	0,923	0,173
86101	0,958	3,11	2,96	1,03	0,220
86156	5,00	12,3	8,10	2,34	0,678
86195	0,841	2,37	2,28	0,865	0,219
86198	1,05	2,83	2,56	0,942	0,286

Содержания элементов определялись в ИГЕМ АН СССР на масс-спектрометре МИ-1320 методом изотопного разбавления. Погрешность измерений составила 0,5–2,0%. Отношения (Ce/Sm) и (Gd/Yb) нормированы по углестому хондриту, рекомендованному Н. Эвенсеном [126].

смена ликвидусной ассоциации, что, в свою очередь, обусловило переход от Al-обедненных выплавов в раннем архее к необедненным глиноземом позднеархейским расплавам.

3. Одной из вероятных причин снижения интенсивности коматиитового магматизма является остывание мантии Земли, которое, как показывают расчеты, происходило со скоростью 200–250°С за 1 млрд лет. Другая причина заключается в резком увеличении мощности континентальной земной коры при переходе к позднему архею и протерозою. Формирующиеся в это время коматиитовые расплавы часто несут следы загрязнения сиалическим веществом, что выражается в значительном обогащении их наиболее некогерентными элементами.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ЛУНЫ

В каменном материале, доставленном с Луны, ультраосновные породы встречаются очень редко и известны либо в виде обломков в материковых брекчиях, либо в виде включений в морских базальтах, либо в виде стекол различного генезиса.

Среди лунных ультраосновных пород выделено несколько типов. Дуниты, перидотиты и коматииты встречены исключительно в "материковой" части планеты, в то время как ультраосновные вулканические стекла характерны для лунных "морей".

Образец 72415-8, доставленный экспедицией А-17, представляет собой крупный обломок дунита весом 55,4 г. Вмещающая брекчия состоит из обломков пород и минералов, погруженных в тонкозернистую матрицу, сложенную мельчайшими зернами плагиоклаза, пироксена и оливина. Обломки пород представлены материалом серии DANT. Детальная минералого-петрографическая характеристика дунита содержится в работе Даймека и его соавторов [124], а изотопно-геохимическим исследованиям посвящены публикации Папанастасси и Вассербурга [175], Лейла и Шмитта [159]. Округлые фрагменты породы состоят из крупных (до 10 мм) кристаллов оливина Fo_{86-89} , погруженных в гранулированную матрицу, в основном сложенную оливином того же состава (Таблица VIII, e) и сформированную без перекристаллизации в результате дробления. Порода состоит из оливина (93 об.%), плагиоклаза $An_{9,2}$ (~4 об.%), низкокальциевого (~2 об.%) и кальциевого (~1 об.%) пироксенов, а также небольшого количества хромовой шпинели и Ni-Co-Cr сплава. Встречаются также редкие зерна троилита, витлокита и Zr-Cr армалколита. Содержание плагиоклаза варьирует в разных фрагментах от 1,4 до 5,2 об.%. Большинство обломков в породе представлено единичными кристаллами оливина, которые обладают рядом петрографических особенностей. Так, многие зерна местами замутнены обильными микронного размера включениями плагиоклаза. Другие содержат мелкие (~25 мкм) симплектитовые срастания хромшпинели и пироксена, которые, вероятно, являются продуктами кристаллизации расплав-

Gd	Dy	Er	Yb	Lu	(Ce/Sm) _N	(Gd/Yb) _N
1,94	2,14	1,26	1,18	0,176	0,90	1,33
1,74	1,95	1,18	1,09	0,165	0,81	1,29
1,23	1,40	0,851	0,798	—	0,73	1,24
1,33	1,52	0,901	0,828	0,124	0,73	1,30
2,68	2,49	1,31	1,10	0,163	1,3	1,97
1,27	1,53	0,935	0,884	—	0,66	1,16
1,33	1,62	1,01	0,983	0,150	0,73	1,09

ных включений. Большинство крупных кристаллов оливина обладает параллельными зонками волнистого погасания (20–40 мкм шириной). Вдоль границ некоторых из этих слоев вытянуты мелкие (5–15 мкм) изометричные зерна оливина. Изучая систему трещиноватости в оливиновых кристаллах, Сней и Аренс (1975 г.) пришли к заключению, что породы подверглись воздействию ударного давления в диапазоне 330–440 кбар. Некоторые обломки в породе состоят из двух или более оливиновых зерен, которые разделены зонкой, сложенной зернами хромшпинели, пироксенов и лейстовидным плагиоклазом. Как считает Даймек с соавторами, эти зонки представляют собой реликтовые границы зерен и выполнены агрегатом перекристаллизованных интеркумулусных фаз [124].

Химический состав минералов приведен в табл. 37. Состав оливинов варьирует в пределах Fo_{86-89} . Состав пироксенов несколько различается в разных минеральных ассоциациях. Пироксены, ассоциирующие с лейстовидным плагиоклазом, по составу разбиваются на две группы (Wo_2En_{87} и $Wo_{44}En_{50}$). Кальциевый пироксен в симплектиках имеет состав $Wo_{43}En_{51}$, а низкокальциевый — Wo_9En_{80} . Состав плагиоклаза также зависит от конкретной минеральной ассоциации. Наиболее основным является волокнистый полевой шпат, встречающийся в виде отдельных обломков и в виде включений в оливине (An_{94-97}). Лейстовидный плагиоклаз (An_{85-94}) зонален (до 5 мол.% An) и перекрывает составы плагиоклаза из симплектитов (An_{89-91}). Хромшпинель из симплектитов значительно богаче Fe и несколько обеднена Sr относительно Al по сравнению со шпинелевыми включениями в оливине и плагиоклазе. В целом хромшпинелиды лунного дунита очень близки по составу к земным хромитам из перидотитовых коматитов. Металлический сплав необычно богат Ni (24,5–31,8 %) и Co (1,3–2,2%).

Содержание главных и редких элементов определялось в 9 различных кусочках породы, которые оказались химически неоднородными (табл. 38, 39). Содержания MgO варьируют от 42,5 до 50,0%, Al_2O_3 — от 0,40 до 4,0%. Порода обладает высокими содержаниями Sr_2O_3 и низкими — NiO. Уровень содержаний редкоземельных элементов сильно колеблется в зависимости от содержания в конкретном кусочке модалного плагиоклаза (см. рис. 53, в). Основными особенностями спектров распределения редких земель являются следующие: 1) легкие РЗЭ обладают практически нефракционированным распределением; 2) отношение $Eu/Sm = 21$, практически постоянно, за исключением обр. 8 и 9, где оно несколько выше; 3) спектр распределения тяжелых редких земель систематически меняется с уменьшением общего уровня содержания лантаноидов и содержания плагиоклаза. Наиболее мафические фрагменты 7,8 и 9 (1,1–1,5 об.% Pl) обладают наиболее низким уровнем содержаний (0,05–0,15 хондритового стандарта) и неотчетливо выраженным U-образным спектром распределения редкоземельных элементов. Наименее мафические фрагменты 1 и 2–3 (6–11% Pl) отличаются довольно высоким уровнем содержаний РЗЭ (~1,5 хондритового стандарта) и обеднены тяжелыми лантаноидами (см. рис. 53, в).

Rb — Sr изохронный возраст дунита равен 4550 ± 100 млн лет при очень низком первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,69900 \pm 7$. Эти данные свидетельствуют, что данная порода представляет собой наиболее ранний дифференциат верхней мантии планеты.

Таким образом, основными особенностями лунного дунита являются: 1) сложность минерального состава, присутствие интерстициальных плагиоклаза и пироксенов, разнообразный состав акцессорных минералов; 2) присутствие металлического сплава с очень высоким содержанием Ni (до 31,8%), наличие признаков твердофазной деформации и перекристаллизации; 3) древность возраста, который является наибольшим для всех известных лунных пород.

Образец гарцбургита 15445,10, доставленный экспедицией А-15 в составе полевошпатовой брекчии 15445, сложен неправильными (размером до 0,1 мм) зернами оливина Fo_{91} и глиноземистого энстатита En_{91} , слагающих 80% объема примерно в равных соотношениях, а также значительного количества хромовой шпинели (15%) и второсте-

Т а б л и ц а 37

Химический состав минералов лунного дунита 72415 [124]

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,79	56,05	54,13	40,24	0,04	0,05
TiO ₂	< 0,01	0,28	0,11	0,02	1,05	< 0,01
Al ₂ O ₃	35,00	0,96	1,22	< 0,01	16,71	—
Cr ₂ O ₃	—	0,26	1,11	0,04	51,81	0,54
FeO	0,14	6,94	2,71	12,29	19,27	67,65
MnO	—	0,15	0,11	0,13	0,58	0,02
MgO	0,23	32,29	18,40	47,65	10,60	0,01
CaO	19,25	2,24	22,50	0,13	—	0,01
Na ₂ O	0,62	0,01	0,05	—	—	—
Сумма	100,16	99,18	100,34	100,50	100,48	100,14

1 — плагиоклаз; 2 — низкокальциевый пироксен; 3 — кальциевый пироксен; 4 — оливин (в том числе NiO — 0,01); 5 — хромшпинелид; 6 — металлический сплав, в том числе NiO — 30,42; CoO — 1,42

Т а б л и ц а 38

Химический состав лунного дунита 72415 [159]

Компонент	1	2	3	4	5
Al ₂ O ₃	4,0	2,5	2,2	1,6	0,90
Cr ₂ O ₃	0,200	0,790	0,284	0,320	0,240
FeO	11,4	11,6	12,0	11,7	12,4
MnO	0,109	0,114	0,117	0,116	0,114
MgO	43,0	42,5	43,8	46,9	48,7
CaO	3,0	1,6	1,7	1,2	0,80
Na ₂ O	430	270	220	160	100
K ₂ O	65	40	40	28	—
<i>p</i>	78	69	135	86	210

Компонент	6	7	8	9	<i>C</i>
Al ₂ O ₃	0,90	0,41	0,40	0,55	1,3
Cr ₂ O ₃	0,310	0,116	0,300	0,830	0,340
FeO	12,0	11,5	11,6	11,7	11,9
MnO	0,116	0,116	0,107	0,110	0,113
MgO	48,1	50,0	45,3	45,5	45,4
CaO	0,85	0,44	0,41	0,60	1,10
Na ₂ O	100	70	30	30	130
K ₂ O	20	5	6	6	24
<i>p</i>	77	69	106	118	

C — средневзвешенное значение; *p* — масса кусочка, мг.

Таблица 39

Содержание редких элементов в лунном дуните 72415 [159]

Элемент	Ni	Co	V	Sc	Sr	Ba	Hf	Au
1	130	43	50	5,9	25	8,3	0,20	—
2	550	72	80	5,1	—	—	0,13	3,0
3	130	50	50	5,3	15	5,1	0,1	—
4	130	50	50	4,6	—	—	0,1	—
5	230	60	40	4,1	5,9	2,0	0,05	1,4
6	250	54	50	4,0	—	—	0,04	1,0
7	100	45	40	3,3	2,2	0,75	0,06	—
8	180	47	40	3,3	1,9	—	0,04	1,4
9	650	84	80	4,1	1,2	1,0	0,04	4,0
C	160	55	50	4,3	8,2	4,1	0,10	—

Содержания Au в нг/г, остальных элементов — в мкг/г, C — средневзвешенное значение.

Таблица 40

Химический состав (в %) лунных ультраосновных вулканических стекол (Делано, 1985 г.)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,1	44,8	39,2	34,0	40,8	46,0	45,3	42,9	35,6
TiO ₂	0,97	0,45	12,5	16,4	4,58	0,55	0,66	3,48	13,8
Al ₂ O ₃	6,71	7,14	5,69	4,6	6,16	9,30	9,60	8,30	7,15
Cr ₂ O ₃	0,56	0,54	0,86	0,92	0,41	0,58	0,40	0,59	0,77
FeO	23,1	19,8	22,2	24,5	24,7	18,2	19,6	22,1	21,9
MnO	0,28	0,24	0,31	0,31	0,30	0,21	0,26	0,27	0,25
MgO	16,6	19,1	14,5	13,3	14,8	15,9	15,9	13,5	12,1
CaO	7,94	8,03	7,04	6,9	7,74	9,24	9,40	8,50	7,89
Na ₂ O	0,07	0,06	0,28	0,23	0,42	0,11	0,27	0,45	0,49
K ₂ O	0,06	0,03	0,29	0,16	0,10	0,07	0,04	—	0,12
n	11	6	4	22	3	4	2	11	3

1-5 — тип I; 6-9 — тип II; n — количество проанализированных фрагментов.

пенного (5%) гранулированного интерстициального плагиоклаза, редких зерен рутила и армалколита в виде прорастаний в рутиле. Характерной особенностью породы является низкое содержание CaO, NiO в оливине и довольно высокое Al₂O₃ — в пироксене. Средневзвешенный состав породы (в %): SiO₂ — 41,3; TiO₂ — 0,35; Al₂O₃ — 12,3; Cr₂O₃ — 2,25; FeO — 7,0; MgO — 36,8; CaO — 0,9; Na₂O — 0,03; K₂O — 0,006.

В месте посадки корабля А-16 в составе лунной коры обнаружено значительное количество "примитивного компонента". Его состав, по данным Рингвуда (1987 г.), является коматиитовым и близок к составу земных коматиитов (в %): SiO₂ — 45,2; TiO₂ — 0,54; Al₂O₃ — 6,6; Cr₂O₃ — 0,40; FeO — 14,8; MnO — 0,19; MgO — 26,9; CaO — 5,3; Na₂O — 0,10; Ni — 1330; Co — 80; V — 110; Sc — 23.

Важным компонентом доставленного на Землю реголита являются стекла. Крупная сводка по морским вулканическим стеклам ультраосновного состава дана в работах Делано и Ливи (1981 г.) и Делано (1985 г.). Ими выделено 25 групп вулканических стекол, доставленных экспедициями А-11, 12, 14, 15, 16 и 17 из Морей Спокойствия, Дождей, Ясности и Океана Бурь. По содержанию Al₂O₃ все вулканические стекла

подразделяются на низкоглиноземистые (тип I) и высокоглиноземистые (тип II). Внутри каждого из выделенных типов содержания TiO_2 варьируют от 0,25 до 16,4% (табл. 40).

Вулканические стекла обладают рядом диагностических особенностей, свидетельствующих о их первично-магматическом происхождении. Так, в них отсутствуют шпильки и обломки зерен минералов и пород, что всегда наблюдается в импактных стеклах. Образцы вулканических стекол отличаются относительной гомогенностью, которая проявляется как внутри отдельных кусочков, так и для ряда образцов в целом. Например, вулканические стекла отличаются равномерным, коррелирующим с содержанием MgO распределением Ni внутри каждого образца. Более того, внутри единой по составу группы стекол отмечается близкое содержание этого металла. Стекла же, сформировавшиеся в результате импактного плавления, контаминированы сидерофильными элементами, которыми богаты метеориты. Все вулканические стекла имеют отношение Mg/Al , значительно превышающее таковое в импактитах и в стеклах морских базальтов. Наконец, на поверхности стеклянных капелек, возникших, вероятно, при фонтанировании магмы, фиксируется конденсат газовой фазы. Предполагается, что насыщенность магматического расплава газовой фазой и явилась причиной эксплозивного извержения.

Структурно-текстурные, минералогические и геохимические особенности ультраосновных пород Луны позволяют сделать некоторые выводы о их генезисе. Предполагается, что наиболее древние высокомагнезиальные дуниты сформировались на раннем этапе глобальной дифференциации планеты в процессе обособления анортозитовой коры и дунитовой мантии; они имеют возраст, близкий к возрасту Луны как планетного тела. Наиболее обоснованным механизмом дифференциации является кристаллизационное фракционирование [124]. Формирование лунных перидотитов связывается с более поздними этапами становления лунной анортозитовой коры. Коматиитовые магмы, как считает Рингвуд (1987 г.), формировались на глубоких уровнях лунной мантии и изливались на анортозитовую кору $\sim 4,5$ млрд лет назад. Несколько позднее они были перемешаны с анортозитами в результате интенсивной метеоритной бомбардировки.

ЭВОЛЮЦИЯ ДРЕВНЕЙШЕГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Ультраосновной магматизм, и коматиитовый в частности, крайне неравномерно проявлен во времени. Конди, сопоставив петрографический состав зеленокаменных поясов, отметил снижение относительного количества ультраосновных пород при переходе от раннего архея к позднему с 20–25% до 1–10% (Конди, 1984 г.). Коматииты в протерозойских комплексах, сходных по строению с зеленокаменными поясами, крайне редки [89], а в фанерозое имеются только единичные находки, среди которых наиболее известны третичные коматииты острова Горгона (Эшеверрия, 1980, 1984 гг.).

Снижение интенсивности коматиитового магматизма, по мнению большинства исследователей, свидетельствует об остывании мантии Земли (Грин, 1975 г.). Следствием этого, вероятно, должно являться уменьшение температуры и магнезиальности первичных выплавов.

Показателями магнезиальности исходного расплава являются состав ликвидусного оливина из закалочных зон потоков коматиитов и состав самих закалочных зон. Так, оливины из раннеархейских коматиитов пояса Барбертон имеют магнезиальность $Fo_{93,6}$. По оценкам Арндта (1977 г.), содержание MgO в коматиитовых расплавах, изливавшихся в этом раннеархейском поясе, достигало 32%. Для позднеархейских коматиитов Северной Америки наблюдаются широкие вариации составов фенокристаллов оливина, кристаллизовавшихся в равновесии с исходным расплавом, с максимальными значениями $Fo_{94,1}$. Однако содержание MgO в мантийных выплавках позднего архея несколько снижается. Для коматиитов зеленокаменных поясов Абитиб

и Олондо оно составляет 26–27%. хотя содержание в свободных от фенокристаллов закалочных зонах отдельных потоков из района Алексо может достигать 30% [90]. Третичные коматииты острова Горгона, изученные Эшшеверрией (1980 г.), содержат фенокристаллы оливина с отношением $Mg/(Mg + Fe)$ до 0,85, а содержание MgO в исходных расплавах этих пород не превышает 20–21%. Таким образом, уменьшение интенсивности земного коматиитового магматизма сопровождается снижением магнезиальности расплавов.

Подобно земному, наблюдается некоторое снижение во времени магнезиальности первичных выплавов для лунного ультраосновного магматизма. Древнейший лунный коматиитовый компонент с возрастом около 4,5 млрд лет содержит 27% MgO , примерно на 5–7% меньше, чем в раннеархейских коматиитах пояса Барбертон. Магнезиальность более молодых ультраосновных вулканических стекол (3,85 млрд лет), которые, по мнению некоторых исследователей, представляют собой примитивные мантийные расплавы, не превышала 20% (Делано, 1985). Более низкая магнезиальность лунных пород в сравнении с одновозрастными земными аналогами, вероятно, является следствием специфики Луны, в частности, меньших ее размеров и больших скоростей остывания внутренних частей этой планеты.

Для расщепки природы коматиитовых магм существенное значение имеют данные по некогерентным элементам. Как уже упоминалось выше, все коматииты подразделяются на два типа: барбертонский и йилгарнский. Коматииты первого типа, существенно обедненные глиноземом (АДПК), а также Sc, Y и тяжелыми редкими землями, встречаются исключительно в раннеархейских зеленокаменных поясах (см. рис. 50). Коматиитам йилгарнского типа (АНДПК) присущи примерно хондритовые соотношения нелетучих литофильных элементов и, как правило, относительное обеднение легкими РЗЭ. Коматииты йилгарнского типа встречаются в основном в позднеархейских зеленокаменных поясах. Среди лунных вулканических стекол ультраосновного состава также отмечаются две группы пород – высоко- и низкоглиноземистые, которые, по-видимому, являются аналогами земных АДПК и АНДПК.

Модель возникновения обедненных глиноземом коматиитовых расплавов, предложенная Саном и Несбитом [197] и Джаном с соавторами [154], подтверждается данными экспериментов А.В. Гирниса и др. (1987 г.), а также нашими исследованиями. Так, выплавление раннеархейских обедненных глиноземом коматиитовых магм ДМА происходило, по-видимому, при высоких P – T параметрах в равновесии с гранатовым гарцбургитом в рестите. Не обедненные Al позднеархейские коматиитовые расплавы Олондинского пояса, напротив, формировались при более низких P – T условиях и высоких степенях частичного плавления в равновесии с гарцбургитовым реститом, что и обеспечило близкие к мантийным соотношения большинства несовместимых элементов. Гранат является единственной минеральной фазой, контролирующей одновременно отношения Ti/Al , Sc/Ti и Gd/Yb . Сохранение граната в рестите либо фракционирование его в частичной выплавке при высоком давлении будет приводить к обеднению Al по отношению к Ca и Ti, Y и Sc по отношению к Ti и Yb по отношению к Gd. В этом случае переход от обедненных глиноземом расплавов к необедненным, является, по-видимому, наиболее характерной чертой эволюции состава ультраосновных магм в отношении некогерентных элементов как для Земли, так и для Луны. Движущей силой этого закономерного перехода являлось, вероятно, снижение глубины генерации магм, приведшее к смене ликвидусной ассоциации. В таком случае различия двух групп вулканических стекол на Луне обусловлены либо их различиями в возрасте, либо глубиной генерации исходных расплавов.

Изотопные и геохимические данные показывают, что все коматииты, включая и породы острова Горгона, а также базальты срединно-океанических хребтов, образовались в результате плавления мантийного источника, изначально обедненного в отношении некогерентных элементов. Наиболее примитивные древнейшие лунные ультрабазиты возникли, вероятно, из недифференцированной мантии на самых ранних

этапах эволюции планеты и, по-видимому, могут отражать наиболее древнее состояние мантии не только Луны, но и Земли.

Существенной особенностью некоторых коматиитов является их обогащенность наиболее некогерентными элементами (Ba, Zr, легкие PЗЭ) относительно умеренно некогерентных (Al, Ti, Y, Sc, тяжелые PЗЭ). Эти породы редки в раннем архее и довольно обычны среди позднеархейских и более молодых пород. Одним из возможных механизмов обогащения коматиитового расплава некогерентными элементами является контаминация.

В последнее время этот механизм широко привлекается для объяснения вариаций химического состава коматиитов. Основанием для этого служат очень высокие температуры и низкие вязкости коматиитовых расплавов, приводящие к турбулентному характеру течения, захвату и быстрой ассимиляции вмещающих пород. Как показали эксперименты Хапперта и соавторов (1984, 1985 гг.), а также наши данные [38], степень контаминации может достигать 40% в результате подъема коматиитового расплава через континентальную кору мощностью 40 км. Очевидно, эти процессы обусловили возникновение обогащенных наиболее некогерентными элементами коматиитов Западной Австралии и Олондо [38, 91], имеющими значительно удрежденный по сравнению с истинным возраст. Если это предположение верно, то позднеархейские и более молодые коматииты поистине представляют собой "грязное окно в архейскую мантию" (Ардт, 1987 г.), в отличие от раннеархейских, отвечающих по составу наиболее примитивным мантийным расплавам.

Частая встречаемость контаминированных коматиитов в позднем архее и среди молодых пород объясняется, по-видимому, значительным увеличением мощности континентальной литосферы при переходе от раннего к позднему архею и к фанерозою.

АНОРТОЗИТЫ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Анортозиты в ассоциации с габброидами, породами среднего и кислого состава, образуют на Земле крупные массивы, приуроченные исключительно к древнейшим метаморфическим комплексам. Анортозиты такого типа принято называть автономными, подчеркивая отличие от стратиформных анортозитов, образующих прослойки в дифференцированных базитовых интрузиях, которые отличаются от автономных широким возрастным диапазоном и меньшими масштабами проявления.

Интерес к докембрийским автономным анортозитам возрос после установления широкого распространения анортозитов в древнейшей лунной континентальной коре. Это привело к мысли о том, что анортозитообразование, т.е. возникновение высокоглиноземистых, существенно плагиоклазовых магматических ассоциаций, является особенностью ранних этапов развития планет земной группы. Данное предположение подтверждается дистанционными исследованиями, результаты которых указывают на возможное присутствие анортозитов на Марсе, Венере и Меркурии, а также наличием эвкритовых метеоритов, сходных по составу с анортозитовыми породами Луны.

Земные и лунные анортозитовые ассоциации существенно различны по составу и возрасту, однако на обеих планетах они являются древнейшими образованиями и их сравнительный анализ имеет большое значение как в связи с выяснением общих закономерностей эволюции магматизма планет земной группы, так и в связи с выяснением генезиса ряда крупных месторождений полезных ископаемых, связанных с древними анортозитовыми ассоциациями Земли. Рассматривая проявление анортозитового магматизма, мы руководствовались принципами формационного анализа, разрабатываемыми в ИГЕМ АН СССР. С этих позиций выделены глобальные анортозитовые формации Земли и Луны, характеристика которых дается ниже.

Лунным и земным анортозитам посвящена обширная литература, в связи с этим в данном разделе приводятся лишь краткие сведения об их главных особенностях — как в целях сравнительного анализа, так и для того, чтобы показать характер эволюции земного анортозитового магматизма. При этом особое внимание уделено самой древней

габбро-анортозитовой формации Земли, наиболее близкой к лунной по возрасту и составу. Сравнительный анализ базируется главным образом на петрохимических и геохимических данных, поскольку сведения о геологии лунных пород весьма ограничены.

АНОРТОЗИТ-НОРИТ-ТРОКТОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЛУНЫ

Анортозиты, обнаруженные на Луне, входят в состав анортозит-норит-троктолитовой формации (АНТ). Эти породы неоднократно детально описывались. Их главные особенности, установленные по образцам, доставленным из материковых районов экспедициями "Аполлон-15, 16" и автоматической станцией "Луна-20", заключаются в следующем.

1. За исключением ударно-метаморфизованных разновидностей, это средне-мелкозернистые породы со структурами, напоминающими кумулятивные. Судя по наиболее крупному образцу анортозита весом 270 г (N 15415), размер кристаллов в них мог достигать 1 см. В основном образцы лунных пород представлены мелкими обломками размером до нескольких миллиметров. Это мелкозернистые породы с метаморфическими структурами, в которых анортит, являющийся главным породообразующим минералом, чаще всего имеет изометричную форму и плотно заполняет все пространство.

Т а б л и ц а 41

Петрохимические типы лунной и земных анортозитовых формаций и их нормативные составы

Компонент	1 (17) *	2 (73)	3 (7)	4 (21)	5 (67)	6 (6)	7 (639)	8 (135)
SiO ₂	43,31	44,85	44,84	45,46	44,77	47,47	53,73	52,53
TiO ₂	0,16	0,67	2,51	0,36	0,15	1,03	0,43	0,33
Al ₂ O ₃	28,21	24,54	20,68	28,71	33,78	15,90	25,92	23,80
FeO	3,35	5,27	8,21	5,10	1,02	12,19	3,14	5,02
MnO	0,01	0,01	0,12	0,01	0,01	0,12	0,05	0,07
MgO	8,51	10,36	10,36	6,50	0,89	10,38	1,27	4,50
CaO	16,21	13,70	12,39	14,44	18,23	11,60	10,48	9,43
Na ₂ O	0,09	0,37	0,74	0,28	0,91	0,65	4,21	3,76
K ₂ O	0,15	0,15	0,08	0,03	0,20	0,30	0,67	0,50
P ₂ O ₅	0,03	0,08	0,08	0,03	0,05	0,36	0,10	0,06
Na ₂ O + K ₂ O	0,01	0,02	0,04	0,01	0,03	0,06	0,19	0,18
Al ₂ O ₃								
FeO*	0,03	0,33	0,44	0,43	0,05	0,36	0,71	0,52
FeO + MgO								
Q	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	1,17	0,00
Ko	0,00	0,00	0,00	2,01	0,00	0,00	0,00	0,07
Or	0,89	0,89	0,47	0,18	1,18	1,77	3,96	2,95
Ab	0,76	3,13	6,25	2,35	5,79	5,49	35,61	31,79
An	76,06	64,80	52,79	70,73	87,48	39,50	49,83	46,35
He	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	3,25	2,06	6,45	0,00	2,12	12,69	1,24	0,00
Hu	2,20	14,34	18,68	22,64	0,00	33,14	6,39	14,01
Ol	15,66	12,06	8,43	0,00	1,75	1,68	0,00	2,85
Mt	0,81	1,27	1,98	1,22	0,25	2,94	0,76	1,21
Il	0,30	1,27	4,76	0,68	0,28	1,95	0,82	0,63
Ap	0,07	0,19	0,19	0,07	0,12	0,85	0,24	0,14

1-5 - петрохимические типы анортозит-норит троктолитовой формации Луны и ассоциирующих с ней КРЕЕР-базальтов (1-3 - магнезиальная серия, 4-5 - железистая), 6-18 - петрохимические типы анортозитов (7-11) и базитов (12-18) формаций автономных анортозитов Земли. Составы представлены в пересчете на 100% на безводной основе, все железо в виде FeO.

* В скобках число анализов.

Обломки метаморфизованных анортозитов, норитов, троктолитов часто встречаются в различного рода брекчиях. Изучение реголита показывает, что на поверхности материковых районов Луны преобладают плутонические породы, метаморфизованные вследствие интенсивной метеоритной бомбардировки. Неизменные разновидности редки, они сохранились как реликтовые при импактном метаморфизме или были выведены на поверхность при вулканических извержениях. То, что породы формации ANT составляют основную часть материковой коры, подтверждается составом брекчий и стекол в лунном грунте, сходным с составом главных типов поликристаллических пород и тем, что по данным дистанционных измерений содержания Al_2O_3 в материковой коре составляет 25–28%, т.е. столько, сколько содержат типичные породы анортозитовой серии.

2. Главными минералами серии ANT являются плагиоклаз, анортит, ромбический, моноклинный пироксен, оливин. Все темноцветные минералы характеризуются повышенной магнезиальностью. В небольших количествах присутствуют железо-титановые окислы, шпинель, хромит, фосфаты, троилит, самородные металлы.

3. Выделяются следующие основные типы пород [25]: а) анортозиты (90% плагиоклаза An_{98} , оливин Fo_{73} , бедный кальцием пироксен Wo_{10}); б) норитовые и трокто-

9 (16)	10 (60)	11 (61)	12 (310)	13 (59)	14 (162)	15 (76)	16 (38)	17 (16)	18 (27)
54,45	47,62	49,89	48,38	47,18	51,91	48,47	50,51	51,71	46,36
0,14	0,13	0,28	1,39	3,53	1,07	0,68	2,08	2,96	3,37
28,64	31,07	24,21	16,94	15,58	18,04	7,83	14,68	14,23	12,08
1,39	2,04	5,02	11,59	14,41	8,76	11,51	14,42	13,88	20,10
0,04	0,34	0,11	0,16	0,20	0,15	0,18	0,26	0,17	0,23
0,42	1,04	5,06	7,04	3,99	5,22	17,93	2,68	3,01	4,13
10,02	15,67	12,63	9,87	8,93	9,16	11,42	6,53	7,01	8,56
3,55	2,13	2,39	2,67	3,15	3,32	0,88	3,54	3,04	2,33
1,28	0,22	0,26	0,64	0,85	0,86	0,16	3,19	2,27	0,85
0,07	0,04	0,05	0,17	1,24	0,21	0,05	0,55	1,27	1,27
0,17	0,08	0,11	0,19	0,26	0,23	0,13	0,45	0,37	0,26
0,76	0,66	0,49	0,62	0,78	0,63	0,39	0,84	0,82	0,83
6,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	4,28	1,06
3,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
7,56	1,30	1,54	3,82	5,06	5,14	0,95	19,10	13,45	5,05
30,03	17,32	20,23	22,81	26,84	28,42	7,50	30,36	25,80	19,81
49,24	74,32	54,57	32,66	26,05	32,15	17,06	14,94	18,53	19,87
0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	2,42	6,31	12,87	8,74	10,23	31,82	12,17	6,80	12,31
2,87	0,00	13,02	10,80	18,39	19,22	20,62	3,22	19,19	27,65
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,34	0,49	1,21	2,83	3,51	2,14	2,80	3,53	3,35	4,88
0,27	0,25	0,53	2,67	6,75	2,06	1,30	4,00	5,64	6,43
0,17	0,09	0,12	0,41	2,96	0,50	0,12	1,32	3,02	3,02

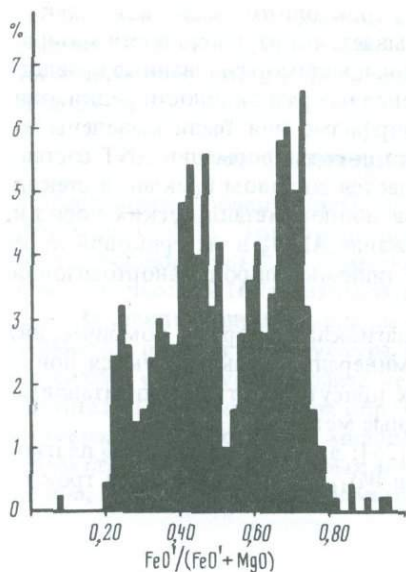


Рис. 56. Распределение лунных материковых пород по железистости

литовые анортозиты с содержанием плагиоклаза 77–90% (An_{97}), темноцветные минералы представлены оливином (Fo_{89}), пироксеном (Wo_{10}); в) нориты и троктолиты, состоящие из плагиоклаза An_{95} (60–70%), оливина Fo_{74} , бедного (Wo_5) и богатого (Wo_{32}) кальцием пироксена; характерный аксессуарный минерал – ильменит; г) шпинелевые троктолиты, состоящие из плагиоклаза An_{96} , оливина Fo_{83} , бедного кальцием пироксена (Wo_4) и магнезиальной шпинели; д) дуниты, сложенные магнезиальным оливином.

4. В ассоциации с породами формации ANT находятся эффузивные породы – базальты-лейкобазальты, *OI* высокоглиноземистые базальты и двупироксеновые базальты, обогащенные калием, фосфором и редкими землями (KREEP). Относительно связи этих двух типов базальтов с формацией ANT существуют различные мнения. Предполагают, что оливиновые высокоглиноземистые низкокальциевые базальты могут отве-

чать составу родоначальной магмы формации ANT, базальты KREEP – производные формации ANT – остаточные расплавы или результат частичного плавления плутонических пород [11, 53]. Таким образом, можно говорить об ассоциации лунных вулканических базальтовых формаций с плутонической анортозитовой формацией. В этом одно из главных отличий лунных анортозитов от земных, для которых лишь в редких случаях можно предполагать комагматичные эффузивы.

5. Химический состав пород формации ANT характеризуется следующими особенностями: низкие содержания SiO_2 (40–45%), TiO_2 (<1%), K_2O (<0,3%); высокие содержания Al_2O_3 (в среднем более 20%) и CaO (10–20%). Присутствие аноррита практически во всех породах обуславливает их высокую глиноземистость; таким образом, даже “обычные” лунные нориты и троктолиты по сравнению с земными являются высокоглиноземистыми.

6. По составам плагиоклаза и мафических минералов выделяются две группы пород – железистых анортозитов и высокоглиноземистых магнезиальных пород [161]. Это подтверждается и анализом петрохимии лунных материковых пород (табл. 41, рис. 56). Взаимоотношения этих двух серий пока не выяснены окончательно.

7. Породы формации ANT являются одними из самых древних. Верхний предел их возраста оценивается в 4,4–4,5 млрд лет. Земные образования, возраст которых приближается к этим значениям, представлены комплексами “серых гнейсов” (тоналиты, трондьемиты в ассоциации с метабазами), которые не известны на Луне. Возраст наиболее древних земных анортозитов оценивается в 3,5 млрд лет. Основным периодом анортозитообразования на Земле является протерозой.

Анортозиты, входящие в состав земных как автономных, так и стратиформных ассоциаций, резко отличаются от лунных. Основное отличие заключается в присутствии очень основного плагиоклаза в лунных породах. Однако на Земле обнаружены породы, почти полностью аналогичные лунным. Это включения анортозитов в вулканиках островных дуг [24], но главное отличие этих пород от лунных в масштабах проявления. На Земле это небольшие обособления, средний размер которых составляет 5–10 см, они составляют доли процента в низкокальциевых высокоглиноземистых вулканиках. На Луне, наоборот, доля базальтов среди материковых пород невелика.

Образование лунных анортозитов большинством исследователей связывается с про-

цессами кристаллизационной дифференциации — осаджением или всплыванием выделившихся кристаллов плагиоклаза. Развивается модель, по которой внешняя часть Луны была полностью расплавлена и при охлаждении "океана магмы" происходило всплывание выделившегося плагиоклаза и осаджение темноцветных минералов. Всплывавшие кристаллы плагиоклаза образовывали "айсберги", плававшие в "океане магмы", их разрастание и последующее соединение привело к образованию анортозитовой корки, после чего происходила кристаллизация остаточного расплава [161]. Существуют представления и о различных магмах для анортозитовой и мафической серий [161]. Устойчивый состав плагиоклаза лунных анортозитов и некоторые особенности их структур дают основание для предположений об образовании их в результате процессов докристаллизационной ликвации.

ЭВОЛЮЦИЯ АНОРТОЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Автономные анортозиты известны только в докембрии, но это очень большой временной интервал, в котором наблюдается исчезновение одних и появление других анортозитовых ассоциаций. Геологические данные и анализ вещественного состава позволяют выделить три формации автономных анортозитов: габбро-анортозитовую, мангерит-анортозитовую (монцодиорит-диорит-анортозитовую), анортозит-гранитную, которые образовались в различной тектонической обстановке и на разных этапах формирования континентальной коры. К наиболее древним относятся две первые формации, которые можно объединить под общим названием анортозитов ранних этапов развития Земли, последняя характерна для более позднего этапа и образовалась на стадии стабилизации древних платформ, анортозиты, входящие в ее состав, получили название субплатформенных.

Эволюция анортозитового магматизма заключается в том, что по мере развития континентальной коры появляются все более усложняющиеся в своем строении анортозитовые формации, причем одни из них имеют короткий период "жизни", другие проявляются в широком возрастном интервале.

Габбро-анортозитовая ассоциация характеризуется сравнительно постоянным составом. Это массивы, сложенные преимущественно лейкогаббро, в меньшей степени собственно анортозитами и габброидами. Такие массивы обычно имеют удлиненную пластинообразную форму и встречаются в зонах глубинных разломов, пересекающих древнейшие метаморфические комплексы, возраст которых может достигать 3,8 млрд лет. Площади отдельных массивов достигают десятков и сотен километров квадратных, но встречаются и тела мощностью всего несколько десятков метров. Наиболее типичными примерами данной ассоциации являются анортозиты Гренландии, Кольского полуострова, Южной Африки, Индии. Почти повсеместно анортозиты и связанные с ними породы метаморфизованы в условиях гранулитовой или амфиболитовой фаций метаморфизма. Иногда с анортозитами ассоциируют эклогитоподобные образования. Для габбро-анортозитовой ассоциации характерна хромитовая или титаномагнетитовая и ванадиевая рудная специализации.

Мангерит-анортозитовая формация характеризуется присутствием пород среднего состава, для которых часто применяются специальные названия (иотуниты, фарсундиты, мангериты и т. д.). В большинстве случаев анортозиты и связанные с ними породы метаморфизованы в амфиболитовой или гранулитовой фациях, но часто сохраняют признаки магматического происхождения. По химическому составу средние породы соответствуют монцодиоритам и диоритам, реже встречаются кислые разновидности (граниты, тоналиты).

Массивы данной формации развиты наиболее широко в Сибири и Северной Америке, они группируются в "анортозитовые пояса" протяженностью свыше 1000 км, приуроченные к окраинным частям платформ.

Площади мангерит-анортозитовых массивов, имеющих, как правило, пластинообразную форму и мощность в несколько километров, достигают первых тысяч квадрат-

ных километров. Как правило, массивы ограничены зонами глубинных разломов. Очень редко встречаются ненарушенные интрузивные контакты. Некоторые массивы обладают неясно выраженной расчлененностью с мощными слоями (несколько сотен метров) анортозитов и лейкогаббро. В отдельных случаях по составу пироксенов удается установить признаки скрытой расчлененности. В составе ассоциации преобладают анортозиты, меланократовые разновидности, играющие подчиненную роль, концентрируются в краевых частях массивов. На долю кислых и средних пород приходится не более 20%.

По сравнению с габбро-анортозитовой рудная специализация мангерит-анортозитовой формации более разнообразна. В составе руд существенное значение начинает играть апатит. Особый интерес представляют комплексные апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды, крупные запасы которых имеются в ряде массивов [62].

Самая поздняя анортозит-гранитная формация существенно отличается от предыдущих участием в строении плутонов больших масс кислых пород, гранитов рапакиви и кварцевых монцонитов, на долю которых приходится 75–80%. Типичными представителями этой ассоциации являются массивы анортозит-гранитного состава Восточно-Европейской платформы, которые образуют гигантский пояс вдоль ее западной окраины [7].

В базит-анортозитовой части этой формации преобладают мономинеральные анортозиты, лейкогаббро, лейконориты, в небольших количествах присутствуют мезо- и меланократовые нориты, троктолиты и ультрабазиты. Формирование массивов происходило в несколько стадий — сначала формировался центральный анортозит-лейкогаббровый комплекс, затем внедрялись базиты и крупные массы гранитов. Массивы, площади выходов которых составляют несколько сотен квадратных километров, представляют собой уплотненные тела мощностью 2–4 км, осложненные разрывными нарушениями и блоковыми перемещениями.

Связь плутонов с крупными разломными структурами проявлена не столь четко, как в случае более древних анортозитовых ассоциаций. Плутоны анортозит-гранитной ассоциации формировались после заключительных фаз складчатости и метаморфизма, внедрение магмы происходило в жесткие кратонизированные структуры древней платформы и породы данной формации почти не затронуты последующей переработкой. Пространственно гигантский пояс анортозит-гранитных плутонов связан с зоной древней активизации, в которой широко развиты грабен-синклинальные депрессии, разрывные нарушения, широко проявлен вулканизм.

Для анортозит-гранитной формации характерны два типа оруденения. Один связан с базитовой, другой — с гранитной сериями. Наиболее перспективны ильменитовые руды, сосредоточенные в базитах, при этом наряду с титаном существенную роль играет фосфор. В гранитах установлено оловянно-редкометалльное и полиметаллическое оруденение.

Главными минералами анортозитов являются плагиоклаз, оливин, орто- и клинопироксены. Эволюция автономных анортозитов проявлена в смене минеральных парагенезисов — в увеличении количества оливина и клинопироксена в анортозитовых породах наиболее молодой анортозит-гранитной ассоциации, вплоть до появления в ее составе троктолитов, плагиоклазовых оливинитов и клинопироксенитов. При этом значительно увеличивается железистость ортопироксенов и возрастает количество волластонитовой составляющей. В клинопироксенах с возрастанием железистости содержание кальциевой составляющей, напротив, снижается.

От древних анортозитов к более молодым заметно понижается основность плагиоклаза (от An_{60-70} в породах габбро-анортозитовой формации до An_{45-60} в анортозит-гранитной формации). Породы мангерит-анортозитовой формации характеризуются большим диапазоном составов плагиоклаза, с максимумами около An_{50} , An_{60} и An_{70} в различных массивах (рис. 56). Одновременно с этим в плагиоклазах и породах в целом возрастает содержание K_2O и соответственно ортоклазового минала. Таким

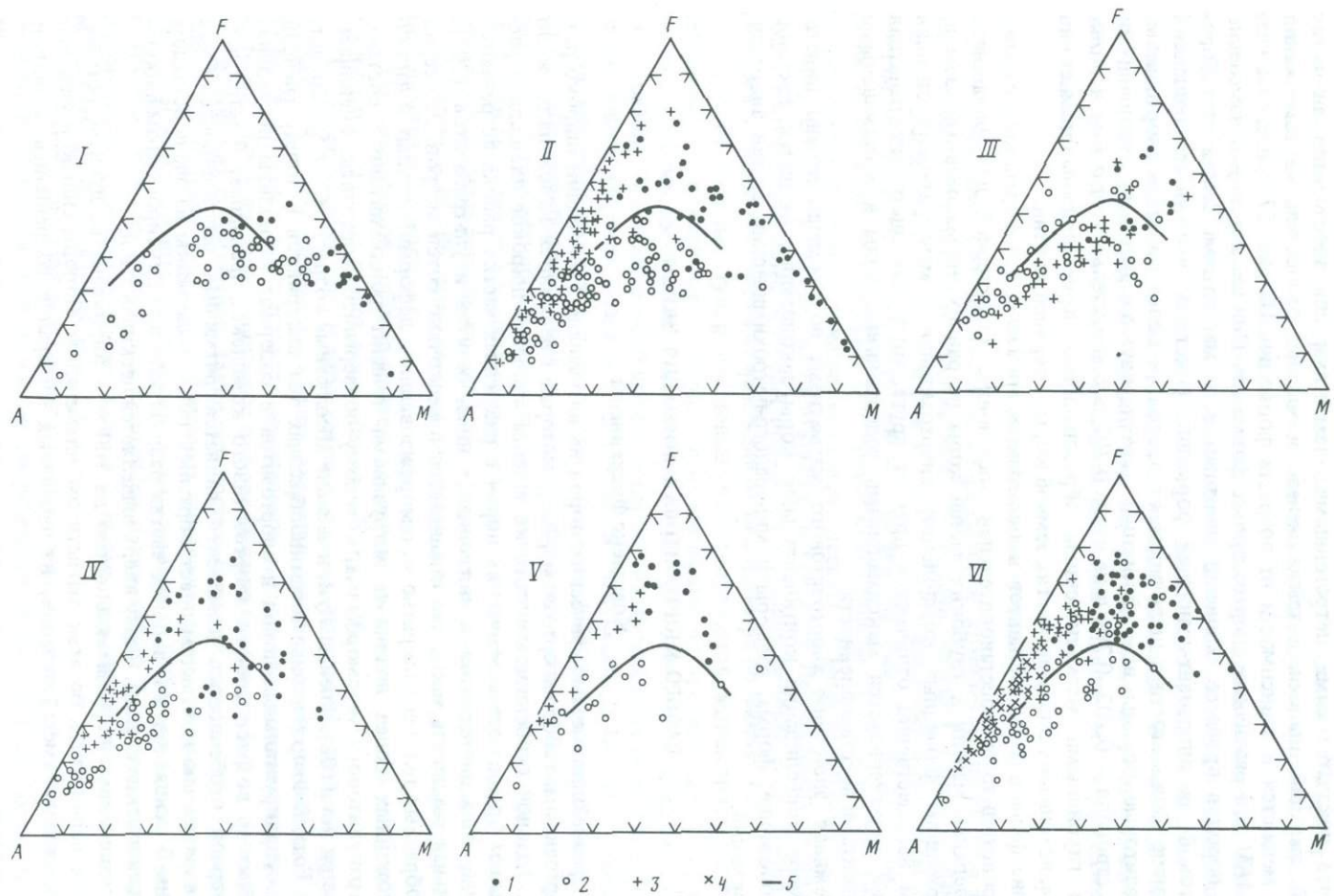


Рис. 57. Диаграмма *AFM* ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$) для различных формаций автономных анортозитов
 Формации: *I* – габбро-анортозитовая (комплексы Гренландии, Индии, Африки, Кольского полуострова); *II–V* – мангерит-анортозитовая (*II* – Алданского щита, *III* – Анабарского щита, *IV, V* – Канадского щита, *IV* – провинция Гренвилл, *V* – провинция Найн); *VI* – анортозит-гранитная (Восточно-Европейская платформа). 1 – базиты; 2 – анортозиты; 3 – мангериты; 4 – граниты рапакиви; 5 – линия раздела известково-щелочной и толеитовой серий

образом, для анортозит-гранитной формации характерен наиболее широкий спектр анортозитовых пород по величине их кислотности, т. е. наблюдается тенденция к обогащению более молодых анортозитовых комплексов кремнекислотой и щелочами.

Наиболее показательными петрогенными элементами для анортозитов являются алюминий, кальций, щелочи, а также железо и магний, относительные содержания которых меняются в зависимости от возраста формации. На рис. 57 приведены диаграммы *AFM* для различных анортозитовых формаций. Они иллюстрируют изменение составов пород в процессе эволюции анортозитового магматизма Земли от габбро-анортозитовой до анортозит-гранитной формаций. Отчетливо выявляется тенденция к увеличению железистости и щелочности от древних к более молодым анортозитам.

Анортозитовые породы всех формаций характеризуются низкими отношениями изотопов стронция — 0,702–0,704 и не выше 0,707, это свидетельствует о том, что они являются глубинными магматическими образованиями, кристаллизовавшимися из расплавов, возникших в нижних частях земной коры — верхней мантии.

Изучение флюидных компонентов в анортозитах показало, что формирование этих пород происходило в восстановительной обстановке, характерной для флюидного режима верхней мантии и глубоких частей коры на ранних этапах развития Земли. По содержаниям флюидных компонентов анортозитовая и мангерит-анортозитовая формации несущественно отличаются друг от друга, тогда как анортозит-гранитная ассоциация характеризуется максимальными содержаниями воды и минимальными коэффициентами восстановленности.

Прослеживая эволюцию анортозитового магматизма во времени, можно видеть, что по мере консолидации континентальной коры закономерно меняется тектоническое положение, форма, размеры и минералого-петрохимический состав анортозитовых формаций.

ГАББРО-АНОРТОЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЗЕМЛИ

Комплекс Фискеннесет

Среди древнейших метаморфических пород на юго-западе Гренландии широко развиты анортозиты и габбро-анортозиты [208], которые обнажаются на площади около 200 км². Главной особенностью этого комплекса является широкое площадное распространение. Среди метаморфических пород в различных частях района встречаются расслоенные тела анортозитов и связанных с ними базитов и ультрабазитов [208]. Максимальная мощность таких тел оценивается в несколько сотен метров. Это серия пластинообразных тел, неоднократно метаморфизованных, деформированных и частично уничтоженных более поздними интрузивами тоналит-гранодиоритового состава. Возраст гранулитового метаморфизма, которому подверглись анортозиты, оценивается в 2,8 млрд лет [102]. Гнейсы Нук, имеющие абсолютный возраст 2820 ± 50 млн лет, в районе Готхоб-Фьорд в виде пластинообразных тел внедряются в толщу гнейсов Амитсок, супракрустальных пород и анортозитов и содержат ксенолиты последних. Таким образом, возраст данного анортозитового комплекса превышает 3 млрд лет.

Характерной особенностью комплекса является ритмичная расслоенность. Слои залегают параллельно контактам пластообразных тел и выдержаны на очень большом расстоянии. В основании и в верхних частях разреза залегают двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. Снизу вверх выделяется несколько зон.

1. Ультрасосновые породы мощностью до 100 м — пироксениты, дуниты, рогово-обманковые перидотиты, богатые магнетитом, ильменитом. Породы сильно изменены, широко проявлена амфиболизация, из первичных минералов сохранились оливин и бронзит.

2. Расслоенные и массивные лейкогаббро и габбро, мощностью до 350 м.

3. Анортозиты, состоящие из битовнит-анортита (An_{86-92}), мощность слоя достигает 130 м.

4. Хромитовый горизонт — лейкогаббро с прослоями хромитов, переходящих в хромит-роговообманковые породы (20 м).

5. Гранатовые анортиты, образующие слои мощностью до 100 м.

Главными породообразующими минералами комплекса являются плагиоклаз (битовнит-анортит), клино- и ортопироксены (Fs_{14-30}), оливин (Fa_{74-84}), шпинель, гранат, содержащий до 46% пиропового минала. Акцессорные минералы представлены хромитом, ильменитом, магнетитом.

Для большинства пород комплекса характерна повышенная магнезиальность и низкие концентрации щелочей. Состав исходного расплава, из которого образовался комплекс Фискеннесет, по Уиндли (1973 г.), отвечал высокоглиноземистому базальту.

Аналогами комплекса Фискеннесет являются массивы Ситтампунди, Карнатака (Индия), Лимпопо (Южная Африка). Все эти региональные формации имеют возраст около 3 млрд лет и пространственно связаны с древнейшими метаморфическими комплексами.

Комплекс Сальные Тундры

На территории СССР не известны анортозитовые комплексы, полностью аналогичные габбро-анортозитовым ассоциациям Гренландии, Африки, Индии, однако выделяется ассоциация наиболее близкая к ним по геологическому положению и вещественному составу. На особенности этой ассоциации впервые обратил внимание О.А. Богатиков, выделив ее в особый тип протогеосинклинальных анортозитов. Типичными представителями этой ассоциации являются массивы Сальных и Кандалакшских тундр на Кольском полуострове, расположенные в пределах Лапландского гранулитового пояса Балтийского щита, который приурочен к границе беломорского блока и протягивается в северо-восточном направлении от Белого моря до Финляндии.

В районе Сальных тундр пластовые тела анортозитов моноклинально падают на северо-восток и залегают согласно с выдержанными по простиранию слоистыми толщами гранулитового комплекса. Разработано несколько стратиграфических схем этого района. В наиболее обобщенном виде последовательность смены пород при движении снизу вверх по разрезу представляется следующей. 1. Комплекс основания, в состав которого входят (снизу вверх): амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, гранатовые амфиболиты, клинопироксен-гранатовые сланцы, слагающие непрерывный разрез. 2. Плоскотундровский комплекс — гиперстеновые, двупироксеновые и клинопироксен-гранатовые кристаллические сланцы и глиноземистые гнейсы. Метаморфизованные пластовые тела анортозитов приурочены к верхней части комплекса основания.

По данным Pb—Pb термоизохронного метода верхний предел возраста анортозитов оценивается в 2,5 млрд лет.

Тела анортозитов, обнажающиеся на северо-восточном и юго-западном флангах гранулитового пояса, имеют ряд особенностей (рис. 58).

На северо-востоке анортозиты слагают крупное тело линзообразной формы мощностью 1,8—2 км. Центральная часть интрузии сложена крупнозернистыми анортозитами, в которых присутствует значительное количество эклогитоподобных пород, которые образуют тела мощностью от первых сантиметров до 1—2 м, протяженностью до нескольких сотен метров. Такие тела составляют в среднем 5—10% от общего объема пород центральной зоны, но в отдельных интервалах разреза их количество возрастает до 20—30%. Анортозиты центральной зоны содержат до 85% плагиоклаза, при движении к границе тела они постепенно сменяются лейкогаббро. Зона эндоконтакта сложена полосчатыми серовато-зелеными габбро с телами эклогитоподобных пород (до 1%). Мощность эндоконтактной зоны 10—50 м.

Анортозиты юго-западного фланга залегают в виде пластовых тел и линз небольшой мощности. Мощность всей пачки метаморфических пород, в пределах которой на различных уровнях встречаются пластообразные тела анортозитов — 400—500 м, ниже по разрезу располагается толща гранатовых амфиболитов. Небольшие тела анортози-

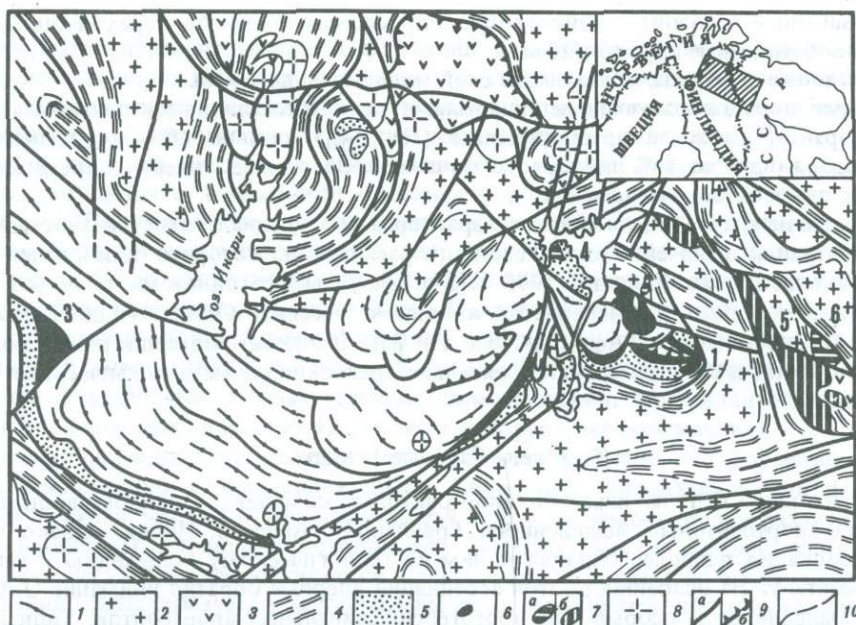


Рис. 58. Схематическая геологическая карта района расположения анортозитовых массивов в Лепландском гранулитовом комплексе по М.К. Суханову, Е.Н. Терехову (1987 г.)

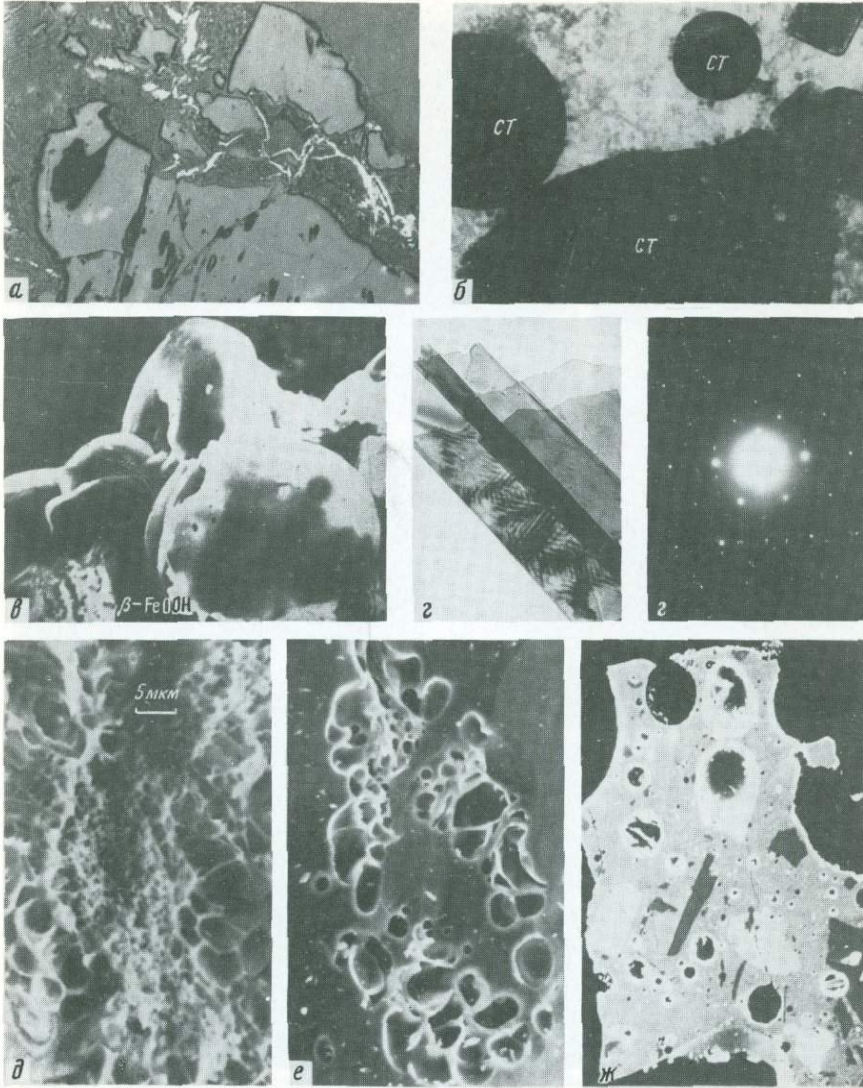
1 — гранулиты Лепландского пояса; 2 — образования архейского фундамента (гранито-гнейсы); 3 — карельские вулканогенно-осадочные образования; 4 — позднеархейские раннепротерозойские милониты и blastsмилониты; 5 — гранатовые амфиболиты; 6 — анортозитовые массивы (1 — Сальнотундровский, 2 — Яврский, 3 — Васкоёки); 7 — массивы расслоенных интрузий: а — ультраосновного состава; б — основного — ультраосновного состава (5 — Главного хребта, 6 — Мончегорский); 8 — постскладчатые граниты; 9: а — главные разломы, б — надвиги; 10 — структурные линии, дешифрируемые на аэрофотоснимках

тов линзообразной формы и мощностью 30–40 м концентрируются среди полосчатых гранат-клинопироксеновых сланцев. Они сложены однородными анортозитами с редкими линзами эклогитоподобных пород. Контакты резкие, экзоконтактные зоны отсутствуют.

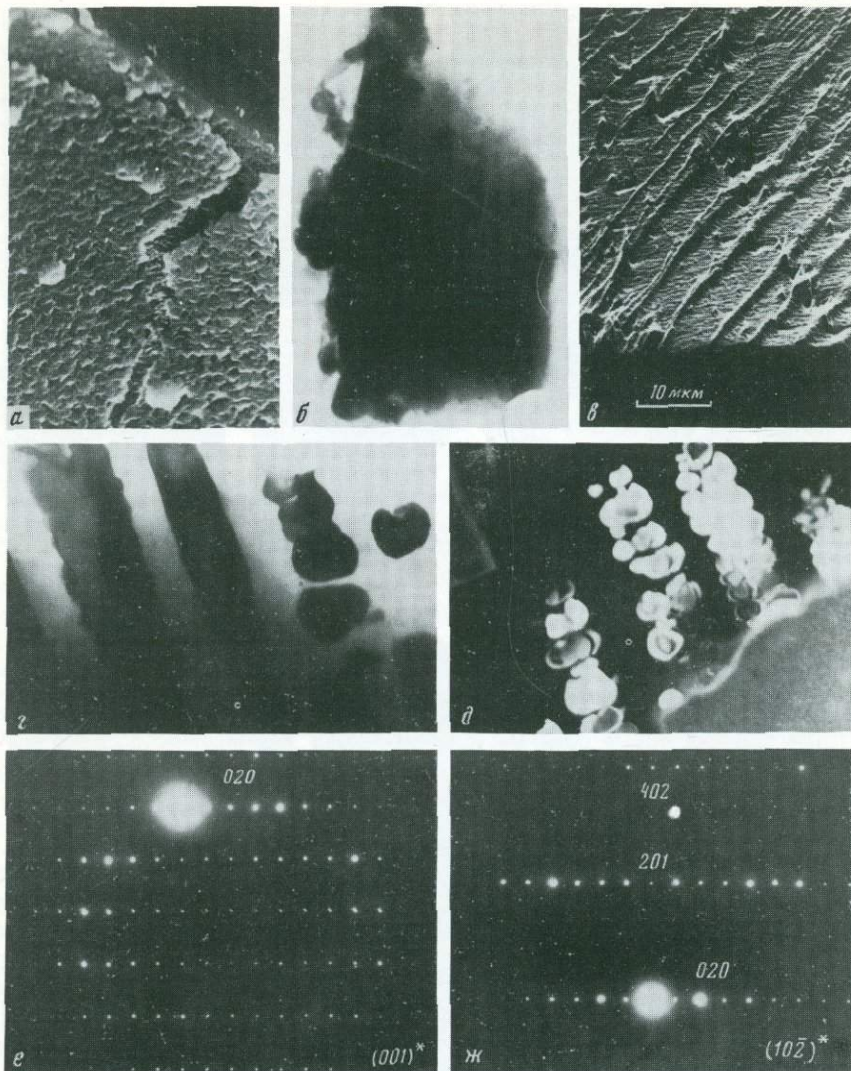
В крупных пластовых телах анортозитов мощностью 50–70 м при длине 10–15 км присутствует значительное количество эклогитоподобных пород. В одних случаях граница между анортозитовыми и кристаллическими сланцами резкая, иногда вдоль контакта наблюдается большое количество эклогитоподобных пород, в других имеются постепенные переходы между анортозитовыми и кристаллическими сланцами, при этом темноцветные минералы концентрируются в линзы и стяжения, образуя в конечном итоге обособления эклогитоподобных пород. Мощность переходной зоны несколько десятков метров.

Перекристаллизованные в процессе метаморфизма анортозиты имеют гранобластовые и катакlastические структуры (An_{55-65}). Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз (An_{55-65}), гранат (Al_{40-50}), моноклинный пироксен (диопсид-геденбергит), скаполит, роговая обманка; акцессорные минералы — сфен, рутил. Плагиоклаз представлен двумя генерациями: таблитчатые зерна размером 1–2 мм и субизометричные полигональные зерна размером 0,4–0,7 мм. Зерна первого типа представляют собой реликты первичного магматического плагиоклаза и содержат в среднем на 2–4% больше анортита.

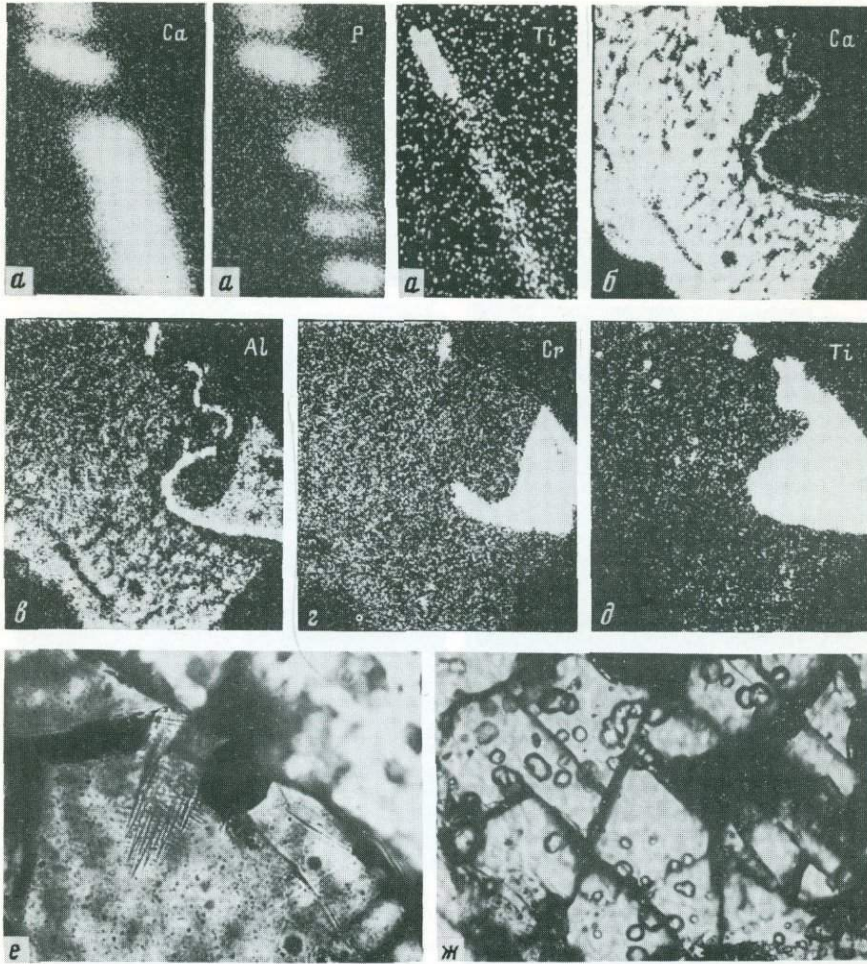
Мелко-среднезернистые эклогитоподобные породы, как и анортозиты, перекристаллизованы и обладают массивными, реже полосчатыми текстурами и гранобластовыми и порфиробластовыми структурами. Состав: гранат, клинопироксен, амфибол, ска-



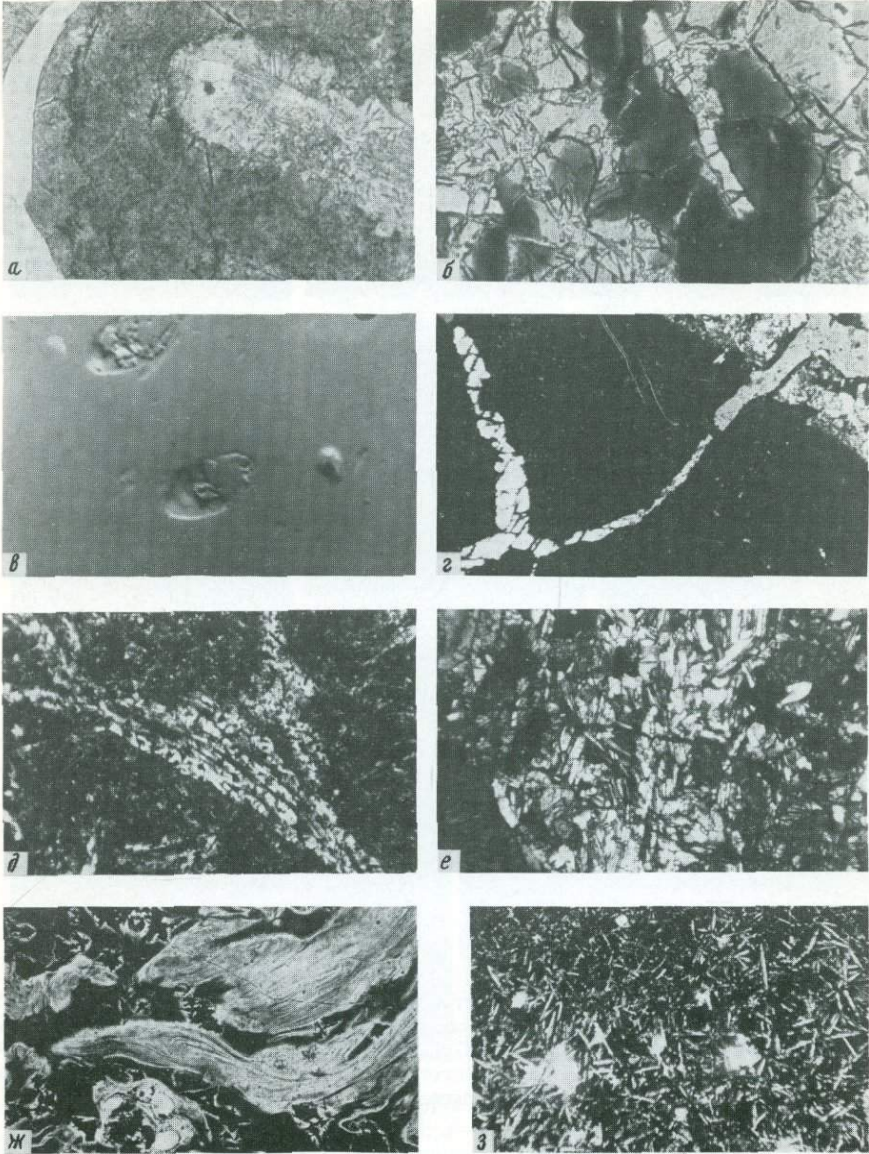
а – тонкие прожилки троилита в крупнозернистой силикатной жилке; обр. 24.1.8.2; увел. 320; *б* – электронномикроскопический снимок на просвет агрегатов сильвина и галита (кубики) и округлые выделения стекла (ст.) Обр. 24.1.13.2; *в* – шаровидные выделения стекла с акаганеитом $\beta\text{-FeOOH}$ (белая пористая масса внизу). Увел. 2000; *г* – электронномикроскопическое изображение и микродифракционная картина частички лунного графита; *д* – пористость лешательерита из Аризонского кратера; *е* – пористый участок Жаманшинского стекла; *ж* – пористость в лунном импактном стекле "Луна-16"; увел. 300



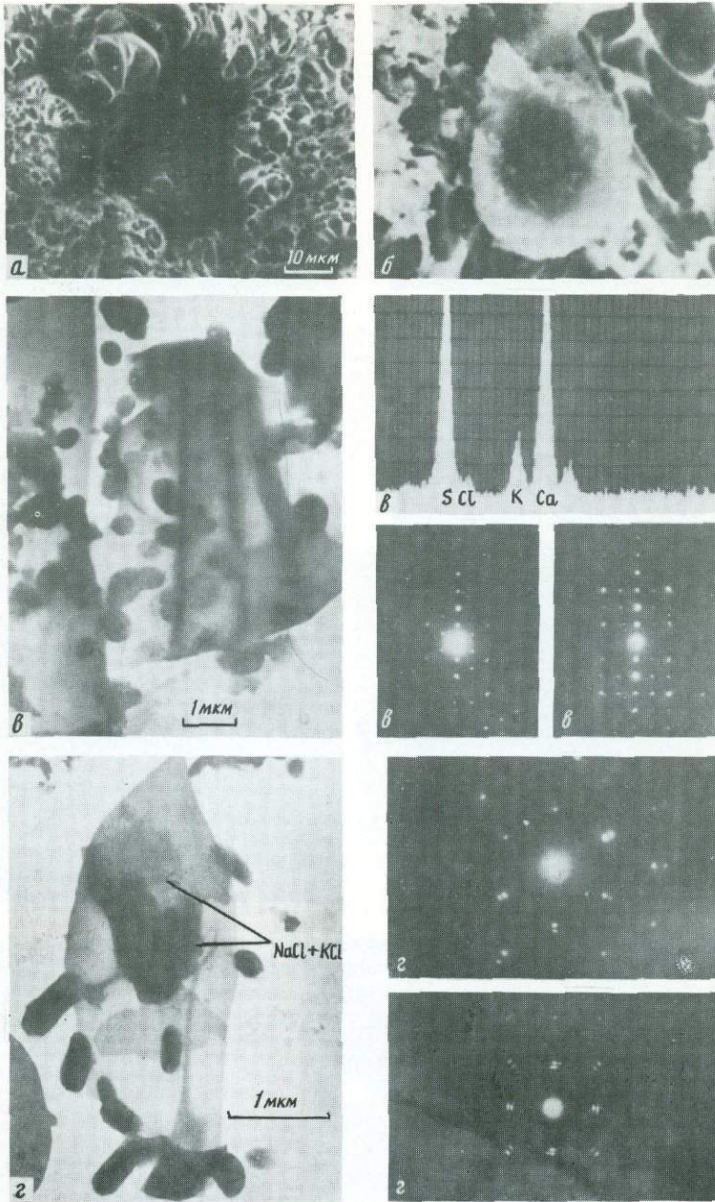
a — конденсационный налет силикатного вещества на стеклах пор; *б* — аморфные округлые обособления в стекле пиллоу-базальта, Впадина Хесса; *в* — регулярный характер субмикронеоднородности в обсидианах; *г, д* — электронно-микроскопическое изображение частиц форстерита в лунном стекле; *е* — светопольное изображение (*е*), темнопольное изображение и электронограммы (*ж*), отображающие соответственно плоскости $(001)^*$ и $(10\bar{2})^*$ обратной решетки форстерита



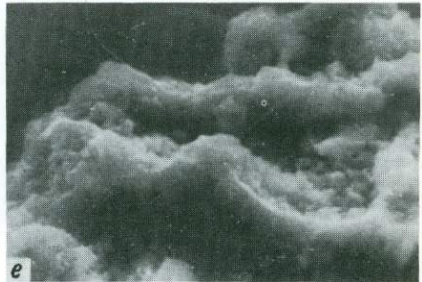
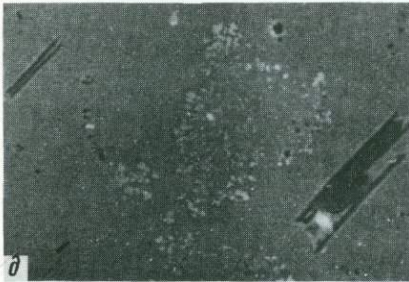
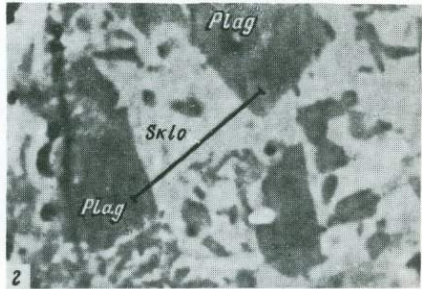
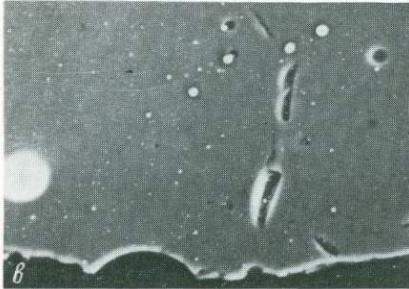
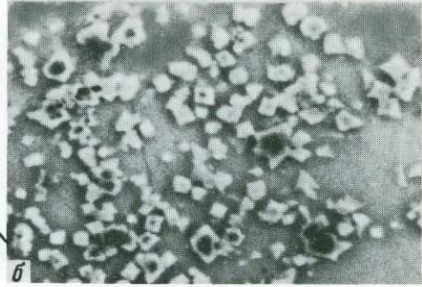
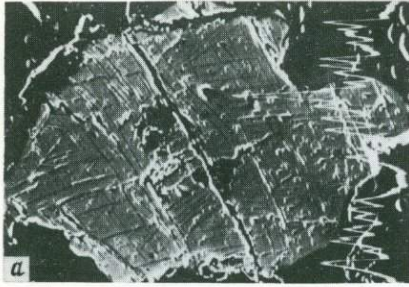
a – выделение фосфатов и ильменита в стекловатом прожилке. Снимок в характеристическом рентгеновском излучении $\text{Ca } K\alpha$, $\text{P } K\alpha$, $\text{Ti } K\alpha$; *б* – сканограммы обломка 24.11.17.7. в характеристическом рентгеновском излучении $\text{Ca } K\alpha$; *в* – $\text{Al } K\alpha$; *г* – $\text{Cr } K\alpha$; *д* – $\text{Ti } K\alpha$; увел. 200; *е* – зеленое лунное стекло с мельчайшими кристалликами роговой обманки; *ж* – каплевидные выделения оливина в лунном плагиоклазе; увел. 200



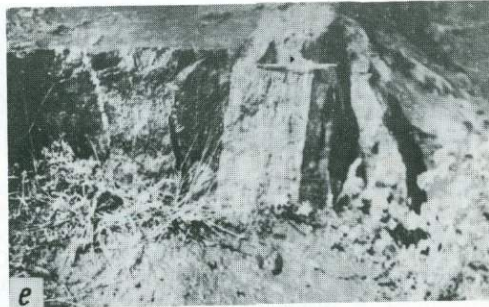
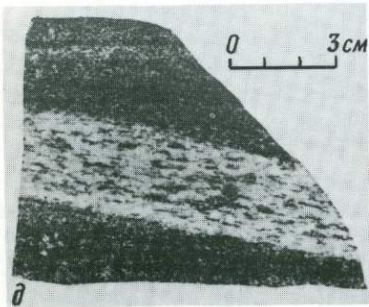
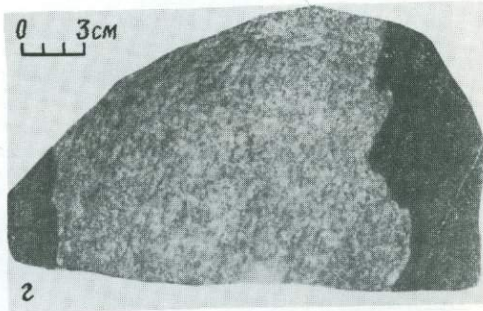
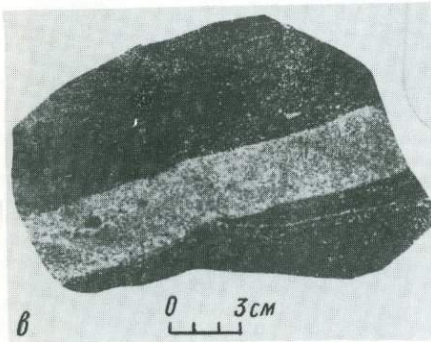
a – формирование скелетного кристалла плагиоклаза внутри жидкостного обособления, Монголия; увел. 160; *б* – формирование скелетного кристалла калиевого полевого шпата внутри жидкостного обособления, Монголия; увел. 160; *в* – эллипсоидальные аморфные включения в плагиоклазе вулкана Ксудач. Увел. 3000; *г* – прожилок в стекле между вкрапленниками пироксена выполненный пироксеном; увел. 40; *д* – изогнутый вкрапленник плагиоклаза в тефрите, Острова Зеленого Мыса; увел. 50; *е* – анхимономинеральный плагиоклазовый слой в эндоконтакте интрузии остров в Сан Висенти. Увел. 40; *ж* – раскристаллизованная линза ильменитового состава в стекле. Жаманшинская структура; *з* – раскристаллизация линзы стекла плагиоклазового состава. Жаманшинская структура



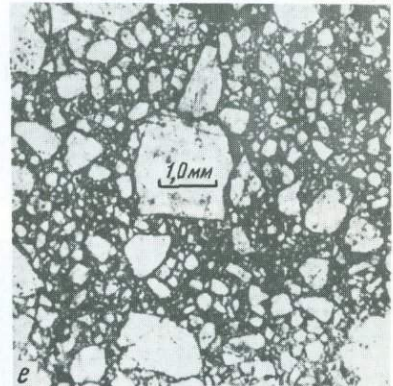
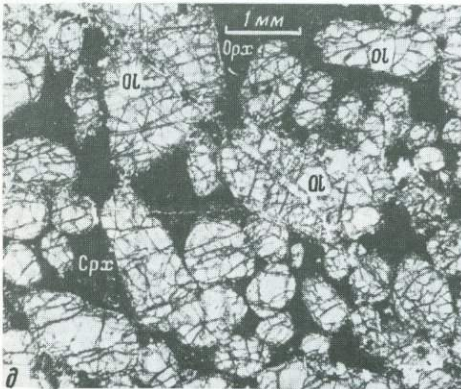
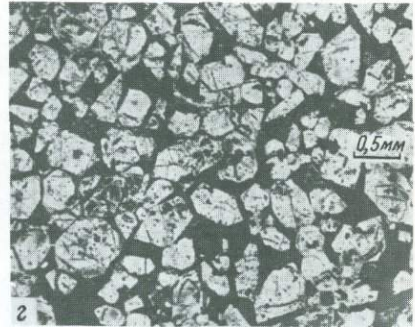
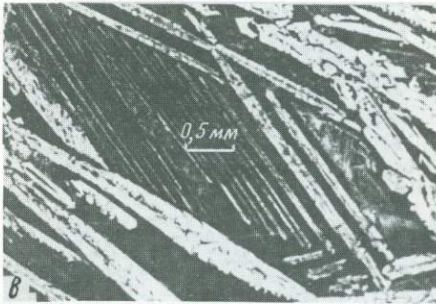
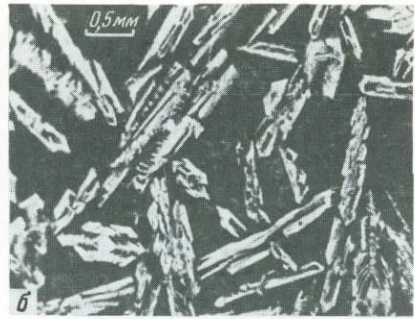
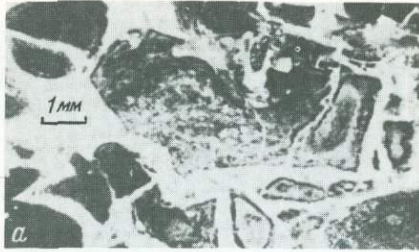
a — массивные участки на фоне вспученной массы стекла; снимок в СЭМ; *б* — округлое выделение коэсита в пористой массе стекла; снимок в СЭМ; *в* — электронная микрофотография на просвет скола с включениями бассанита и микродифракционные картины кристаллов бассанита, отображающие сечения (001) и (110) обратной решетки и элементарный состав кристаллов; *з* — тонкий скол стекла в просвечивающем электронном микроскопе; в порах включения сильвина, галита и ангидрита и микродифракционные картины со сростков сильвина и галита, отображающие сечения (001) и (111) обратной решетки



a — ламелли ильменита в кристалле гематита; увел. 200; *б* — скелетные выделения магнетита в жаманшинском стекле; увел. 100; *в* — лунное стекло анортозитового состава с включением никелистого железа; *г* — реликты плагиоклаза в стекле "анортозитового" состава; *д* — лейсты плагиоклаза, окаймленные металлическим железом; *е* — структурная неоднородность импактного стекла "Луна-20"; снимок в СЭМ



a – маломощные жилы тел Nb1-тоналитогнейсов среди амфиболитов; *б* – смятые в изоклинальные складки послойные интрузивные жилки фельзитов плагиигранитного состава среди метабазитов Олондинской зеленокаменной структуры (Олекминская ГЗО, Алданский щит); *в* – жила гнейс-тоналита в амфиболите (образец Ш-86-5); *г* – жила гнейс-плагиигранита в амфиболите (образец Ш-85-13); *д* – жила гнейс-плагиигранита в тоналитовом гнейсе (образец Ш-86-17а); *е* – жила перекристаллизованного гнейс-плагиигранита (образец Ш-8607/6) среди тоналитовых гнейсов. Все сечется пегматитовой жилой



a – микрофото, брекчиевидная кровля потока перидотитового коматиита; *б* – микрофото, зона закалки (A_1) потока; *в* – микрофото, подзона A_2 беспорядочного оливинового спинифекса; *г* – микрофото, кумулятивная зона потока; *д* – кумулятивная структура в перидотите 86245, силл Красной Горки, *Ol* – оливин, *Срх* – клинопироксен, *Орх* – ортопироксен. Пояснения в тексте; *е* – микрофото, образец лунного дунита 72415. Репродукции *б–г* заимствованы из работы [89], *а* – из [124], *е* – из [175]

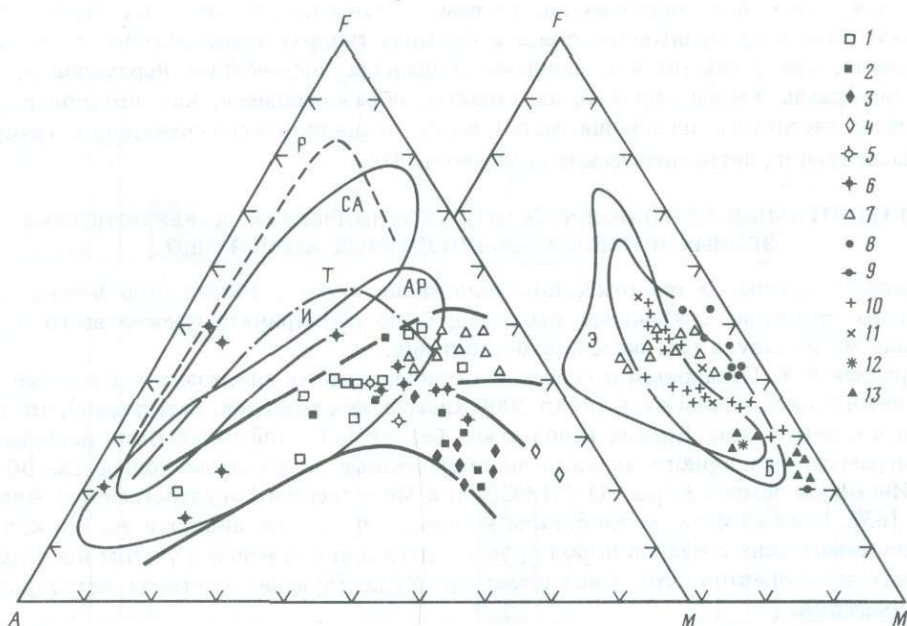


Рис. 59. Диаграмма *AFM* для пород габбро-анортозитовой формации и ассоциирующих с анортозитами метаморфических пород [6]

Метаанортозиты северо-восточного (1) и юго-западного (2) флангов Лапландского гранулитового пояса; 3–6 – анортозиты: 3 – комплекса Фискенессет, 4 – комплекса Ситтампунди, 5 – Холена-распурского зеленокаменного пояса Индийской платформы, 6 – кратона Карнатака, Индия; 7 – гранит-клинопироксеновые кристаллические сланцы юго-западного фланга гранулитового пояса; 8, 9 – эклогитоподобные породы юго-западного (8) и северо-восточного (9) флангов гранулитового пояса; 10 – гранитовые амфиболиты Сальных тундр; 11 – пироксеновые амфиболиты района Фискенессет; 12 – амфиболиты района Ситтампунди; 13 – гранат-клинопироксеновые гранулиты района Ситтампунди. *P* – тренд расслоенных интрузий на примере Скеергарда; поле составов: *CA* – субплатформенных анортозитов, *AP* – анортозитов ранних этапов развития Земли (по данным авторов); *T* – толеитовой серии; *И* – известково-щелочной серии; *Э* – эклогитов; *Б* – океанических базальтов

полит, аксессуарные – рутил, магнетит, сфен, апатит. Состав граната меняется от пиропальмандинового до альмандин-пиропового при изменении железистости от 45 до 57%. Пироксен относится к диопсид-геденбергиту с преобладанием диопсидового минала, содержание Na_2O в среднем 1,4–1,5%, достаточно низкое для пироксенов типичных эклогитов.

По химическому составу анортозиты Сальных тундр сравнимы с анортозитами Фискенессет в Гренландии, Ситтампунди, Карнатака в Индии и Лимпопо в Южной Африке. Это сходство проявляется не только по химическим составам, но и по условиям залегания, морфологии тел их строению и петрографическим особенностям.

На диаграмме *AFM* (рис. 59) показаны составы анортозитов и ассоциирующих с ними пород габбро-анортозитовой ассоциации. Большая часть пород, связанных с анортозитами, попадает в поле океанических базальтов. Эклогитоподобные породы наиболее обогащены железом и магнием. Пересчеты на нормативный состав показывают, что они могут содержать до 40% плагиоклаза и столько же пироксена при количестве магнетита до 10%. Наложенные метаморфические процессы существенно изменили облик данных пород и обусловили появление граната и, вероятно, исчезновение гиперстена. Образование этих эклогитоподобных пород можно объяснить ассимиляцией анортозитовым расплавом ксенолитов кристаллических сланцев.

Составы амфиболитов и гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, ассоциирующих с анортозитами, закономерно располагаются вдоль тренда дифферен-

цированной серии. Как видно из диаграммы, составы кристаллических сланцев юго-западного фланга гранулитового пояса в Сальных тундрах тесно связаны с составом анортозитов, что согласуется с данными о наличии постепенных переходов между этими породами. Таким образом, анортозиты, образовавшиеся, как предполагается, в процессе частичного плавления метабазитов (клинопироксен-гранатовых гранулитов), наследуют их петрохимические особенности [6].

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНЫХ И ЛУННЫХ АНОРТОЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

Поскольку данные о геологическом положении лунных анортозитов весьма ограничены, их сравнение с земными аналогами было предпринято прежде всего по вещественному составу, в том числе и по петрохимии.

Собранная М.К. Сухановым коллекция анализов земных анортозитов и ассоциирующих с ними пород насчитывает около 3000 химических анализов. Естественно, что тщательная обработка этих данных невозможна без ЭВМ. С этой целью были использованы программы кластерного анализа, апробированные на большом количестве объектов в Институте земной коры СО АН СССР и в Московском Государственном Университете [63]. Положительным свойством кластерного анализа является то, что классификация химических составов пород производится одновременно с учетом всех анализируемых компонентов, что невозможно при существующих системах петрохимических пересчетов.

Методом кластерного анализа были также выделены петрохимические типы земных и лунных анортозитов и ассоциирующих с ними пород, т. е. средние составы, рассчитанные по наиболее устойчивым петрохимическим группам (см. табл. 41).

Для лунных материковых пород установлено пять основных петрохимических типов (см. табл. 41, № 1–5). Это главным образом высокоглиноземистые породы — анортозиты и небольшое количество лейконоритов, норитов, троктолитов. Выделенные типы различаются по железистости и апгаитности и образуют две группы, что еще раз подтверждает наличие на Луне по крайней мере двух типов анортозитов [161]. Распространенность отдельных петрохимических типов в различных районах лунных материков показана на рис. 60.

Среди земных анортозитов и ассоциирующих с ними базитов (связанные с автономными анортозитами средние и кислые породы здесь не рассматриваются) выявлено гораздо большее количество петрохимических типов (рис. 61, см. табл. 41), различия которых по железистости и апгаитности показаны на рис. 62.

Одним из методов изучения закономерностей эволюции магматизма в последнее время стало изучение особенностей распределения редкоземельных элементов в изверженных породах. Этот тонкий геохимический метод, использование которого стало возможным благодаря развитию аналитической техники, позволяет корректировать результаты геологических наблюдений и экспериментов, оценивать состояние родоначальных расплавов магматических комплексов, делать выводы о характере связи ассоциирующих пород.

В табл. 42 приведены содержания петрогенных и редкоземельных элементов в основных типах пород анортозитовых формаций, графики распределения РЗЭ показаны на рис. 63.

Рис. 60. Полигоны частот встречаемости петрохимических типов серии *ANT* в различных местах посадок "Аполлон" и "АС-Луна-20"

1 — магнезиальная серия; 2 — железистая серия (составы петрохимических типов приведены в табл. 41)

Рис. 61. Распределение петрохимических типов анортозитов (А) и базитов (Б) в различных формациях автономных анортозитов (составы петрохимических типов приведены в табл. 41)

Формации: ГА — габбро-анортозитовая, МА — мангерит-анортозитовая, АГ — анортозит-гранитная

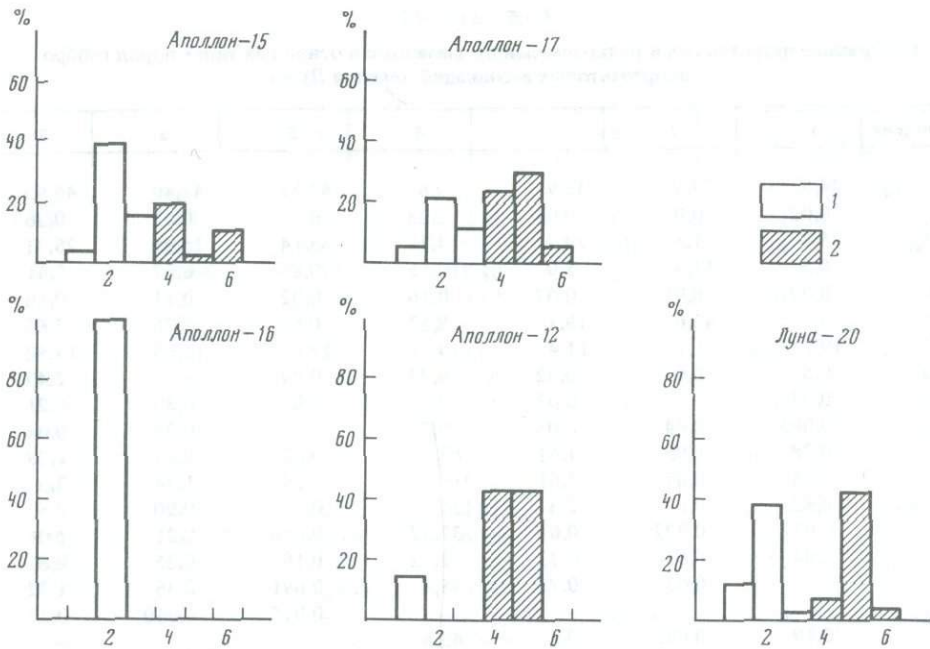


Рис. 60

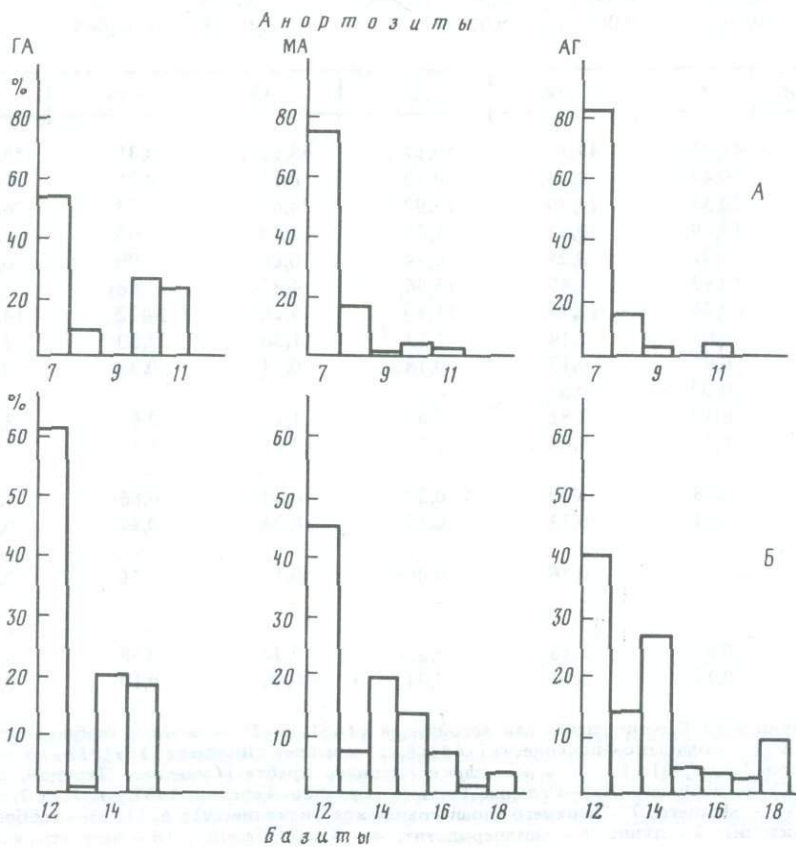


Рис. 61

Таблица 42

Содержание петрогенных и редкоземельных элементов в основных типах пород габбро-анортозитовых ассоциаций Земли и Луны

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44,3	39,9	42,9	50,83	44,85	41,80	46,90
TiO ₂	0,02	0,03	0,05	2,23	0,04	0,23	0,36
Al ₂ O ₃	35,2	1,5	20,7	14,77	33,14	25,65	26,31
FeO	0,5	11,3	5,0	10,55	0,85	6,67	5,41
MnO	0,02	0,01	0,07	0,16	0,02	0,11	0,10
MgO	0,2	43,6	19,1	8,17	0,64	7,76	3,63
CaO	19,2	1,1	11,4	9,71	17,83	15,95	13,53
Na ₂ O	0,5	0,02	0,02	0,73	0,99	0,91	2,47
K ₂ O	0,03	—	0,03	0,67	0,07	0,30	0,21
P ₂ O ₅	0,003	0,04	0,03	0,7	—	0,04	0,04
La	0,28	0,05	1,51	83,5	0,32	0,63	1,28
Ce	0,65	0,07	3,81	211	0,59	1,34	3,3
Nd	0,42	0,07	2,3	131	0,23	0,90	2,5
Sm	0,072	0,022	0,61	37,52	0,058	0,21	1,06
Eu	1,04	0,016	0,73	2,72	0,19	0,25	0,61
Gd	—	0,03	0,73	45,4	0,091	0,36	1,32
Tb	—	—	—	—	0,015	0,040	0,27
Dy	0,19	0,035	0,6	43,6	—	—	—
Er	0,05	0,04	0,53	27,3	—	—	—
Yb	0,048	0,045	0,56	24,4	0,039	0,26	1,21
Lu	0,06	0,08	0,079	—	0,008	0,064	0,17

Компонент	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	48,31	49,2	50,17	48,62	50,35	48,68
TiO ₂	0,44	0,83	0,13	0,15	0,21	0,42
Al ₂ O ₃	10,54	14,90	15,92	24,66	22,34	26,38
FeO	13,79	10,62	1,35	4,50	5,00	6,10
MnO	0,22	0,25	0,14	0,06	0,09	0,06
MgO	10,93	4,45	13,36	4,87	3,88	1,77
CaO	10,36	12,10	11,40	15,20	14,32	14,09
Na ₂ O	0,62	2,14	1,13	1,80	2,80	2,59
K ₂ O	0,07	0,17	0,18	0,14	0,32	0,22
P ₂ O ₅	0,02	0,07	—	—	—	—
La	0,49	2,81	0,67	1,1	2,6	3,0
Ce	1,75	8,05	1,2	2,4	5,1	7,1
Nd	—	—	—	—	—	—
Sm	0,48	2,20	0,27	0,04	0,86	1,2
Eu	0,31	0,73	0,15	0,24	0,47	0,74
Gd	—	—	—	—	—	—
Tb	0,11	0,56	0,084	0,1	0,16	0,25
Dy	—	—	—	—	—	—
Er	—	—	—	—	—	—
Yb	0,67	2,13	0,25	0,37	0,68	0,9
Lu	0,13	0,34	0,049	0,06	0,12	0,14

1-4 — лунная габбро-анортозитовая ассоциация [165]; 5-27 — земная габбро-анортозитовая ассоциация: 5-7 — комплекс Фискеннесет [144]; 8-11 комплекс Шаумере [189]; 12-16 — комплекс Бед-Вермелион-Лейк [93]; 17-21 — комплекс Главного хребта [Суханова, Ляпунов, Богданова, 1987 г.]; 22-27 — комплекс Явр-Сальные Тундры (Суханов, Терехов, 1987 г.). 1, 5, 7, 9, 12, 13 — анортозиты (5 — нижнего, 7 — верхнего слоев комплекса Фискеннесет); 6, 11, 15 — габбро; троктолит; 3 — троктолит; 2 — дунит; 8 — метаперидотит; 4 — KREEP-базальт; 16 — базальты, ассоциирую-

8	9	10	11	12	13	14
44,0	47,60	47,9	51,3	49,17	46,51	42,97
0,06	0,06	0,13	0,21	0,11	0,12	0,33
21,3	29,7	24,8	15,3	30,13	27,14	25,69
7,60	2,66	4,55	5,40	0,98	3,27	5,77
0,15	0,03	0,07	0,12	0,02	0,04	0,06
12,6	3,50	7,19	10,61	1,10	2,61	5,22
11,4	14,7	13,6	15,03	12,20	14,42	11,25
1,32	1,94	1,89	1,30	3,42	1,70	2,30
0,08	0,09	0,17	0,10	0,83	0,06	1,42
—	—	—	—	0,03	0,03	0,03
—	—	—	—	0,87	0,34	1,74
0,592	1,24	2,76	0,919	1,78	0,929	4,99
0,319	0,68	1,71	0,913	0,72	—	3,6
0,0765	0,120	0,340	0,386	0,19	0,23	1,16
0,0987	0,250	0,280	0,245	0,37	0,27	0,489
0,0715	—	0,405	0,657	—	—	—
—	—	—	—	0,033	0,057	0,255
0,0750	0,101	0,388	0,925	—	—	—
0,0470	0,0567	0,239	0,625	—	—	—
0,0482	0,0509	0,229	0,592	0,09	0,22	1,08
0,0082	0,0080	0,0342	0,0889	0,014	0,04	0,17

21	22	23	24	25	26	27
50,96	50,12	46,96	47,63	48,49	47,14	50,44
0,26	0,20	2,38	0,63	0,80	0,79	1,95
5,97	28,87	16,14	25,89	22,84	17,94	12,79
19,20	2,49	14,10	6,19	9,26	10,90	16,67
0,40	0,02	0,22	0,08	0,12	0,17	0,24
15,23	0,59	5,11	1,81	2,88	6,36	4,09
6,41	12,95	9,32	13,11	11,14	10,82	8,13
0,84	3,47	2,55	3,00	3,13	3,19	2,45
0,20	0,28	0,44	0,25	0,36	0,33	1,12
—	0,04	0,74	0,04	0,04	0,04	0,15
0,77	3,5	3,0	5,0	8,1	7,4	23
1,8	5,8	7,1	12	19	17	53
—	2,4	3,2	6,5	9,7	9,7	26
0,5	<1,0	<1,0	1,3	1,5	2,0	6,2
0,19	0,6	0,6	0,7	0,8	1,2	1,4
—	<0,5	1,0	1,6	2,2	3,0	6,2
0,14	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	<1,0	<1,0	1,0	1,5	2,0	4,8
0,98	<0,5	0,6	2,2	2,2	2,5	6,2
0,19	—	—	—	—	—	—

щие с габбро-анортозитами, 14 — интрузивные базиты, ассоциирующие с анортозитами, 17 — габбро, 18—20 — лейкогаббро, анортозиты, 21 — плагиошироксенит; 22, 24, 25 — анортозиты; 23 — габбро, 26 — эглогитоподобные породы, 27 — ассоциирующие с анортозитами амфиболиты. Содержание петрогенных элементов в мас.%, редкоземельных в граммах на тонну, все железо в виде FeO. Приведены только содержания петрогенных элементов без летучих и потерь при прокаливании.

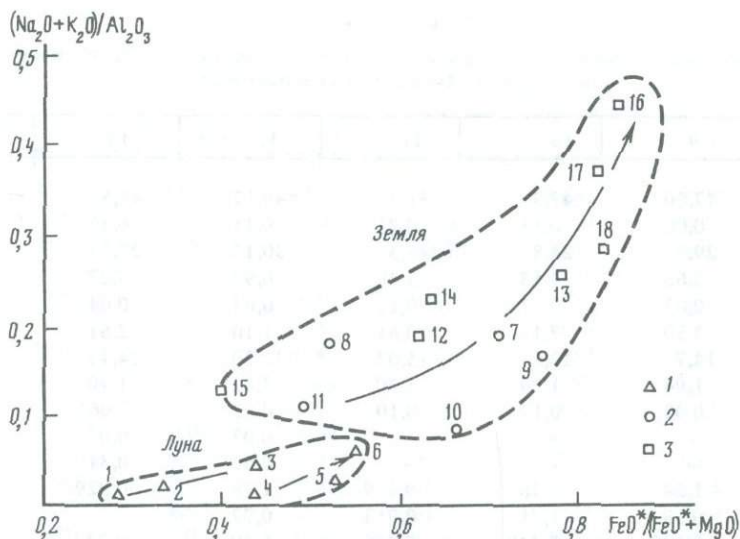


Рис. 62. Составы петрохимических типов земных и лунной анортозитовой формаций в координатах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$
 1 – лунные породы; 2 – земные анортозиты; 3 – земные базальты и ультрабазальты, связанные с анортозитами

Для габбро-анортозитовых формаций Земли и Луны характерны наиболее низкие содержания РЗЭ. Спектры лейкократовых пород характеризуются отчетливыми положительными Eu аномалиями при примерно равных содержаниях тяжелых и легких РЗЭ.

Самыми низкими содержаниями РЗЭ обладают лунные ультраосновные породы, но и для них характерны положительные Eu аномалии. Лунные анортозиты имеют наибольшие Eu аномалии, при этом отмечается некоторое обогащение легкими РЗЭ. Среди пород группы АНТ троктолиты характеризуются наиболее высокими содержаниями РЗЭ. Спектр материковых базальтов KREEP имеет отчетливую отрицательную Eu аномалию, что свидетельствует в пользу их генетической связи с анортозитами. По абсолютным содержаниям РЗЭ эти породы сходны с земными, в том числе и с некоторыми диоритами, ассоциирующими с анортозитами, хотя и отличаются от них меньшей степенью фракционирования РЗЭ.

Породы наиболее древней земной габбро-анортозитовой формации характеризуются содержаниями РЗЭ, сравнимыми с лунными. В большинстве этих пород содержания РЗЭ не более чем в 10 раз превышают хондритовые, но наклон графиков распределения РЗЭ земных пород более крутой, они в большей степени обогащены легкими РЗЭ по сравнению с лунными.

Оценочные расчеты состава исходного расплава габбро-анортозитовой формации показывают, что для лунных пород исходный расплав мог иметь спектр РЗЭ, указывающий на отсутствие их дифференциации, за исключением Eu, для которого устанавливается отчетливая положительная аномалия [139]. Последнее свидетельствует в пользу низкой фугитивности кислорода при образовании этих пород, так как только при этом условии Eu будет накапливаться в плагиоклазе. Из земных пород к таким расплавам (за исключением Eu) наиболее близки базальты срединных океанических хребтов (MORB), хотя они обладают несколько более высокими концентрациями РЗЭ.

Исходные расплавы земных габбро-анортозитовых комплексов также обладают равномерным распределением РЗЭ (содержания РЗЭ примерно в 10 раз превышают хондритовые), Eu аномалия практически отсутствует, легкие РЗЭ незначительно преоб-

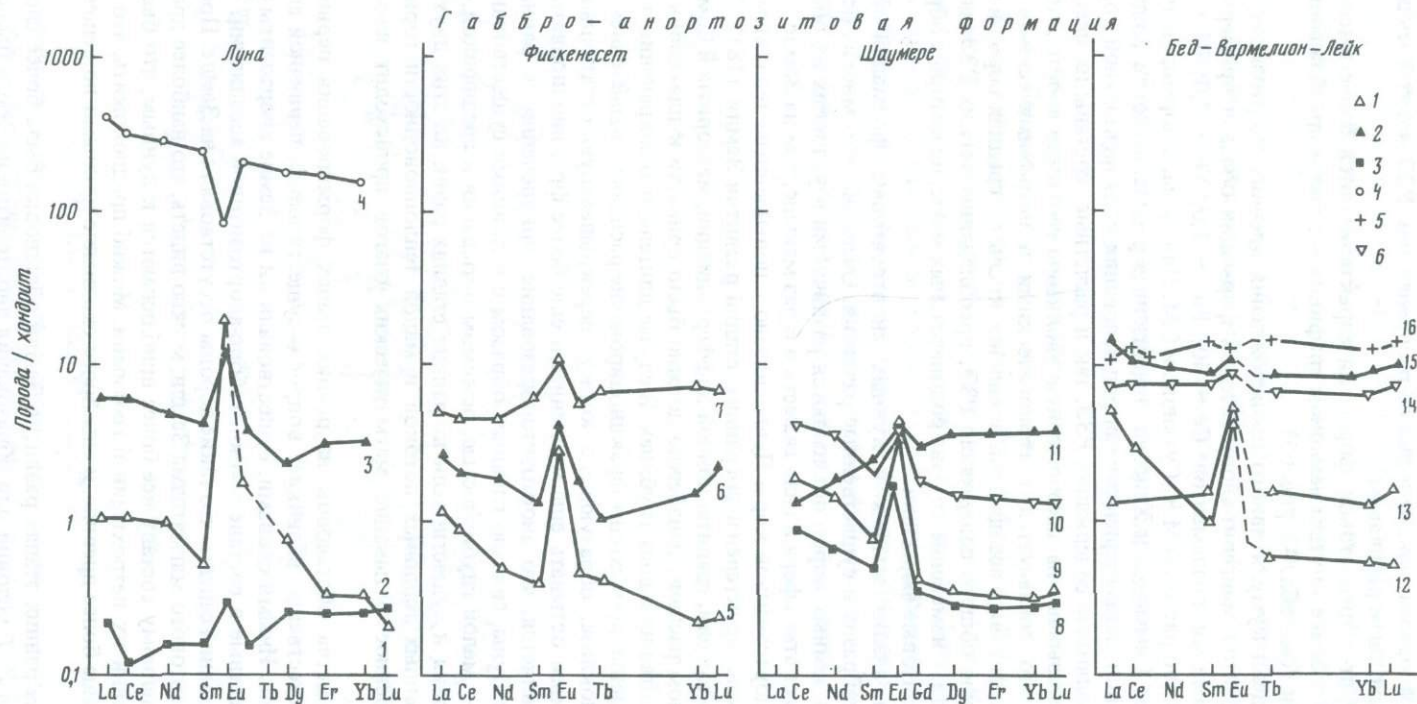


Рис. 63. Распределение РЗЭ в типичных породах габбро-анортозитовых ассоциаций Луны и Земли (составы приведены в табл. 42)
 1 — анортозиты; 2 — базиты; 3 — ультрабазиты; 4 — КРЕЕР-базальты; 5, 6 — породы, соответствующие исходному расплаву земной габбро-анортозитовой ассоциации: 5 — базальты, 6 — габбро

ладают над тяжелыми. Расчет, произведенный для комплекса Шаумере [189], показывает, что таким составом отвечает концентрация РЗЭ в архейских базальтах. Для комплекса Бед-Вермелион-Лейк установлены меланократовые эффузивы, пространственно ассоциирующие с анортозитами, которые по распределению РЗЭ могут быть сопоставлены с расчетным исходным расплавом.

Породы мангерит-анортозитовой формации характеризуются более высокими концентрациями РЗЭ и более крутым наклоном графиков — резким преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми (см. табл. 42, рис. 63).

Исходя из модели кумулятивного происхождения древних анортозитов, исходный расплав для анортитов мангерит-анортозитовой формации обладал примерно следующими содержаниями микроэлементов: $\text{Ce} \sim 40$; $\text{Eu} \sim 1,0$; $\text{Yb} \sim 2,0$; $\text{Rb} \sim 15$; $\text{Sr} \sim 350$; $\text{Ba} \sim 300$ (по расчетам М.К. Суханова и С.М. Ляпунова, в нормированных значениях). По данным Симмонса и Хенсона, аналогичные расплавы могли возникать при частичном плавлении метаморфических пород основания континентальной коры. Таким образом, как абсолютные содержания РЗЭ, так и расчетные составы их исходных расплавов еще раз указывают на закономерную эволюцию геохимии анортозитового магматизма Земли, что согласуется с геологическими и петрохимическими данными. Усложнение анортозитовых ассоциаций, появление кислых и средних пород в их составе ведет к повышению общего содержания РЗЭ, преобладанию легких РЗЭ над тяжелыми. Это предполагает изменение состава родоначальных магм, из которых образовались различные анортозитовые формации.

Сравнительный анализ земных и лунных анортозитовых формаций показывает их большое разнообразие и существенные различия. Очевидно, что многие особенности состава лунных и земных пород объясняются различиями в условиях их образования. На Луне отсутствует атмосфера и сила тяжести в 6 раз меньше, чем на Земле.

Образование анортозитовой коры Луны связано с повышенным тепловым потоком, который был также характерен и для ранних стадий развития Земли [181]. Тепло, выделившееся при аккреции, гравитационной дифференциации, метеоритной бомбардировке и радиоактивном распаде, неизбежно должно было привести к плавлению (хотя бы частичному) вещества на малых глубинах. В случае длительного сохранения постоянных температур и давлений происходит фракционирование расплава с выделением большого количества плагиоклаза, образующего корку, перекрывающую остаточный расплав, позволяя тем самым остывать еще медленнее и еще более фракционироваться. Таким образом, представляется, что анортозитообразование, приуроченное к ранним этапам развития Земли и Луны, связано главным образом с условиями существования магматических очагов — малой глубинностью, режимом остывания и спецификой флюидной фазы. Такие условия и существовали на ранних стадиях развития этих двух небесных тел из-за повышенных тепловых потоков и малой теплопроводности горных пород (на Луне замедленное остывание магматических очагов происходит из-за наличия вакуума).

Исходя из сходства обстановок на ранних этапах формирования первичных кор Луны и Земли, естественно возникает вопрос о существовании первичной анортозитовой коры на Земле. Иными словами, существовали ли на Земле анортозиты еще более древние, чем известные в составе земной габбро-анортозитовой ассоциации? Очевидно, нет никаких оснований считать, что такие породы отсутствовали на Земле. Проследившая эволюцию анортозитового магматизма Земли, можно видеть, что наиболее древние формации по вещественному составу все более приближаются к лунным, что было показано при рассмотрении их петрохимии и геохимии. Можно предположить, что существовали анортозиты еще более древние, и еще более сходные с лунными по вещественному составу.

Вместе с тем на ранних этапах развития Земли обстановка была более сложной, чем на Луне. Интервал P - T условий для образования анортозитов на Земле был существенно сужен, спад температуры в ее недрах, очевидно, был латерально неоднороден и имелись зоны, в которых не могло происходить в больших объемах анортозитообразование.

Многочисленные экспериментальные данные показывают, что при давлении 15 кбар и выше плагиоклаз становится неустойчивым, таким образом, большие давления на Земле уменьшают вероятность образования значительных объемов анортозитов. Тонкая габбро-анортозитовая кора на Земле, распространенная в виде неправильных пятен в последующие геологические эпохи, была полностью переработана, так же как и другие породы с возрастом около 4,5 млрд лет. Ее существование вытекает из анализа эволюции земного анортозитового магматизма и сравнения его с лунным. Небольшая масса Луны привела к быстрому прекращению магматической деятельности, длительное развитие Земли, обладающей большим энергетическим потенциалом, создало возможность эволюции анортозитового магматизма, что в конечном счете привело к образованию сложных анортозит-гранитных ассоциаций.

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ЭКЛОГИТЫ КАК ВОЗМОЖНЫЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ЭКВИВАЛЕНТ АНАЛОГОВ ЛУННЫХ ПОРОД

Многие эклогиты и эклогитсодержащие толщи относятся к наиболее древним формациям на Земле. Данные по абсолютному возрасту эклогитов и вмещающих их пород по Уралу, Казахстану, Тянь-Шаню и Памиру дают цифры от 2000 до 1700 млн лет. Известна древняя датировка эклогитов Мюнхбергского массива (Р. Маршалл, 1960 г.), давшая значения по изотопному составу свинца 3,5 млрд лет. Близкая цифра получена И.А. Ефимовым по гранатовым перидотитам, ассоциирующим с эклогитами Казахстана (личное сообщение). Кроме того, в кимберлитах Африки обнаружен ксенолит эклогита с возрастом 4,1–4,4 млрд лет (самарий-неодимовый метод). Эти цифры отвечают времени образования наиболее древних для Луны пород. Некоторые вещественные

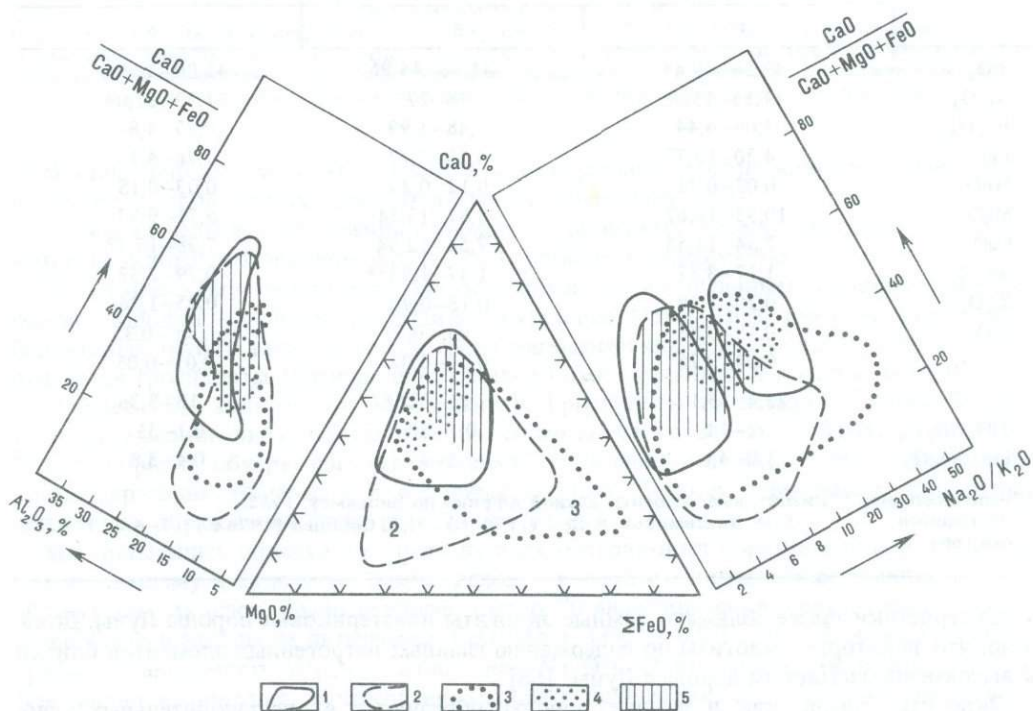


Рис. 64. Особенности состава высокоглиноземистых пород Луны и различных эклогитов Земли Поля составов: 1 — высокоглиноземистые породы Луны группы ANT; 2 — эклогиты из кимберлитовых трубок; 3 — эклогиты метаморфических комплексов (гнейсо-амфиболитовых и глаукофановых сланцев); 4 — кианитовые эклогиты метаморфических комплексов; 5 — кианитовые, корундовые эклогиты и гроспидиты из ксенолитов кимберлитовых трубок

Таблица 43

Пределы колебаний содержаний петрогенных окислов в эклогитах и гроспидитах из ксенолитов в кимберлитовых трубках Якутии и Южной Африки

Компонент	Магнезиальные без-энстатитовые (5*)	Энстатитовые двупироксеновые (11)	Магнезиально-железистые (11)
	1	2	3
SiO ₂	36,14–46,38	41,62–51,04	42,2–45,6
Al ₂ O ₃	9,91–16,59	7,39–19,90	8,48–16,10
Fe ₂ O ₃	0,52–1,71	0,40–5,00	1,67–8,56
FeO	5,06–6,79	5,00–8,93	6,07–8,23
MnO	0,15–0,28	0,11–0,24	0,15–0,33
MgO	18,24–23,32	15,97–26,28	12,28–17,74
CaO	3,0–11,76	3,81–10,07	8,70–12,1
Na ₂ O	0,15–0,84	0,15–1,33	0,81–2,19
K ₂ O	0,12–0,41	0,08–0,51	0,06–0,52
TiO ₂	0,10–0,63	0,17–0,68	0,26–1,18
Cr ₂ O ₃	0,04(1)	0,04–0,24(5)	0,02–1,00
<i>f</i>	14,3–16,3	11,5–29,0	20,3–36,9
TiO ₂ /Cr ₂ O ₃	0,25(1)	0,29–7,5(5)	1,2–45(6)
FeO/Fe ₂ O ₃	2,9–9,8	1,8–29,4	1,4–4,9

Компонент	Алмазоносные магнезиально-железистые (9)	Кианитовые (9)	Гроспидиты (10)
	4	5	6
SiO ₂	43,26–49,43	41,86–44,96	42,00–44,96
Al ₂ O ₃	11,13–15,00	18–27	21,93–31,04
Fe ₂ O ₃	2,06–4,44	1,48–1,99	0,95–4,84
FeO	4,20–10,77	4,13–7,77	1,76–4,18
MnO	0,07–0,31	0,12–0,29	0,03–0,15
MgO	10,93–16,67	8,87–13,24	5,71–9,97
CaO	7,54–11,54	7,54–12,94	7,98–15,47
Na ₂ O	1,17–3,87	1,47–1,93**	0,79–2,37
K ₂ O	0,28–1,78	0,18–0,90	0,05–1,26
TiO ₂	0,10–0,88	сл.–0,57	сл.–0,35
Cr ₂ O ₃	0,04–0,25	0,01–0,02	0,01–0,05
<i>f</i>	22,4–35,1	21–32**	18–3,36
TiO ₂ /Cr ₂ O ₃	2–14	0,1–36	0,1–35
FeO/Fe ₂ O ₃	1,8–4,6	2–4	0,4–3,8

*Число анализов; **кианитовые эклогиты Южной Африки по Вильямсу, 1932.

Источники: 1–3 – Б.М. Владимиров и др. (1976 г.), Н.В. Соболев (1976 г.); 4–6 – Н.В. Соболев [60].

характеристики также сближают земные эклогиты и материковые породы Луны. Доказано, что некоторые эклогиты по содержанию главных петрогенных элементов близки к высокоглиноземистым породам Луны [68].

Эклогиты Земли, как и лунные породы, образуются в восстановительных условиях, о чем свидетельствуют особенности их вещественного состава.

1. Присутствие в эклогитах минералов, образующихся в особо восстановительных условиях (алмаз, графит, муассанит). Муассанит обнаружен как в эклогитах кимберлитовых трубок, так и эклогитах метаморфических комплексов (Урал, Тянь-Шань,

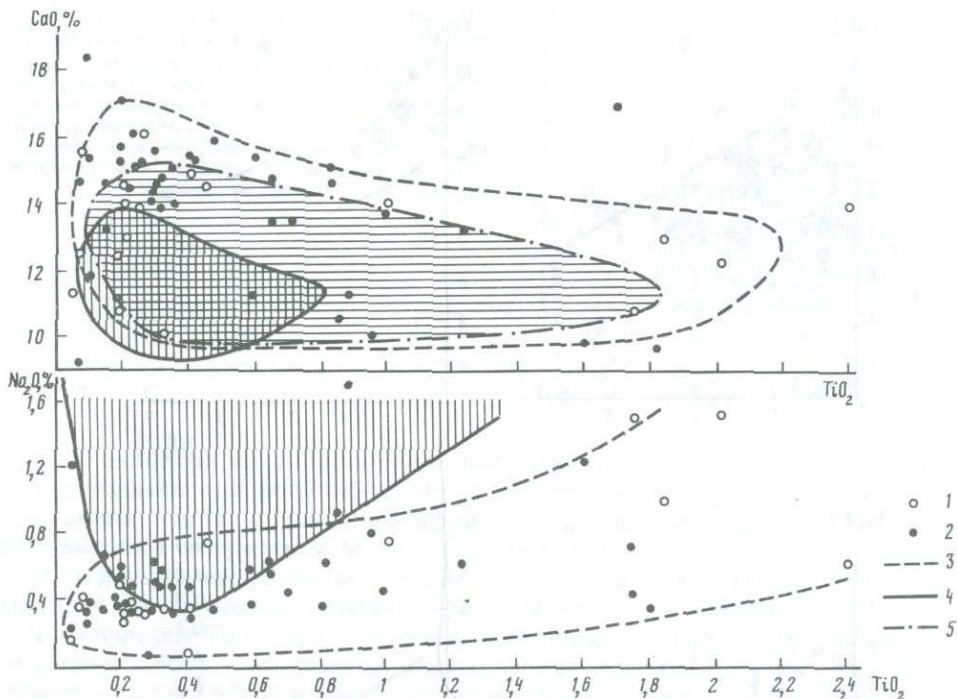


Рис. 65. График зависимости содержаний TiO_2 от CaO и Na_2O в высокоглиноземистых породах Луны и кианитовых эклогитов Земли
 1–2 – точки составов пород Луны: 1 – с $Na_2O/K_2O < 6$; 2 – $Na_2O/K_2O > 6$. Поля составов: 3 – высокоглиноземистые лунные базальты (70 точек); 4 – высокоглиноземистые эклогиты и гроспидиты из кимберлитовых трубок (вертикальная штриховка) – 35 анализов; 5 – кианитовые эклогиты метаморфических комплексов (горизонтальная штриховка) – 50 анализов

Казахстан, Чешский массив), а также в ассоциирующих с ними породах – гранатовых перидотитах, троктолитах и даже анортозитах (Полярный Урал).

2. Низкая величина отношения окисного к закисному железу в этих породах. В некоторых эклогитах Полярного Урала Fe_2O_3 вообще не обнаружено.

По химическому составу все эклогиты близки к интрузивным основным магматическим породам – габбро, троктолитам, базальтам. Однако некоторые эклогиты кимберлитовых трубок таких аналогов среди магматических пород коры не имеют. К ним относятся гроспидиты (разновидности кианитовых эклогитов, в которых гранат содержит более 50% кальциевого компонента). Гроспидиты представляют собой бедные титаном высокоглиноземистые породы, содержащие до 31 мас.% Al_2O_3 (табл. 43). В этих породах обнаружены высокохромистые кианит и омфацит [60]. Присутствие хромсодержащих минералов в основных породах, богатых глиноземом, характерно для лунных образований, но не типично для земных.

Мы попытались обнаружить среди лунных материковых образований породы, близкие по химизму к эклогитам Земли, используя данные о соотношении главных породообразующих окислов. Было отобрано около 70 анализов материковых пород. Эти составы были нанесены на диаграммах $CaO-MgO-(FeO + 0,9 Fe_2O_3)$. К нему достроены графики зависимости Al_2O_3 и отношения Na_2O/K_2O от калиевого содержания пород, рис. 64. Как видно из рисунка, высокоглиноземистые лунные породы образуют единое поле по распределению CaO, MgO, FeO и Al_2O_3 и только по величине отношений Na_2O/K_2O разделяются на два поля: с соотношениями < 6 и более 10. По самой высокой магнетизальности выделяется точка шпинелевого троктолита.

На такой же график нанесены точки составов ксенолитов мантийных эклогитов

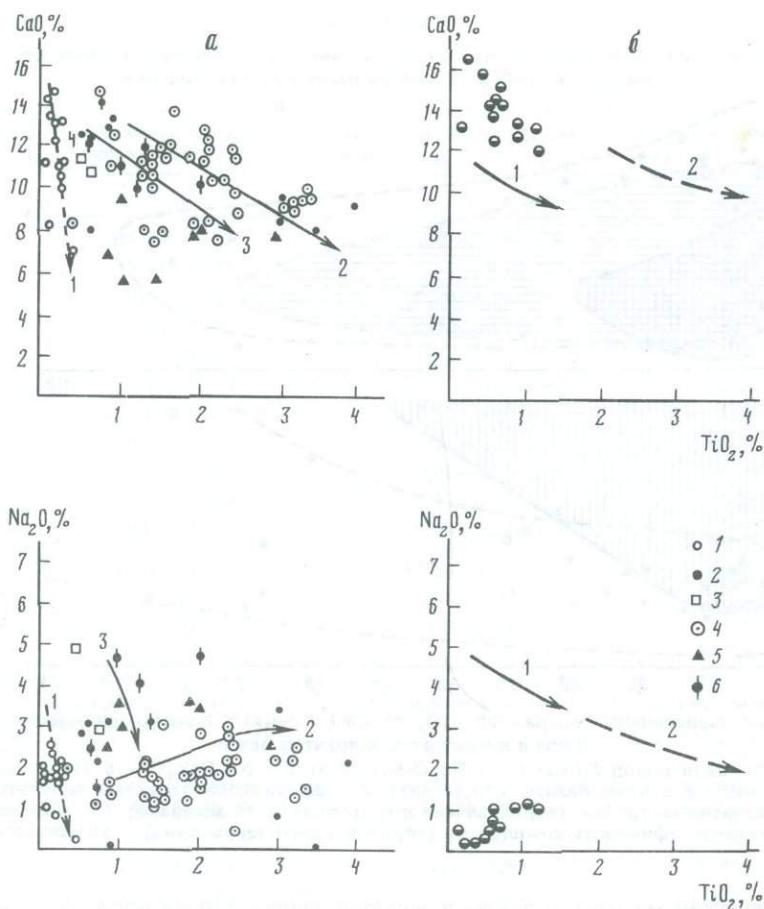


Рис. 66. Диаграмма соотношение Ca и Na₂O с TiO₂ в эклогитах и габбро

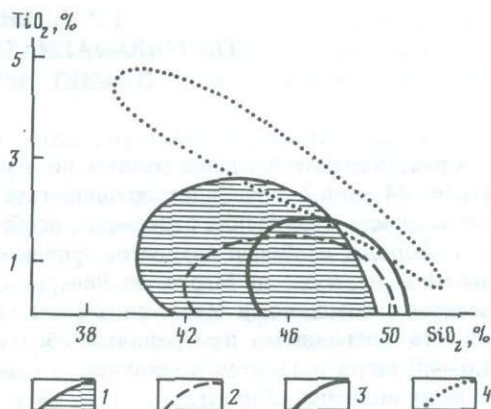
а: эклогиты: 1 — кианитовые Полярного Урала; 2 — альмандиновые Полярного Урала; 3 — пироп-альмандиновые Полярного Урала; 4 — альмандиновые и пироп-альмандиновые (Кокчетавская глыба); 5 — альмандиновые Макбальского поднятия (северный Тянь-Шань); тренды: 1 — кианитовых эклогитов, 2 — альмандиновых эклогитов, 3 — пироп-альмандиновых эклогитов.

б: габброиды. Кружки — Малыкский массив (Полярный Урал, данные Ю.Е. Молдаваницева); тренды — Копанский массив (Южный Урал, данные О.В. Карповой); 1 — габбро и габбро-анортозиты, 2 — рудное габбро

кимберлитовых трубок (105 анализов) и поля составов эклогитов метаморфических толщ Мира (225 анализов). На этом графике видно, что по соотношению ведущих петрогенных окислов, а также кальциевости с глиноземом гроспидиты и кианитовые эклогиты кимберлитовых трубок близки к лунным высокоглиноземистым породам. К ним близки по составу также и некоторые кианитовые эклогиты метаморфических комплексов: эклогиты Полярного Урала, Норвегии и Казахстана.

Другие особенности эклогитов также сближают их с породами Луны. Так, в высокоглиноземистых материковых породах Луны наблюдается корреляция между TiO₂—CaO и TiO₂—Na₂O, при этом обнаруживается обратная зависимость между содержаниями титана и натрия и прямая между Ti и Ca, рис. 65. Как и в лунных породах, положительная корреляция Ti и Ca устанавливается для всех эклогитов — мантийных и коровых. Что касается характера связи TiO₂—Na₂O, то в земных магматических эклогитах тренд подобен лунным высокоглиноземистым породам (рис. 66 — тренд 2, эклогиты Казах-

Рис. 67. График зависимости содержаний TiO_2 от кремнекислотности в породах Луны и Земли Поля: 1 — высокоглиноземистых материковых пород Луны (70 анализов); 2 — высокоглиноземистых мантийных эклогитов из кимберлитовых трубок (30 анализов); 3 — ксанитовых эклогитов метаморфических комплексов (50 анализов); 4 — базитов Копанского массива, Урал (20 анализов)



стана). В эклогитах метаморфогенного происхождения (апогаббровых и апобазальтовых) направление трендов иное — тренды 1, 3, 4 (см. рис. 66).

Эклогиты, как и другие основные породы Земли, отличаются от лунных пород более высоким содержанием Na, что иллюстрировано на рис. 67. По отношению TiO_2 и SiO_2 к лунным материковым породам особенно близки высокоглиноземистые эклогиты, хотя они и несколько отличаются более низкими содержаниями TiO_2 .

По отношению TiO_2-SiO_2 эклогиты даже ближе к материковым породам Луны, чем земные габбро — анортозиты, обычно параллелизуемые с серией АНТ Луны. На графике (см. рис. 67) для сопоставления нанесены составы габбро и габбро-анортозитов титаномагнетитового Копанского массива, представляющего собой платформенную дифференцированную интрузию рифейского возраста (Урал, данные О.В. Карповой, 1974 г.). На графике отчетливо видно, что поле габброидов Копанского массива занимает иное положение, чем эклогиты Земли и высокоглиноземистые породы Луны.

На основании геологических и экспериментальных данных установлено, что эклогиты могут образоваться в результате метаморфизма высокожелезистых базальтов. В частности, Рингвуд Ессен [182] произвели экспериментальные исследования фазовых равновесий средней пробы базальта сбора "Аполлон-11" в условиях $P-T$ 0–30 кбар и 1000–1600 °С. В результате при $P - 12$ кбар и $T - 1100$ °С был осуществлен переход — высокожелезистый базальт — эклогит. На Земле высокожелезистые эклогиты широко распространены в древних метаморфических комплексах [68]. Они обнаружены также среди ксенолитов кимберлитовых трубок и щелочных базальтоидов. Не исключено, что эти земные эклогиты образовались при метаморфизме древних базальтов, сопоставимых по химизму с базальтами лунных морей. Действительно, эклогиты самого древнего возраста (4,2–4,4 млрд лет), по мнению Ягоутса с соавт. хорошо сопоставимы по особенностям химизма с самыми ранними эффузивами Африканского континента. Таким образом, правомерно предположение, что среди древних эклогитосодержащих комплексов Земли могут присутствовать метаморфиты наидревнейших базитов.

Вместе с тем на Луне появление эклогитов не реально. Низкие давления (на Луне ускорение силы тяжести в 6 раз меньше, чем на Земле) в сочетании с относительно высокими температурами не могут, по-видимому, обеспечить условия, необходимые для эклогитообразования. Действительно, на Луне не найдены ни эклогиты, ни жадитсодержащие пироксены, ни гранаты пироп-альмандин-гроссулярового состава — минералы типичные для эклогитов.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Сравнительное изучение данных по магматизму и тектонике планет земной группы (табл. 44, вкл.) позволяет предполагать единую направленность их эволюции и универсальность проявления отдельных, особенно ранних, ее этапов.

1. Породы наиболее древнего, протокорového этапа полнее всего обнажены и изучены на Луне, хуже на Марсе, на Венере, а на Земле не обнаружены. Для Луны, Марса, Венеры (возможно, и Меркурия) существование протооболочки определяется прямыми или косвенными измерениями абсолютного возраста (он находится в интервале 4,6—4,0 млрд лет) и ее залеганием в основании сводного разреза планет (по крайней мере их видимых сторон).

По современным представлениям, протокора возникает на заключительных стадиях аккреции и образуется в результате застывания расплавов, возникших при участии ударной энергии планетозималей. Стадию аккреции прошли все планеты, поэтому возникновение такой оболочки на Земле весьма вероятно.

Протокора там, где о ней есть данные, сложена преимущественно крупнозернистыми существенно полевошпатовыми породами. На Луне и, по-видимому, на Марсе, это прежде всего пироксен-полевошпатовые породы (комплекс АНТ). Петрохимические и геохронологические данные указывают на участие в строении лунной протокоры разновременных магматических ассоциаций, относящихся, возможно, к различным формациям. Здесь же развиты двупироксеновые высокоглиноземистые базальты, аномально обогащенные К, Р, редкими землями (двупироксеновые или KREEP-базальты). Их возраст 4,2—3,9 млрд лет. На Венере какая-то часть или вся протокора может быть сложена сходными породами. Это, в частности, подтверждают данные аппаратов "Вега-1" и "Вега-2", которые обнаружили на земле Афродиты породы типа анортозит-троктолитов. На Земле пока нигде не обнаружены породы, которые можно было бы отнести к прямым реликтам протокоры. Поиск их — одна из важнейших задач геологии. В этом поиске "наводящую" роль могут оказать данные сравнительной планетологии. В частности, по аналогии с Луной они позволяют предполагать, что земная протокора формировалась не одноактно и не имела монотонный фациальный и химический состав.

Что касается состава коры, то лунно-марсианская модель более удовлетворяет фактам, с которыми мы встречаемся на Земле. Древнейшие породы Земли — по относительно низкому содержанию К в полевошпатовых породах, а также по соотношениям некоторых геохимических характеристик, например U/K, проявляют себя как породы нормального ряда.

Такие породы с учетом общих закономерностей эволюции магматизма скорее могут предвораживать проявления щелочного магматизма, но не наследовать его. Мы бы хотели обратить также внимание на результаты сравнительного анализа земных разновозрастных анортозитов. Они вскрывают основные тенденции эволюции анортозитов и позволяют предполагать проявление более ранних, неизвестных пока на Земле анортозитов лунной формации.

2. Также очень вероятно широкое проявление на Земле следующих по времени образования базальтов начального депрессионно-вулканического этапа. Депрессии, залитые базальтовыми вулканитами на остальных планетах, отчетливо накладываются на породы начального этапа, секут их структурные линии, на Луне повсеместно имеют более молодой абсолютный возраст.

Имеются многочисленные определения радиологического возраста морских пород Луны, указывающие на активный магматизм на этой планете в интервале 4,1—3,2 млрд лет. В ИГЕМ АН СССР методом Ar^{39}/Ar^{40} определен радиологический возраст об-

ломочка полнокристаллического габбро-долерита — 2,5–2,4 млрд лет. Многочисленные методические проверки исключают ошибку измерения и, видимо, эту цифру на сегодняшний день можно считать самым молодым достоверным возрастом проявления магматизма на Луне.

Известно, что с увеличением размера планет объем вулканитов данного этапа и площадь, ими занятая, возрастает от 16% на поверхности Луны до 30–40% на Марсе и еще больше на Венере. При продолжении этой тенденции площадь древнейших лавовых полей на Земле ($R_{\text{Земли}} = 2R_{\text{Марса}}$) должна была составить 75–80% всей поверхности.

Базальты депрессионно-вулканического этапа лучше всего изучены на Луне. Напомним известные данные. Двупироксеновые высокоглиноземистые базальты, приуроченные преимущественно к материковой части, встречаются в виде фрагментов и в более молодых "морских" базальтах крупных депрессий: Море Познания, Океан Бурь ("Аполлон-12"). Эти базальты, возможно, еще связаны с протокоровым этапом развития Луны. Следующие по возрасту (3,8–3,6 млрд лет) "морские" базальты встречены в Море Спокойствия ("Аполлон-11"), Океане Бурь ("Аполлон-12"), Море Дождей ("Аполлон-15"), Море Ясности ("Аполлон-17") и отличаются высоким содержанием титана. Это ильменит-оливиновые и ильменитовые базальты и долериты. В основном в тех же "морях" обнаружены низкотитанистые оливиновые базальты изредка в ассоциации с пироксенитами. Возраст их 3,4–3,1 млрд лет.

На Марсе и Венере, как отмечалось, базальты распространены шире по времени и по площади; здесь наблюдаются и иные, чем на Луне, формы излияний (щитовые и центральные вулканы, трещинные излияния), что, возможно, свидетельствует и об отличном их составе. Однако какие-либо вещественные ассоциации в них пока не выявлены. Известен лишь состав марсианской почвы, который близок к железистому базальту: $\text{SiO}_2 - 44\%$; $\text{TiO}_2 - 0,63$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 7,4$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 19,0$; $\text{CaO} - 6,0$; $\text{MgO} - 5,0$; $\text{K}_2\text{O} - 0,0$; $\text{SO}_3 - 6,8$; $\text{Cl} - 0,6\%$.

На Земле достоверно породы этого этапа неизвестны. В этой связи мы обращаем внимание на многочисленные останцы амфиболитов, ультраосновных пород, заключенные среди древнейших земных пород, так называемых "серых гнейсов"; прямые определения их изотопного возраста дают величины 3,7–3,8 млрд лет (п-ов Лабрадор, Гренландия), 3,9 млрд лет (Среднее Приднепровье). Останцы очень часто интерпретируются как метавулканиты основного и реже ультраосновного состава.

Пристальное изучение петрохимических особенностей и уточнение возраста этих древнейших на Земле пород — ближайшая актуальная задача петрологии.

После массовых излияний базальтов на Марсе и Луне преимущественно проявлялись метеоритная бомбардировка поверхности и реголитообразование. Этот процесс, по-видимому, имел место в то же время и на Земле и, вероятно, на Венере. Однако мощные тектоно-магматические процессы нуклеарного, кратонного и последующих этапов на последних двух планетах почти полностью затушевывали следы импактных явлений.

3. Породы нуклеарного этапа (см. табл. 4) со всей определенностью представлены на Земле. Отличительное свойство этапа на Земле заключается в массовом выделении из недр планеты сложного по составу, но прежде всего водного флюида. На Земле это событие зафиксировано в проявлении гнейсо-гранитных, гнейсовидных и сланцевых пород метасоматического происхождения (гранитизация магматического этапа, стадия нарастающей кислотности и стадия кислотного выщелачивания). Проведенные нами исследования на Украинском и Балтийском щитах показали широкое распространение подобных образований в комплексах древнейших "серых гнейсов". Среди древнейших нуклеарных пород есть первично-осадочные и осадочно-вулканогенные, а также следы водноорганической деятельности. Вместе с развитием метасоматизма и метаморфизма это обстоятельство является важнейшим указанием на поступление из недр планеты на этом этапе существенно водного флюида и притом в таких количествах, которые обеспечили не только переработку протокорового и вулканогенно-базальтового субстрата, но и заполнение водой обширных впадин "праокеанов".

Действительно, расчеты показывают реальность предположения о формировании

вод Тихого океана и всего Мирового океанов в целом не в связи с начальным этапом формирования планет и ее ядра, а за счет поступления водного флюида лишь из уже сформировавшейся верхней мантии Земли. Среднее содержание воды в современных мантии и коре, взятых вместе, по Моргану и Андерсу [по: 54], — 0,21%. Объем воды Тихого океана — $724 \cdot 10^6$ км³, Мирового океана — $1370 \cdot 10^6$ км³.

Для заполнения впадины Тихого океана необходимо первичное содержание воды в верхней мантии — 0,4%, а для заполнения всего Мирового океана в современном его объеме — 0,8%. Эти цифры имеют тот же порядок, что и содержание воды в современной мантии. В случае вовлечения в этот процесс более глубоких недр, обеднение было, естественно, еще меньшим.

С этим этапом связано формирование на Земле принципиально нового типа структур — гранит-зеленокаменных областей (ГЗО).

В последние годы многими исследователями [42] показано существование по крайней мере двух групп зеленокаменных поясов: "древних" и "молодых", или, по другой терминологии, "первичных" и "вторичных". К "молодым" относится, например, Сумо-зерско-Кенозерский пояс и Абитибиды, а к "древним" — Барбертон.

Специфичность структур гранит-зеленокаменных областей в истории Земли подтверждается результатами сопоставления базальтоидных формаций этих структур с другими известными формациями базальтов.

Геологическое чередование высокомагнезиальных оливиновых базальтов (коматиитовых базальтов) с перидотитовыми коматиитами и подчиненным количеством толеитовых базальтов чаще встречается в "первичных" зеленокаменных поясах, чем во "вторичных", и обычно в низах разрезов. Это их столь специфическое сочетание уже само по себе представляется неповторимым и отличным от ассоциации базальтов ортогеосинклиналей, трапповых областей и т.п. В петрохимическом плане оно же послужило поводом для выделения особой "коматиитовой" серии вулканитов [42].

Брукс и Харт [105], изучив более 20 тыс. силикатных анализов фанерозойских базальтов, пришли к заключению об отсутствии аналогов коматиитовых базальтов архея среди молодых магматических образований геосинклинально-складчатых поясов. В то же время "коматиитовые базальты", прежде всего их наиболее высокомагнезиальные разновидности (от 13% MgO и выше), оказываются весьма близкими по химизму к пикробазальтам континентов и к океанитам и анкармитам вулканических островов, заметно отличаясь от них лишь более низким содержанием TiO₂.

Нигде в фанерозойских образованиях указанные авторы не обнаружили тесной ассоциации пикробазальтов с ультраосновными эффузивами, тем более в таком большом объеме. Хотя породы дунит-гарцбургитовой ассоциации континентов, лерцолиты океанов и т.п. образования по химизму нередко близки перидотитовым коматиитам, однако, как правило, без труда удается установить их плутоническое происхождение и отсутствие каких-либо связей с базальтами в стратиграфических разрезах.

Базальты "молодых", или "вторичных", зеленокаменных поясов Канадского, Балтийского, Индийского щитов, с одной стороны, сохраняют некоторые общие черты базальтов этой группы, с другой — отличаются и некоторыми особенностями. Традиционные особенности: хорошая сохранность первичных текстур, особенно в шаровых и подушечных лавах, включая офитовые, пойкилофитовые структуры; флюидальные, шаровые, кластические и шлаковые структуры; относительно слабый метаморфизм зеленосланцевой фации, нередко с реликтовыми минералами; широкое развитие пород толеитовой петрохимической серии, часто в сочетании с породами "коматиитовой" серии.

Новыми по отношению к базальтам и вообще магматитам "древних" поясов чертами являются резко возрастающая роль пород известково-щелочной петрохимической серии. К ней относятся некоторая часть базальтов, крупные массы андезит-базальтов и андезитов, а также лавы и пирокласты риолитового состава, слагающие верх разрезов поясов или отдельных повторяющихся в этих разрезах циклов. В общем случае по крайней мере для канадских поясов, как утверждают Ирвин и Барагар, в низах вулка-

нических разрезов преобладают породы толеитовой серии, а в верхах — известково-щелочной.

Для собственно базальтов "молодых" поясов характерны также низкая степень окисленности железа, умеренная глиноземистость, низкое содержание титана, щелочей (особенно K_2O), рубидия, стронция и насыщенность кремнеземом.

По сравнению со средним спилитом, базальты "молодых" поясов имеют более высокое содержание CaO , общего железа, MgO и более низкое — Na_2O , K_2O и TiO_2 . Это подтверждает ранее сделанный вывод об отличии базальтового магматизма зеленокаменных поясов от начального базальтового магматизма ортогеосинклиналей.

От океанических толеитов базальты "молодых" поясов отличаются меньшим содержанием глинозема и низким содержанием TiO_2 . Базальты островных дуг представлены значительно более высокоглиноземистыми и менее железистыми разновидностями.

Характерное как для "древних", так и для "молодых" поясов сочетание базальтов с ультрамафитовыми эффузивами в "молодых" поясах также обычно приурочено к низам их стратиграфических разрезов, хотя отмечается и на более высоких уровнях.

Мы видим, таким образом, что нуклеарный этап жизни планет (главным образом Земля) и развития их эндогенных процессов играл принципиальную, переломную роль в их эволюции, сравнимую с начальным аккреционным этапом и, по-видимому, с современным континентально-океаническим.

Нуклеарный этап развития и связанные с ними магматические породы, по-видимому, отсутствуют на Луне и Марсе. Однако на Венере морфология тектонических структур, возникших 3–3,5 млрд лет назад, напоминает таковую структур земного нуклеарного этапа. Здесь также выделяются и чешуйчато-блоковые сооружения, сходные с земными гранит-зеленокаменными областями.

4. Кратонный (2,5–1,5 млрд лет) и последующие этапы эволюции разнообразно проявлены на Земле. В целом они характеризуются все более усложняющейся тектонической, геодинамической, палеогеографической обстановкой и соответственно более сложным набором магматических формаций (см. табл 44), что достаточно полно показано в работе О.А. Богатикова и др. [19].

В ходе кратонного этапа резко возрастает образование сиалических магм и наращивание за счет них сиалической части континентальной коры, в результате чего площадь континентов увеличивается вдвое, а толщина континентальной коры до 40 км. Впервые появляются такие характерные для дальнейшей истории Земли формации, как базальт-долеритовые (трапповые), щелочные, гранитные, щелочно-габброидные, трахибазальтовые, анортозит-рапакивигранитные и габбро-норит-перидотитовые. Характерно, что с появлением первых относительно стабильных, "кратонизированных" участков литосферы появляются также и магматические формации, свойственные в дальнейшей истории земным кратонам. Особое значение мы придаем первому появлению щелочных пород. Химический анализ ("Венеры-13") указывает на существование и на этой планете щелочных пород: SiO_2 — 45,1%; TiO_2 — 1,59; Al_2O_3 — 15,8; FeO — 9,3; MnO — 0,2; CaO — 7,1; MgO — 11,4; K_2O — 4,0; SO_3 — 1,62; $Cl < 0,3\%$. По содержанию кремнекислоты, калия и других компонентов анализируемая порода приближается к щелочному габбро, т.е. горной породе, характерной для относительно развитых этапов магматизма Земли. На Земле первые горные породы этого вида известны не ранее 2,5 млрд лет. Если учесть, что Венера в силу этого и меньшего энергетического потенциала не могла эволюционировать быстрее Земли, то возраст щелочных пород Венеры скорее всего не древнее 2 млрд лет.

5. Континентальный этап (1,5–0,25 млрд лет) можно также назвать этапом дифференционного магматизма, поскольку многообразие магматических формаций здесь еще более возрастает параллельно с дальнейшим усложнением тектонической обстановки. Здесь наиболее полно представлены формации геосинклинальной и орогенной стадий развития складчатых поясов, сложенные породами толеитовой, известково-щелочной и щелочной серий.

Во время континентального этапа эволюции Земли с его геосинклинально-склад-

чатými поясами морфологически сходные линейно-складчатые и разломные структуры заложились и на Венере (1,0–0,2 млрд лет). Учитывая близость характеристик планет Земли и Венеры, общее сходство условий образования и в частности существенную роль флюидно-магматических процессов в образовании магматитов начальных этапов Земли и Венеры, можно предположить, что в сходных с земными тектонических структурах нуклеарного и континентального этапов также сформировались и близкие магматические формации. В какой-то степени подобные построения применимы и к Марсу.

6. Отличительной чертой континентально-океанического этапа (моложе 0,25 млрд лет) является разделение магматизма на два принципиально различных типа – континентальный и океанический, которые отличаются не только по набору формаций, но и сериальных типов. Появляется и промежуточный, островодужный тип развития. Оформляется разделение литосферы на океанический и континентальный сегменты, преобладающими становятся горизонтальные движения, что определяет принципиально иной, чем ранее, характер геодинамически активных магмогенерирующих зон.

Общая схема эволюции планет земной группы приведена на рис. 68, вкл. Земля является наиболее развитой планетой, эндогенная активность которой не затухла до настоящего времени. Ближе всего в эволюционном ряду магматизма к Земле примыкает Венера. Относительно уверенно мы можем говорить об эндогенной (магматической) активности Венеры до этапа 2 млрд лет. На более молодой отрезок времени надежные данные у нас отсутствуют. Далее в эволюционном ряду стоит Марс, магматизм которого близок лунному, но эндогенная активность которого должна была быть более продолжительна, чем на Луне. Замыкает этот ряд Луна, возраст молодых пород которой, как уже выше говорилось, определен в 2,5–2,4 млрд лет. В ряду земных планет по мере убывания их размеров уменьшается их тектоно-магматическая активность, сокращается количество этапов эволюции магматизма, разнообразие их продуктов, уменьшается контрастность магматических этапов, индивидуализированность их содержания, возрастает длительность периодов тектоно-магматического покоя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метод сравнительного анализа, использованный нами при изучении магматизма Луны и Земли, представляется весьма плодотворным. Результаты, полученные при изучении земных и лунных объектов, носят взаимодополняющий характер, что способствует решению вопросов геологии и петрографии обеих планет. Широкое применение метода позволило в первую очередь выявить новые черты в сравниваемых объектах. Так, опираясь на опыт изучения земного магматизма, для которого установлена активная роль флюидной фазы, мы проводили целенаправленное изучение лунного вещества с целью выявления индикаторов поведения летучих компонентов в лунном магматизме. В результате удалось обнаружить целый ряд реликтовых минералов, содержащих летучие или образовавшихся при участии последних, показать в противовес общепринятому мнению о ничтожной роли летучих компонентов в лунном магматизме, что указанные компоненты, среди которых преобладали восстановители, имели существенное значение и при магматических процессах на Луне.

Земной опыт послужил основой и при систематике и классификации лунных магматических пород. Составленная нами "земноподобная" классификация лунных пород закрепила сложившиеся у многих исследователей лунного вещества представления о подобии лунных пород земным.

Мы провели идентификацию большого числа образцов лунных пород на основе этой классификации и попытались выявить среди лунных пород с помощью методов математической статистики дискретные группировки. Эти группировки по набору пород вулканической и плутонической фаций оказались сходными с вулкано-плутоническими земными магматическими формациями. Обнаружилось при этом, что и возраст пород из различных группировок различается. В результате мы пришли к заключению о проявлении в лунном магматизме (как и на Земле) различных формаций.

С другой стороны, опыт изучения Луны способствовал более углубленному исследованию ряда земных магматических объектов. Так, особенности рельефа Луны указывают на широкое проявление здесь, импактных процессов, обязанных падению метеоритов. Критерии идентификации магматических продуктов, связанных с этими процессами, однако, до сих пор однозначно не установлены. Мы провели минералого-петрографическое изучение некоторых земных структур взрывного генезиса и предложили петрохимические критерии импактных пород. При этом удалось показать возможность метастабильного формирования высокобарных фаз.

Сравнительное изучение крайних магматических дифференциатов Луны и их древнейших земных аналогов выявило их отличие. В то же время мы получили возможность более уверенно решать некоторые генетические вопросы. Так, удалось показать, что наиболее ранние из известных на Земле кислых магматических проявлений сформировались как и на Луне, без участия силикатной компоненты. Процесс выплавления существенных объектов кислого вещества из основных пород на Земле происходил всякий раз в связи с начальными этапами формирования геосинклиналей, в том числе и энзиматических. По-видимому, ранние кислые породы образуются в результате плавления при участии воды коровых пород основного состава.

Изучение ультраосновных высокомагнезиальных пород выявляет тенденцию сниже-

ния содержания MgO в более молодых образованиях. Этот феномен, с учетом данных по лунным ультраосновным породам, находит объяснение при допущении уменьшения степени плавления мантии во времени. При этом лунная мантия, видимо, не отличается от земной по составу, но плавилась при иных параметрах, чем земная.

Судя по результатам прямого опробования и дистанционного изучения, лунные материка сложены преимущественно породами группы ANT (анортозиты, норит-троктолиты). На Земле эти породы преимущественно также являются древнейшими образованиями. Их специальное исследование позволило выявить среди автономных (преобладающих на Земле) массивов анортозитов три типа ассоциаций: габбро-анортозитовую, монцодиорит-диорит-анортозитовую (мангерит-анортозитовую), анортозит-гранитную. Эволюция анортозитового магматизма заключается в том, что по мере развития континентальной коры появляются все более усложняющиеся в своем строении анортозитовые ассоциации, причем одни из них имеют короткий период жизни, другие существуют в широком возрастном интервале. Этой общей геологической закономерности подчинены и особенности содержания и распределения в выделенных ассоциациях редкоземельных элементов.

По аналогии с лунными минералами были изучены современными физическими методами внутренние зоны земных породообразующих минералов и стекол.

Показано, что в ряде случаев внутри минералов и стекол законсервированы случайно распределенные микрообласти с восстановленным состоянием части атомов химических элементов (например, Fe, Ti, Si). Эти атомы возникали в магме в результате восстановительных реакций с газовой фазой в области перехода жидкое—твердое. Лунные оливины, как и большинство лунных минералов, формировалось в восстановительной среде. Этим определяется относительно высокое содержание в них хрома. По-видимому, и земные оливины с высоким содержанием хрома в ряде случаев являются индикаторами восстановительных условий в расплаве.

На Луне шире, чем на Земле, распространены стекла. Среди них известны и "анхиномоинеральные". Показано, что многие из них являются протоминеральными образованиями. Они, по-видимому, сформировались в результате коалесценции элементарных субмикроскопических неоднородностей в полдисперсной системе-магме. Подобные стекла обнаружены и на Земле.

Сопоставление земных и лунных аналогов вскрывает обычно и их различие. В частности, лунные основные породы в общем случае обогащены в сравнении с земными Mg, Mn, Ti, иногда железом и обеднены Na, K, Si, лунные анортозиты характеризуются меньшей железистостью и агпаитностью. В лунных породах в сравнении с известными древнейшими земными магматическими породами (породы зеленокаменных поясов) отчетливее выражена Фернеровская тенденция эволюции. Очевидно, что и сам спектр лунных пород образует формации, отличные от земных.

Сравнительный анализ аналогов приводит нас к заключению, что эволюция магматизма Земли в диапазоне 4,6—3 млрд лет отличалась от лунной.

Привлечение данных сравнительной планетологии позволяет предположить, что в донукленарные этапы на Земле, как и на других планетах земной группы, вначале формировалась существенно полевошпатовая протокора. Очевидно, что она была неоднородна и имела сложный формационный состав. Возможно, что некоторые представители этой коры фиксируются среди древнейших высокоглиноземистых эклогитов, которые по ряду петрохимических признаков близки к лунным породам группы ANT. Наряду с полевошпатовыми породами, по аналогии с планетами, земная протокора могла включать и другие типы формаций.

По-видимому, позднее на Земле проявились и магматические образования депрессионно-вулканического этапа. На Луне ему соответствуют лунные моря, на Земле ему, возможно, отвечают останцы амфиболитов, заключенные среди древнейших земных пород, так называемых "серых гнейсов", и имеющие возраст 3,8—3,9 млрд лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И.И., Груза В.В.* Фашиально-формационный анализ магматических комплексов. Л.: Недра, 1972. 240 с.
2. *Авдонин В.В., Гайдукова В.С., Дубинчук В.Т.* Субмикроскопическая неоднородность вулканических стекол и ее связь с процессами ликвации // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1980. № 1. С. 44–52.
3. *Адамия Ш.А., Заридзе Г.М., Рубинштейн М.М.* и др. Время и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 7. С. 3–10.
4. *Адамс Дж.Б., Мак-Корд Т.Б.* Спектральные данные об анортозитовой коре Меркурия // Проблемы планетологии. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1977, Т. 2. С. 163.
5. *Аллотт Я.* Древние супракрусталльные породы с возрастом свыше 3760 млн лет и ассоциирующие с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть Западной Гренландии // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 188–201.
6. *Андреев В.А., Суханов М.К.* Метаанортозиты Сальных тундр // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 14–26.
7. Анортозит-рапакигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 295 с.
8. *Ашихмина Н.А., Богатиков О.А., Фрих Хар Д.И.* и др. Исследование частички лунного самородного алюминия // Докл. АН СССР. 1979. Т. 256, № 4. С. 951–954.
9. *Ашихмина Н.А., Богатиков О.А., Фрих Хар Д.И.* и др. Восстановленные формы элементов внутри минеральных зерен лунного реголита // Там же. 1982. Т. 267, № 5. С. 1208–1211.
10. *Базилевский А.Т., Москалева Л.П., Манвелян О.С.* и др. Оценки содержания тория и урана в породах поверхности Марса: новая интерпретация гамма-спектроскопических измерений "Марса-5" // Геохимия, 1981. № 1. С. 10–16.
11. *Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В., Гарагин А.В.* Основные черты геохимии лунных пород // Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979. С. 18–30.
12. *Барсуков В.Л., Базилевский А.Т.* Сравнительная планетология. Некоторые итоги и перспективы // XXVII Междунар. геол. конгр.
- Докл. Сравнительная планетология. М.: Наука, 1984. С. 3–11.
13. *Белов А.А., Сомин М.Л.* Доальпийские комплексы Кавказа (стратиграфическая изученность и тектонические следствия) // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979.
14. *Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т.* Факторный анализ в геологии. Л.: Недра, 1982. 269 с.
15. *Берзенин Б.З., Бобров А.Б., Орс В.И.* и др. Некоторые черты геологии и петрологии гранитоидов северо-восточного обрамления Сурской структуры // Геол. журн. 1983. Т. 43, № 2. С. 90–96.
16. *Бобров А.Б., Сиворонов А.А.* Тоналиты Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (Украинский щит) // Там же. 1985. Т. 45, № 3. С. 37–47.
17. *Богатиков О.А.* Лунные анортозиты // Анортозитовые провинции СССР. М.: Наука, 1974. С. 161–165.
18. *Богатиков О.А.* Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.
19. *Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И.* и др. Магматические формации в эволюции литосферы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 3–16.
20. *Богатиков О.А., Летников Ф.А., Марков М.С., Суханов М.К.* Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 246–271.
21. *Бондаренко В.Н.* Сравнительный анализ геологических объектов с закономерной изменчивостью свойств. М.: Недра, 1978. 133 с.
22. *Бондаренко В.Н.* Анализ петрохимических данных при формационных и прогнозно-металлогенетических исследованиях. М.: Недра, 1986. 185 с.
23. *Вишневский С.А., Маслов М.А., Пальчик Н.А.* и др. Коэзит в породах Карской структуры // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232, № 2. С. 446–448.
24. *Волынец О.Н., Хотин М.Ю., Дубик Ю.М.* Включения габбро-анортозитов в вулканитах островных дуг и сравнение их с породами материков Луны // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 199–234.
25. *Вуд Дж.А.* Обзор типов лунных пород и сравнение лунной и земной коры // Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 29–45.
26. *Гапошина Е.В., Дворкина Б.Д., Руд-*

- ник В.А. Петрохимическая эволюция вулканизма в эволюции литосферы. М.: Наука, 1984. С. 80–140.
27. Глазунов О.М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации восточных Саян. Новосибирск: Наука, 1975.
28. Гласс Б.П. Содержание главных элементов в стекляных частях реголита, доставленного "Луной-20" // Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979. С. 413–419.
29. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам Южного полушария // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 264–285.
30. Голубков В.В., Марсий И.М., Наседкин В.В., Оранова Н.И. Малоугловое рассеяние в обсидианах рентгеновских лучей // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 201–207.
31. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эколит и применение результатов этого изучения в петрологии // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 9–77.
32. Гуров Е.П., Гурова Е.А. Геологическое строение и ударный метаморфизм вулканогенных пород метеоритного кратера Эльзгыгтыгын. Киев: Ин-т геол. наук, 1981. 60 с.
33. Дерягин Б.В., Федосеев Д.В. Эпитаксиальный синтез алмаза в метастабильной области // Успехи химии. 1970. № 12. С. 46–53.
34. Другова Г.М., Пухтель И.С., Шустова Л.Е., Бережная Н.Г. Олондинский зеленокаменный пояс: геологическое строение и основной ультраосновной магматизм (Алданский щит) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 40–55.
35. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В., Симон А.К. Sm-Nd возраст реликтов фундамента гранит-зеленокаменной области Среднего Приднепровья // Докл. АН СССР, 1987. Т. 294, № 5. С. 1203–1208.
36. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В., Симон А.К. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы амфиболитов и плагиогнейсов аульской "серии" Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Там же. № 6. С. 1456–1461.
37. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В., Симон А.К. Sm-Nd и Rb-Sr возраст метавулканитов Сурской зеленокаменной структуры (Среднее Приднепровье, Украинский щит) // Там же. Т. 295, № 3. С. 703–707.
38. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В. Sm-Nd возраст и геохимия метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса (Алданский щит) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 39–49.
39. Иванов А.В., Флоренский К.П., Назаров М.А., Шевалеевский И.Д. Некоторые проявления процессов испарения и конденсации при образовании частиц лунного реголита // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221, № 2. С. 18–27.
40. Кириллюк В.П. Условия формирования гранитно-метаморфических формационных комплексов щитов // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986, С. 194–198.
41. Классификация и номенклатура горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
42. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
43. Корреляция магматических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука, 1983. 197 с.
44. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
45. Магматические горные породы / Под ред. О.А. Богатикова, В.И. Гоньшаковой М.: Наука, 1983. Т. 1. 365 с.
46. Мак-Грегор В.Р. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры по району Готхоб, Западная Гренландия // Тоналиты, трондземиты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 131–156.
47. Орса В.И. Типы тоналит-плагиогранитных ассоциаций Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 175–184.
48. Парфенов О.В., Яковлев О.И. О роли процессов испарения и конденсации при формировании состава импактитов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1981. № 1. С. 49–58.
49. Пейдж Р.У., Мак-Каллох М.Т., Блэн Л.П. Изотопные данные об основных событиях в докембрии Австралии // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5: Геология докембрия. С. 14–35.
50. Петров В.С. О физико-химических процессах кристаллизации алмаза // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1974. № 6. С. 83–86.
51. Принц М., Даути Э., Кейл К. и др. Минералогия, петрология и химический состав фрагментов кристаллических пород из образца реголита "Луна-20"; происхождение кумулятивной серии АКТ и ее взаимоотношение с высокоглиноземистыми и морскими базальтами // Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979. С. 83–104.
52. Природные стекла – индикаторы геологических процессов. М.: Наука, 1987. 156 с.
53. Рингвуд А.А. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 292 с.
54. Рудник В.А., Собонович Э.В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 349 с.
55. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1967. 380 с.
56. Сиворонов А.А., Берзенин Б.З., Малюк В.И. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 1. Строение и состав // Геол. журн. 1981. Т. 41, № 5. С. 20–28.
57. Сиворонов А.А., Лысан А.М., Бобров А.Б., Колий В.Д. Породные ассоциации и генетические особенности образований тоналитового ряда (серых гнейсов) Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Природные ассоциации серых

гнейсов архей. Л.: Наука, 1984. С. 184–192.

58. *Симон А.К., Гоньшакова В.И., Фрих Хар Д.И.* Сравнение магматитов зеленокаменных поясов Земли с породами Луны // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. Петрология. М.: Наука, 1984. С. 201–208.

59. *Смолин П.П.* Стехиометрическая система и петрохимия магматитов // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 3–67.

60. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 262 с.

61. *Струева О.М., Скаржинская Т.А.* Кислые и средние эффузивы Белозерского и Верховцевского районов и их место в геологическом разрезе железисто-кремнистых формаций Украинского щита // Геол. журн. 1979. Т. 39, № 3. С. 73–89.

62. *Суханов М.К., Панских Е.А.* Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье) // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 289–308.

63. *Суханов М.К., Ряховский В.М., Абрамов Н.В.* Петрохимические типы автономных анортозитов СССР // Докл. АН СССР. 1984. Т. 287, № 4. С. 945–950.

64. *Суханов М.К., Ляпунов С.М.* Редкоземельные элементы в древнейших анортозитах СССР // Там же. 1985. Т. 284, № 5.

65. *Суханов М.К.* Анортозитовая ассоциация Каларского массива (Алданский щит) // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1984. Вып. 375. С. 80–111.

66. Трондземиты, дациты и связанные с ними породы / Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. 488 с.

67. Ударные кратеры на Луне и планетах. М.: Наука, 1983. 200 с.

68. *Удовкина Н.Г.* Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 285 с.

69. *Финней В.К., Уорнер Дж.Л., Симонде К.Х.* Типы лунных материковых пород и их отношение к процессам ударного фракционирования // Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 54–88.

70. *Флоренский П.В.* Метеоритный кратер Жаманшин (Северное Приаралье) и его тектиты и импактиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 10. С. 73–86.

71. Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 142 с.

72. *Фрондел Дж.* Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 303 с.

73. *Цветков А.А.* Псевдодайки в риолитах Командорских островов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980, № 2. С. 144–149.

74. *Чесноков С.В., Красивская И.С.* Варисциальный геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М.: Наука, 1985. 94 с.

75. *Шанин Л.Л., Богатинов О.А., Аркелганц М.М.* и др. Датировка проб лунного грунта из Моря Кризисов методом ^{39}Ar – ^{40}Ar // Геохимия. 1981. № 7. С. 970–980.

76. *Шмидт Г.Г.* Эволюция Луны: модель 1974 г. // Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 345–357.

77. *Щербак Н.П., Баргницкий Е.Н., Бибилова Е.В.* и др. Геохронология докембрия Украинского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. 1986. С. 8–37.

78. *Яковлев О.И., Косолапов А.И., Кузнецов А.В.* и др. Об аномальности некоторых физических свойств стекла, полученного при плавлении минералов в вакууме // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1973. № 6. С. 90–92.

79. *Яковлев О.И.* Ультраосновные и кислые породы Луны // Геохимия. 1977. № 12.

80. *Яковлев О.И., Парфенова О.В.* Зависимость летучих компонентов от кислотно-основных свойств расплавов горных пород // Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов горных пород и природных растворов. М.: Наука, 1982. С. 206–210.

81. *Ярошевский А.А., Абрамов А.В., Камениев Е.Е.* Геохимическая систематика, возможные генетические связи лунных магматических пород // Лунный грунт Моря Кризисов. М.: Наука, 1980. С. 196–219.

82. *Andersen C.A., Hinthorne J.R.* $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of individual mineral phases in Luna 20 material // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37, N 4. P. 745–754.

83. *Anderson A.T., Grewe A.V., Goldsmith J.R.* et al. Petrologic history of Moon suggested by petrography, mineralogy and crystallography // Science. 1970. Vol. 167, N 3918. P. 587–590.

84. *Anderson A.T.* The texture and mineralogy of Lunar peridotite, 15445, 10 // J. Geol. 1973. Vol. 81, N 2. P. 221–226.

85. *Anhaeusser C.R.* The geology of Jamestown Hills area of the Barberton Mountain Land S. Africa // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1972. Vol. 75, N 3. P. 14–25.

86. *Anhaeusser C.R., Robb L.J.* Regional and detailed field and geochemical studies of Archean trondhjemitic gneisses, migmatites and greenstone xenoliths in the southern part of the Barberton Mountain Land, South Africa // Precamb. Res. 1980. Vol. 11. P. 373–397.

87. *Aoki K., Shiba I.* Ni, Mn and Ca contents of lherzolite olivines of Itinome-data // J. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. and Econ. Geol. 1971. Vol. 66. P. 54–58.

88. *Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R.* Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario // J. Petrol. 1977. Vol. 18. P. 319–369.

89. *Arndt N.T., Francis D., Hynes A.J.* The field characteristics and petrology of Archean and Proterozoic komatiites // Canad. Miner. 1979. Vol. 17. P. 147–163.

90. *Arndt N.T.* Differentiation of komatiite flows // J. Petrol. 1986. Vol. 27. P. 279–301.

91. *Arndt N.T., Jenner G.A.* Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia // Chem. Geol. 1986. Vol. 56. P. 229–255.

92. *Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman I.* Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // *J. Petrol.* 1978. Vol. 19, pt 2. P. 289–316.
93. *Ashwal L.D., Morrison D.A., Phinney W.C.* Origin of Archean anorthosites: evidence from the Bad Vermilion Lake anorthosite Complex, Ontario // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1983. Vol. 82, N 2/3. P. 257–273.
94. *Baadsgaard H., Nutman A.P., Bridgwater D.* et al. The zircon chronology of the Akilia association and Isua supracrustal belt, West Greenland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 68, N 2. P. 221–228.
95. *Barker F., Arth I.G.* Generation of trondhjemitic – tonalitic liquidus and Archean bimodal trondhjemite basalt suites // *Geology.* 1976. N 4. P. 596–600.
96. *Barley M.E., Sylvester G.C., Groves D.I.* et al. Archean calc-alkaline volcanism in the Pilbara Block, Western Australia // *Precamb. Res.* 1984. Vol. 24, N 3/4. P. 285–319.
97. *Barton J.M., Hunter D.R., Jackson M.A., Wilson A.C.* Rb-Sr age and source of the bimodal suite of the Ancient Gneiss Complex, Swaziland // *Nature.* 1980. Vol. 283. P. 756–758.
98. *Barton J.M., Hunter D.R., Jackson M.P.A., Wilson A.C.* Geochronologic and Sr-isotopic studies of certain units with Barberton granite-greenstone terrane, Swaziland // *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 1983. Vol. 86, pt 2. P. 71–80.
99. *Bence A.E., Grove T.L., Schambos T.* Gabbros from mare crissima and analysis of the Luna 24 soil // *Geophys. Res. Lett.* 1977. Vol. 4. P. 493–496.
100. *Bickle M.J., Bettenay L.F., Boulter C.A.* et al. Horizontal tectonic interaction of the Archean gneiss belt and greenstones Pilbara Block, Western Australia // *Geology.* 1980. Vol. 8, N 11. P. 525–529.
101. *Bickle M.J., Bettenay L.F., Barley M.E.* et al. A 3500 Ma plutonic and volcanic calc-alkaline Province in the Archean east Pilbara Block // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1983. Vol. 84. P. 25–35.
102. *Black L.P., Noorbath S., Pankhurst R.J.* $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ whole rock age the Archean granulite facies metamorphic event in West Greenland // *Nature.* 1973. Vol. 225. P. 50.
103. *Blanchard D.P., Budahu J.R.* Remnants from the ancient lunar crust: clasts from consortium breccia 73255 // *Proc. X Lunar Sci. Conf.* 1979. P. 803–816.
104. *Boak J.L., Dymek R.F.* Metamorphism of the ca 3800 Ma supracrustal rocks at Isua, West Greenland: implication for early Archean crustal evolution // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59, N 1. P. 155–176.
105. *Bridgwater D., Keto L., McGregor V.R.* et al. Archean gneiss complex of Greenland // *Geology of Greenland / Ed. W.S. Watt, A.E. Escher.* Copenhagen: Grøn. geol. unders., 1976. P. 19–46.
106. *Brooks C., Hart S.R.* On the significance of Komatiite // *Geology.* 1974. Vol. 2. P. 107–110.
107. *Brown G.M., Emeleus C.H., Holland J.G.* et al. Petrology, mineralogy and classification of Apollo 15 mare basalts // *The Apollo 15 Lunar Sample.* Houston, 1972. P. 40–44.
108. *Brown E.H., Bradshaw J.Y., Mustoe G.E.* Plagiogranite and keratophyre on opjoolite of Fidalgo Island, Washington // *Bull. Amer. Geol. Soc.* 1979. Vol. 90, pt 1. P. 493–507.
109. *Bunch T.E., Keil K., Pimz M.* Mineralogy, petrology and chemistry of Lunar rocks 12039 // *Meteoritics.* 1972. Vol. 7(3). P. 235–255.
110. *Bunch T.E., Prinz M., Keil K.* Electron microprobe analyses of lithic fragments and glasses from Apollo 12 lunar samples // *Spec. Publ. Inst. Meteoritics, Dep. Geol. New Mex. Univ.* 1972. N 4. 14 p.
111. *Cadenhead D.A.* An Auger-ESCA study of Taurus-Littrow orange soil // *Origins of mare basalts and their implications for lunar evolution.* Houston, 1975. (ISI Contrib.; N 234). P. 20–24.
112. *Carlson R.W., Hunter D.R., Barker F.* Sm-Nd age and isotopic systematics of the bimodal suite, Ancient Gneiss Complex, Swaziland // *Nature.* 1983. N 305. P. 701–704.
113. *Chao E.C.T., Fahey J.J., Litter J.* et al. SiO_2 a very high pressure new mineral from Meteor Crater, Arizona // *J. Geophys. Res.* 1962. Vol. 67. P. 419–421.
114. *Condie K.C.* Archean magmatism and crustal thickening // *Bull. Amer. Geol. Soc.* 1973. Vol. 84, N 9. P. 2981–2992.
115. *Condie K.C., Hunter D.R.* Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 29. P. 389–400.
116. *Condie K.C.* Origin and early growth rate of continents // *Precamb. Res.* 1986. Vol. 32, N 4. P. 261–278.
117. *Crawford M.L., Weigand P.W.* Petrology of Luna-20 regolith from the Luna highlands // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. Vol. 37, N 4. P. 815–823.
118. *Delano J.W.* Pristine Lunar glasses: Criteria, data and implications: *Proc. XVI Lunar and Planet. Sci. Conf. Pt 2* // *J. Geophys. Res.* B. 1986. Vol. 91, N 4. P. 211–213.
119. *Dickey J.S.* Nickel-iron in Lunar anorthosites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 8(6). P. 387–392.
120. *Dowty E., Conrad G.H., Green J.A.* et al. Catalogue of Apollo 15 rare samples from stations 2 (st. George) 7 (Spur Crater), and 9a (Hadley Rille) // *Spec. Publ. Inst. Meteoritics, Dep. Geol. New Mex. Univ.*, 1973. N 8.
121. *Dowty E., Prinz M., Keil K.* Ferrous anorthosite: a widwsp read and distinctive lunar rock type // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 24(1). P. 15–25.
122. *Dowty E., Keil K., Prinz M.* et al. Meteorite free Apollo 15 crystalline KREEP // *Proc. VII Lunar Sci. Conf.* 1976. Vol. 2. P. 1833–1844.
123. *Drace M.J., Weill D.F.* Petrology of Apollo 11 sample 10071 a differentiated mini-igneous

complex // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1971. Vol. 13(1). P. 61.

124. *Dymek R.F., Albee A.L., Chodos A.A.* Comparative petrology of lunar cumulate rocks of possible primary origin: dunite 72415, troctolite 76535, norite 78235 and anorthosite 62237 // *Proc. VI Lunar Sci. Conf.* 1975. P. 301-341.

125. *Engelhardt W., Stengelin R.* Normative composition and classification of lunar igneous rocks and glasses. Lunar igneous rocks // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 42, N 2. P. 213-222.

126. *Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions P.K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1978. Vol. 42. P. 1199-1212.

127. *Gast P.W., Phinney W.C., Duke M.B.* et al. Apollo 17 Lunar samples: Chemical and petrographic description // *Science.* 1973. Vol. 182, N 4113. P. 659-672.

128. *Gay P., Bown M.G., Richson K.O.* Mineralogical studies of lunar rocks 12013, 10 // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 9(2). P. 124-126.

129. *Gerlach D.C., Leeman W.P., Avé Lallemant H.G.* Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canjon Mountain Ophiolite, Oregon // *Contrib. Mineral and Petrol.* 1981. Vol. 77. P. 82-92.

130. *Glass B.P.* High (60%) SiO₂ Lunar glasses // *Abstr. VII Lunar Sci. Conf.* 1976. P. 296-297.

131. *Glikson A.Y., Sheraton J.W.* Early precambrian trondhjemitic suites in Western Australia and North Western Scotland and geochemical evolution of shields // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1972. Vol. 17, N 1.

132. *Glikson A.Y.* Trace element geochemistry and origin of early Precambrian acid igneous series, Barberton Mountain Land, Transvaal // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. Vol. 40. P. 1261-1280.

133. *Glikson A.Y.* The missing Precambrian crust // *Geology.* 1979. Vol. 7. P. 449-454.

134. *Glikson A.Y.* Significance of the early Archaean mafic-ultramafic xenolith patterns // *Archaean geochemistry* / Ed. A. Kröner et al. B. etc., 1984. P. 262-282.

135. *Goodwin A.M.* Archaean volcanism in Superior Province, Canadian Shield // *Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap.* 1977. Vol. 16. P. 205-241.

136. *Green T.H., Brunfelt O.A., Heier K.S.* Rare earth element distribution in anorthosites and associated high grade metamorphic rocks, Lofoten-Vesteraalen, Norway // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1969. Vol. 7, N 2. P. 93-98.

137. *Green T.H., Ringwood A.E.* Genesis of the calc-alkaline igneous rocks suite // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1968. Vol. 18, N 2. P. 105-162.

138. *Green D.H., Ware N.C., Hibberson W.O.* et al. Experimental petrology of Apollo 12 basalts: pt 1, sample 12009 // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1971. Vol. 13(1). P. 85-96.

139. *Griffin N.L., Sundvoll B., Kristmannsdottir H.* Trace element composition of anorthosite plagioclase // *Ibid.* 1974. Vol. 24. P. 213-223.

140. *Gromet L.P., Silver L.T.* REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: implica-

tions for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs // *J. Petrol.* 1987. Vol. 28, pt 1. P. 75-125.

141. *Haggerty S.E., Boyd F.R., Bell R.M.* Iron-titanium oxides and olivine from 10020 and 10071 // *Science.* 1970. Vol. 164, P. 613-615.

142. *Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R.K.* et al. Sm-Nd dating of Onvervacht group volcanics, Southern Africa // *Nature.* 1979. Vol. 279, N 5711. P. 298-300.

143. *Hamilton P.J., O'Nions R.K., Bridgewater D., Nutman A.P.* Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62, N 2. P. 263-272.

144. *Henderson P., Fishock S.L., Lane J.G.* et al. Rare element abundances in rocks and minerals from the Fiskenaesset complex West Greenland // *Ibid.* 1976. Vol. 30, N 3. P. 37-49.

145. *Hess P.C., Rutherford M.J., Ryerson F.J.* Lunar granites: a discussion // *Abstr. VII Lunar Sci. Conf.* 1976. P. 364-366.

146. *Hlava P.F., Green J.A., Prinz M.* et al. Apollo 15 rake sample microbreccias and non-mare rocks: bulk rock mineral and glass electron microprobe analyses // *Spec. Publ. Inst. of Meteoritics. Dep. Geol. New Mex. Univ.* 1973. N 11.

147. *Hollister L.S., Kulick C.G.* Lunar 16 sample G 36: another crystalline product of an extremely mafic magma // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1972. Vol. 13(2). P. 312-315.

148. *Hubbard N.J., Gast P.W., Meyer C.* et al. Chemical composition of Lunar anorthosites and their parent liquids // *Ibid.* 1971. Vol. 13. P. 71-75.

149. *Hunter D.R., Barker F., Millard H.T. (Jr.).* The geochemical nature of the Archaean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland: A preliminary study // *Precamb. Res.* 1978. Vol. 7. P. 105-127.

150. *Hunter D.R., Barker F., Mullard H.T. (Jr.).* Geochemical investigation of Archaean Bimodal and Dwalile Metamorphic Suites, Ancient Gneiss Complex, Swaziland // *Ibid.* 1984. Vol. 24. P. 131-155.

151. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137-150.

152. *Jagoutz E., Dawson B., Spettel B.* et al. Identification of early differentiation processes of the Earth. Mainz, 1983.

153. *Jahn B.M., Glikson A., Peucat S.S.* et al. REE geochemistry and isotopic date of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Blocks Western Australia: implications for the early crustal evolution // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1981. Vol. 45. P. 1633-1652.

154. *Jahn B.M., Gruan G., Glikson A.* Komatiites of the Onvervacht Group, South Africa: REE geochemistry, Sm-Nd age and mantle evolution // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1982. Vol. 80. P. 25-40.

155. *James O.B., Hammarstrom J.G.* Petro-

- logy of four clasts from consortium breccia 73215 // Proc. VIII Lunar Sci. Conf. 1977. P. 2459–2494.
156. *Kieffer S.W., Phakey P.P., Christie J.M.* Shock processes in porous quartzite: transmission electron microscope observations and theory // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 59, N 1. P. 41–93.
157. *Komatiites (Allen and Unwin). L., 1982.* 520 p.
158. *Lapierre H., Albarede F., Albers I.* et al. Early Devonian volcanism in the Klamath Mountains, California: Evidence for an immature island arc // Canad. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22. P. 214–227.
159. *Laul J.C., Schmitt R.A.* Dunite 72417: A chemical study and interpretation // Proc. VI Lunar Sci. Conf. 1975. P. 1231–1254.
160. *Leo G.W.* Trondjemite and metamorphosed quartz keratophyre tuff of the Ammonoosuc Volcanism (Ordovician) western New Hampshire and adjacent Vermont and Massachusetts // Bull. Amer. Geol. Soc. 1985. Vol. 96. P. 1493–1507.
161. Longhi the origin of Lunar anorthosites // Workshop on ancient crusts of the terrestrial planets: LPI contrib. N 371. Houston, 1979. P. 92–94.
162. *Mc Gregor V.R., Mason B.* Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland // Amer. Miner. 1977. Vol. 62. P. 887–904.
163. *Mc Kay Q., Wasman H., Bansal B.M.* Petrology, chemistry and chronology of Apollo 14 – basalts // Proc. X Lunar and Planet. Sci. Conf. N.Y.; Toronto; Oxford: Pergamon press, 1987. P. 181–206.
164. *Mc Lennan S.M., Taylor S.R., Mc Gregor C.R.* Geochemistry of Archaean metasedimentary rocks from West Greenland // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. Vol. 48. N 1. P. 1–13.
165. *Meyer H.O., Boyd F.R.* Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds // Ibid. 1972. Vol. 36. N 11. P. 1255–1275.
166. *Minkin J.A., Thomson C.L., Chao E.C.T.* Apollo 16 white boulder consortium samples 67455 and 67475: petrologic investigation // Proc. VIII Lunar Sci. Conf. 1977. Vol. 2. P. 1967–1986.
167. *Moor J.C.* Petrology of deep-sea basalt near Hawaii // Amer. J. Sci. 1965. Vol. 263. P. 40–52.
168. *Moorbath S., O'Nions R.U., Pankhurst R.G.* The evolution of early precambrian crustal rocks at Isua, West Greenland – geochemical and isotopic evidence // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 27, N 2. P. 229–239.
169. *Muller H.W., Plieninger T., James O.B., Schaeffler O.A.* Laser probe Ar^{39} – Ar^{40} dating of materials from consortium breccia 73215 // Proc. VIII Lunar Sci. Conf. 1977. P. 2551–2565.
170. *Naldrett A.J., Turner A.R.* The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, Western Australia // Precamb. Res. 1977. Vol. 5. P. 43–103.
171. *Nesbitt R.W., Sun L.L.* Geochemistry of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low magnesian tholeiites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 31. P. 433–453.
172. *Nesbitt R.W., Sun S.S., Purvis A.C.* Komatiites: geochemistry and genesis // Canad. Miner. 1979. Vol. 17. P. 165–186.
173. *Nutman A.P., Allaart J.H., Bridgwater D.* et al. Stratigraphical and geochemical evidence for the depositional environment of the early Archaean Isua supracrystal belt, Southern West Greenland // Precamb. Res. 1984. Vol. 25. P. 265–396.
174. *Nutman A.P., Brdgwater D.* Early Archaean Amitsoq tonalites and granites of the Isukasia area, Southern West Greenland: development of the oldest-known sial // Contrib. Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 94. P. 137–148.
175. *Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J.* Rb-Sr study of lunar dunite and evidence for early lunar differentiates // Proc. VI Lunar. Sci. Conf. 1975. P. 1467–1489.
176. *Prinz M., Bunch T.E., Keil K.* Electron microprobe analyses of lithic fragments and glasses from Apollo 11 Lunar samples // Spec. Publ. Inst. Meteoritics Dep. Geol. 1971. N 2. P. 14.
177. *Prinz M., Nehry C.E., Kurat G.* et al. Electron microprobe analyses of lithic fragments, glasses, chondrules, and minerals in Apollo 14 samples // Ibid. 1973. N 6. P. 1–38.
178. *Quick J.E., Albee A.L., Ma M.-S.* et al. Chemical composition and possible immiscibility of two silicate melts in 12013 // Proc. VIII Lunar Sci. Conf. 1977. P. 2153–2189.
179. Rare-earth-element geochemistry / Ed. P. Henderson, Amsterdam etc., 1984. 510 p.
180. *Rhodes J.M., Hubbard N.J.* Chemistry, classification and petrogenesis of Apollo 15 mare basalts // Proc. IV Lunar Sci. Conf. 1973. Vol. 2. P. 1127–1148.
181. *Ringwood A.E.* Origin of the Moon: the precipitation hypothesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 8. P. 131–140.
182. *Ringwood A.E., Essen E.* Petrogenesis of Lunar basalts and origin of the Moon // Science. 1970. Vol. 167. P. 607–610.
183. *Robb L.J., Barton J.M., Kable E.J.D.* et al. Geology, geochemistry and isotopic characteristics of the Archaean Kaap Valley pluton, Barberton Mountain Land, South Africa // Precamb. Res. 1986. Vol. 31, N 1. P. 1–36.
184. *Robb L.J., Anhausser C.R.* Chemical and petrogenetic characteristics of Archaean tonalite-trondhjemite gneiss pluton in the Barberton Mountain Land // Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 1983. Vol. 9. P. 103–116.
185. *Roedder E., Weiblen P.W.* Composition variation in the late stage in the lavas, as indicated by silicate melt inclusions // Proc. VIII Lunar Sci. Conf. 1977. P. 1767–1783.
186. *Ryder G.* Lunar sample 15405: remnant of a KREEP basalt-granite differentiated pluton // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 29, N 2. P. 255–268.
187. *Shin C.Y., Nyquist L.E., Bogard D.D.* et al. Chronology and petrogenesis of a 1.8 g lunar granitic clast: 14321, 1062 // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. Vol. 49. P. 411–426.
188. *Simkin T., Smith Y.V.* Minor-element

distribution in olivine // *J. Geol.* 1970. Vol. 78, N 3. P. 304–325.

189. *Simmons E.C., Hanson G.N.* Geochemistry and origin of Massif-type Anorthosites // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1978. Vol. 66. P. 119–135.

190. *Simmons E.C., Hason C.N., Zumbers S.B.* Geochemistry of the Shawnee anorthosite complex, Kapuskasing structural Zone Ontario // *Precamb. Res.* 1980. Vol. 11. P. 43–71.

191. *Sleep N.H., Windley B.F.* Archean plate tectonics: constraint and inferences // *J. Geol.* 1982. Vol. 90, N 4. P. 363–379.

192. *Snoke A.W., Quick J.E., Bowman H.R.* Bear Mountain igneous complex, Klamath Mountains, California: an ultrabasic to silicic calc-alkaline suite // *J. Petrol.* 1981. Vol. 22, pt 4. P. 501–552.

193. *Steele I.M., Smith J.V.* Mineral and bulk composition of three fragments from Luna 16 // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 13(2). P. 323–327.

194. *Stoeser D.B., Marvin U.B., Wood J.A.* et al. Petrology of a stratifical boulder from South massif // *Proc. V Lunar Sci. Conf.* 1975. Vol. 1. P. 355–377.

195. *Stoffler D.* Coesite and stishovite in shocked crystalline rocks // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 23. P. 5474–5488.

196. *Stolz G.W., Nesbitt R.W.* The komatiite nickel sulfide Association at Scotia: a petrochemical investigation of the ore environment // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 6. P. 1480–1502.

197. *Sun S.S., Nesbitt R.W.* Petrogenesis of Archean ultramafic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1978. Vol. 65. P. 301–325.

198. *Taylor A.L., Ma O.H.K., Bell P.M.* et al. β -FeOOH, akaganeite, in lunar rocks // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1974. Vol. 1, N 6. P. 743–748.

199. *Taylor S.K.* Lunar science: a post-Apollo view N.Y. // *Proc. X Lunar and Planet. Sci. Conf.* N.Y.: Toronto; Oxford: Pergamon press, 1979. P. 181–206.

200. *Taylor S.R., Mc Lennan S.M.* Chemical relationships among irghizites, Lhamanshinites, Australites tektites and Henbury impact glasses // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1979. Vol. 43, N-9. P. 1551–1564.

201. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks // *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.* 1969. Vol. 2. P. 221–244.

202. *Viljoen R.P., Viljoen M.J.* Geological and geochemical significance of the upper formations of the Onverwacht Group // *Ibid.* P. 113–152.

203. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* The geological and geochemical evolution of the Onverwacht volcanic group of the Barberton mountain land // *Ibid.* Vol. 2. P. 9–28.

204. *Warner R.D., Taylor G.J., Mansker W.L., Keil K.* Clast assemblages of possible deep-seated (77517) and immiscible-melt (77538) origin in Apollo 17 breccias // *Proc. IX Lunar Sci. Conf.* 1978. P. 941–958.

205. *Warren P.H., Wasson J.T.* Pristine nonmare rocks and the nature of the lunar crust // *Proc. VIII Lunar Sci. Conf.* 1977. P. 2215–2235.

206. *Warren P.H., Taylor G.J., Keil K.* et al. Petrology and chemistry of two "large" granite clasts from the Moon // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 64. P. 175–185.

207. *Wasson I.T., Bounton W.V., Sunberg L.L.* et al. Volatile compounds released during Lunar lava – fountaining // *Lunar Science. VII: Abstr. Houston, 1976.* P. 320.

208. *Windley B.F.* Anorthosites of Southern West Greenland // *Geol. unders.* 1969. N 75. P. 1–29.

209. *Wood J.A.* Petrology of the Lunar soil and geophysical implications // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75, N 32. P. 6497–6513.

210. *Wyllie P.J., Huang W.-L., Stern C.P., Maa-loe S.* Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences // *Canad. J. Earth Sci.* 1976. Vol. 13, N8. P. 1007–1019.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Сравнительный Анализ лунных и земных минералов и стекол. <i>Д.И. Фрих-Хар, Н.А. Ашихмина, О.А. Богатилов, Р.В. Боярская, В.М. Волкова, А.И. Горшков, Е.Н. Лубнин, Ю.Я. Томашпольский, Н.Г. Удовкина</i>	5
Минералы и стекла Луны – индикаторы флюидного режима лунного магматизма.	5
Геохимические особенности земных и лунных минералов и стекол	9
Восстановленные элементы внутри земных и лунных магматических минеральных зерен и стекол	9
Восстановленные элементы в лунном реголите и земном аналоге при нагреве в атмосфере водорода	13
О содержании хрома в земных и лунных оливинах	15
Стеклообразование на Земле и на Луне.	18
Полидисперсность земных и лунных природных стекол – показатель полидисперсности магм	18
Эндегенные "анхимономинеральные" стекла на Земле и на Луне	22
Минералы и стекла – индикаторы условий криповзрывного магматизма на Земле и Луне	31
Химические критерии эндогенной и экзогенной природы кольцевых взрывных структур Земли и Луны	31
О метастабильном формировании высокобарных минералов в Аризонской структуре	40
Об условиях формирования минералов и стекол Жаманшинской структуры	43
Об импактных стеклах анортозитового состава на Луне	47
Сравнительный анализ видового состава земных и лунных магматических пород. <i>О.А. Богатилов, В.И. Гоньшакова, Д.И. Фрих-Хар</i>	49
Систематика и классификация лунных магматических пород	49
Принципы систематики и классификации	49
Общая систематика	50
Классификация пород основного состава	53
Сравнительный анализ видового состава лунных и земных магматических пород основного состава.	57
Формационный анализ лунных магматических пород. <i>В.И. Гоньшакова, О.А. Богатилов, В.Н. Бондаренко, В.Я. Герасименко, Д.И. Фрих-Хар</i>	63
Сравнительный анализ магматических дифференциатов Луны и их древнейших земных аналогов. <i>О.А. Богатилов, Д.З. Журавлев, И.С. Красивская, И.С. Пухтель, А.В. Самсонов, А.К. Симон, М.К. Суханов, Н.Г. Удовкина, Д.И. Фрих-Хар</i>	72
Древнейшие кислые магматические породы Земли и Луны	73
Древнейшие кислые породы Земли	73
Ранние кислые магматиты фанерозойских складчатых областей	119
Кислые породы Луны	131
Древнейшие ультраосновные породы Земли и Луны	153
Ультрабазиты докембрийских зеленокаменных поясов.	153
Ультраосновные породы Луны	169
Эволюция древнейшего ультраосновного магматизма Земли и Луны	173
Анортозиты Земли и Луны	175
Анортозит-норит-троктолитовая формация Луны	176
Эволюция анортозитового магматизма в истории Земли	179
Габбро-анортозитовая формация Земли	182

CONTENTS

Introduction	3
Comparative study of lunar and terrestrial minerals and glasses. <i>D.I. Frikh-Khar, N.A. Ashikhmina, O.A. Bogatikov, R.V. Bojarskaja, V.M. Volkova, A.I. Gorshkov, E.N. Lubnin, Yu.Ja. Tomashpolskij, N.G. Udovkina</i>	5
Minerals and glasses of the Moon as indicators of fluid regime of lunar magmatism	5
Geochemical features of terrestrial and lunar minerals and glasses	9
Reduced components inside terrestrial and lunar magmatic mineral grains and glasses	9
Reduced components in lunar regolith and in terrestrial analog during the heating in H ₂ -atmosphere	13
On the Cr-content in terrestrial and lunar olivines	15
Glzssformation on the Earth and the Moon	18
Multidispersion of terrestrial and lunar natural glasses as an indicator of multidispersion of magmas	18
Endogenic submonomineralic glasses on the Earth and the Moon	22
Minerals and glasses as the indicators of cryptoexplosion activity environments on the Earth and the Moon	31
Chemical criteria of endogenic and exogenic nature of the ring explosive structures on the Earth and the Moon	31
On the metastable formation of high-pressure minerals in the Arizona structure	40
On the formation conditions of minerals and glasses in the Zhamanshin structure	43
On the impact glasses of anorthosite composition on the Moon	47
Comparative study of specific composition of terrestrial and lunar magmatic rocks. <i>O.A. Bogatikov, V.I. Gonshakova, D.I. Frikh-Khar</i>	49
Systematics and nomenclature of lunar magmatic rocks	49
Principles of systematics and classification	49
General systematics	50
Mafic rocks classification	53
Comparative study of specific composition of lunar and terrestrial mafic rocks	57
Formation analysis of lunar magmatic rocks. <i>B.I. Gonshakova, O.A. Bogatikov, V.H. Bondarenko, B.Ja. Gerasimenko, D.I. Frikh-Khar</i>	63
Comparative study of lunar magmatic differentiates and their ancient terrestrial analogies. <i>O.A. Bogatikov, D.Z. Zhuravlev, I.S. Krasivskaja, I.S. Pukhtel, A.V. Samsonov, A.K. Simon, M.K. Sukhanov, N.G. Udovkina, D.I. Frikh-Khar</i>	72
Ancient felsic magmatic rocks on the Earth and the Moon	73
Ancient felsic terrestrial rocks	73
Early felsic magmatites of Phanerozoic fold areas	119
Felsic rocks on the Moon	131
Ancient ultramafic terrestrial and lunar magmatic rocks	153
Ultrabasics of Precambrian greenstone belts	153
Ultramafic rocks on the Moon	169
The evolution of ancient ultramafic magmatism on the Earth and the Moon	173
Anorthosite-norite-troctolite formation of the Moon	175
Evolution of anorthosite magmatism in the Earth's history	176
Gabbro-anorthosite formation on the Earth	179

Comparative petrochemical study of terrestrial and lunar anorthosite associations	182
High-Al eclogites as a probable metamorphic analog of the lunar rocks	186
Main stages of tectono-magmatic evolution of the Earth's group planets. O.A. Bogatikov, V.I. Gonshakova, A.K. Simon, D.I. Frikh-Khar	193
Conclusions	203

Научное издание

МАГМАТИЗМ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

Опыт сравнительного анализа

*Утверждено к печати
Межведомственным
Петрографическим комитетом
АН СССР*

Художественный редактор *В.В. Алексеев*

Технический редактор *Н.М. Бузова*

Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 40134

Подписано к печати 13.02.90. Т—01426
Формат 70 X 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 17,6 + 1,6 вкл. Усл.кр.-отт. 19,5
Уч.-изд.л. 21,8. Тираж 600 экз.
Тип. зак. 40. Цена 4 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

4 р. 40 к.

5245