
Н.Ф.ШИНКАРЕВ

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ
МАГМАТИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ**

Мелкоке уял Ё.

Н. Ф. Шинкарев

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

05481



ЛЕНИНГРАД
«НЕ Д Р А»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1978



Шинкарев Н. Ф. Происхождение магматических формаций. Л., «Недра», 1978. 304 с.

В книге обобщены результаты изучения магматических формаций различных геоструктур Земли. Приведена характеристика главных типов океанических и континентальных магматических ассоциаций пород; среди последних традиционно выделены интрузивные и вулканогенные комплексы, имеющие геохронологическую привязку по отношению к этапам геосинклинального развития, постконсолидационной активизации и платформенным периодам.

Геологические, петрографические и другие эмпирические данные о магматических формациях приведены не в исчерпывающем изложении, но в объеме, достаточном для постановки и разъяснения ряда вопросов происхождения ассоциаций пород. В то же время обоснование глубинных и близповерхностных процессов петрогенезиса осуществлено на основе большого экспериментального и аналитического материала. Такой подход к изучению магматических образований позволил критически пересмотреть некоторые гипотезы образования изверженных горных пород и принять те из них, которые соответствуют физико-химическому и геохимическому понятию модели.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля, изучающих процессы магматизма, и может быть полезна студентам старших курсов геологических факультетов вузов.

Табл. 45, ил. 73, список лит. 329 назв.

Знание физиографических особенностей пород и умение диагностировать и определять их место в химико-минералогических классификациях еще недостаточно для правильного понимания процессов их происхождения. Чаще всего ошибки в генетической интерпретации геологических явлений наблюдаются вследствие того, что в породах лучше сохраняются минеральные ассоциации поздних стадий их формирования, чем более ранних, сильно затушеванных вторичными процессами. Неоднозначными при решении вопросов происхождения магматических продуктов являются и полевые геологические данные, поскольку в большинстве случаев исследователь имеет дело с результатами тех или иных процессов, но не с их реальным проявлением.

Таким образом, описательный материал даже при тщательном изложении имеет отпечаток субъективных представлений исследователя и влияния определенной школы. Корректировка полевых и петрографических данных и определение степени вероятности намеченных генетических схем образования изверженных горных пород осуществляются экспериментальным моделированием синтетических систем, близких к аналогичным природным объектам. Эту трудоемкую работу ведут многочисленные лаборатории, однако использование экспериментального материала при анализе эмпирических данных еще явно недостаточно. В ряде исследований были сделаны попытки систематизации экспериментального физико-химического материала и показаны возможности его применения к природным образованиям [151, 164,

233, 258]. Однако после этого осуществлено много оригинальных исследований, которые значительно расширили наши представления о генезисе не только отдельных типов горных пород, но и их природных ассоциаций. Наряду с экспериментальным моделированием в настоящее время стали шире использоваться аналитические данные вообще. Эта в целом положительная тенденция в развитии петрологии имеет иногда и отрицательные результаты. В частности, ошибки в построении петрогенетических схем возможны из-за неограниченно широкого применения опытных данных или применения аналитических материалов лишь в иллюстративном плане. Именно последний недостаток очевиден при широком использовании вариационных диаграмм, основанных на пересчете по методу А. Н. Заварицкого, и других графических построений, которые лишь отражают черты сходства и различия пород, но не вскрывают причин, объясняющих эти различия.

Некорректное использование опытных данных имеет более ощутимые отрицательные последствия. В качестве примера субъективного подхода к аналитическому материалу можно привести распространение взглядов о метасоматическом генезисе ультраосновных пород Урала в конфокальных интрузиях. Это мнение, впервые выдвинутое Н. М. Успенским, было основано на полевых и физиографических доказательствах метасоматических эффектов в некоторых гипербазитах и подкреплено данными по результатам изучения синтетической системы $MgO - SiO_2 - H_2O$. В частности, опытные данные демонстрировали сильную летучесть кремнезема в гидротермальных условиях и способность газовых водных растворов (в зависимости от пересыщенности или недосыщенности кремнеземом) производить серию субсолидусных превращений оливина в пироксен или пироксена в оливин. Не оправданное с геологической и петрографической точек зрения расширенное понимание роли процессов автометаморфических преобразований в ультраосновных породах привело к укоренению взгляда о метасоматической природе ультраосновных альпийнотипных интрузий, конфокальных сложных плутонов и даже псевдостратифицированных платформенных образований. В целом же это не подтверждается данными геологии, петрографии и экспериментальной петрологии.

Другим примером аналитических данных, имеющих большое иллюстративное значение, но до последнего времени оценивавшихся поверхностно, является бимодальное распределение магматических пород с различным содержанием кремнезема. Согласно данным, приведенным В. Ричардсоном и Г. Снисби, наиболее распространенными на материках являются 2 типа пород, содержащих в своем составе 52,5 и 73% SiO_2 . Позднее Ф. Чейз [259] показал, что среди пород океанического типа наиболее развиты базальты и трахиты. Эти данные послужили

основанием для вывода о сомнительности формирования серий изверженных пород путем кристаллического фракционирования, поскольку промежуточные члены серий пород развиты незначительно. Лишь недавно стало известно, что при процессах селективного плавления образующиеся жидкости выплавляются из эвтектических точек природных систем дискретно и это обуславливает контрастный состав магм, рождающихся из одного источника.

Высказанные положения свидетельствуют о том, что только синтетическое применение данных полевой геологии, петрографического описания и химизма совместно с физико-химическими материалами позволяет рассматривать проблемы генезиса изверженных пород. Еще в большей степени эта комплексность изучения требуется при обсуждении вопросов происхождения ассоциаций горных пород, которые в советской литературе получили название магматических формаций. Распространенный взгляд на магматическую формацию как естественную ассоциацию горных пород, обладающих общностью петрохимии и минерального состава, сходной металлогенической специализацией и приуроченностью к определенным типам геологических структур [98], не является полным. Основатель учения о магматических формациях Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, описывая разновозрастные ассоциации изверженных и вулканических пород, неоднократно выдвигал идею о генетической связи пород внутри формации. А. А. Полканов также настойчиво подчеркивал общность процессов происхождения «естественных рядов горных пород», возникающих в геосинклинальных и платформенных условиях. Несомненно, раскрытие генетической связи ассоциаций пород является важнейшим достижением полевой и экспериментальной петрологии и одновременно каркасом построения любых моделей, увязывающих происхождение магм и их эволюцию.

Проблемы происхождения магматических формаций тесно переплетаются с вопросами генезиса тех геотектонических элементов, в которых размещаются изверженные горные породы. Общие вопросы взаимосвязи петрологии изверженных пород и геотектоники являются еще более сложными и оформляются в самостоятельную науку — глубинную геологию и геологическую петрологию. Специально эти вопросы при описании магматических формаций автором не освещались. Однако само расположение описываемого материала уже свидетельствует о принятии известных тектонических предпосылок. Существует много геологических и петрологических данных, которые позволяют рассматривать океанический тип коры как слабо дифференцированную геологическую структуру, на которой развиваются ячейки континентальных образований геосинклинального типа. Геосинклинальная система преобразуется со временем в платформенные структуры и щиты.

Эти стабильные геологические образования могут подвергаться тектонической активизации, крайним проявлением которой может быть возникновение коры океанического типа. Значительным фоном цикличности является характер магматических образований во время формирования тех или иных геотектонических структур. На океанической стадии преобладают основные и ультраосновные породы при незначительном распространении кислых дифференциатов базальтовых расплавов. Геосинклинальная стадия также начинается с образования основных магм, ультраосновных интрузий и протрузий, однако позднее и, вероятно, не в связи с ростом земной коры и с сиалической контаминацией, а в связи с плавлением эклогита появляются андезитовые магмы и кальциево-щелочные плутонические комплексы. Мощный вывод тепла с глубин, больших, чем в начальные стадии развития магматизма геосинклинали, обуславливает интенсивный плутонометаморфизм геосинклинальных образований. Сопутствующие этому процессу анатектические явления и процессы частичного плавления ранних магматических пород обуславливают еще большую дифференциацию вещества в верхних частях коры и мантии. Одновременно медленная кристаллизация глубинных магматических масс в условиях мощной коры приводит к появлению лейкократовых остаточных продуктов.

Консолидированные складчатые сооружения могут вовлекаться в новые тектонические движения, которые являются отголоском интенсивных мантийно-коровых преобразований. Этот процесс тектоно-магматической активизации сопровождается резким усилением контрастности строения «гранитного» и «базальтового» слоев земной коры по латерали, изменением положения поверхности Мохоровичича и внедрением огромных масс основных магм, несколько более глубинных, судя по очагам рождения, чем геосинклинальные. Однако эти магмы обычно испытывают сиалическую контаминацию, что обуславливает наряду с процессами дифференциации широкий спектр составов изверженных пород.

Складчатые сооружения геосинклинального типа могут превращаться в платформу и лишь после этого в ряде случаев испытывать активизацию. Трапповый магматизм платформ, кимберлиты и сложные щелочные образования являются магматическими формациями такой стадии. Пока остается неясным, с чем связан относительно «кислый» состав трапповых образований, наблюдаемый на всех платформах. Возможно, это обусловлено выплавлением базальтового материала из молодифференцированного мантийного вещества, конвективно перемещенного под стабильные участки земной коры. Другим вероятным путем создания кварц-толеитовых базальтовых расплавов на платформах является дифференциация первичных оливинных базальтов в промежуточных очагах коры.

Наиболее глубинными по области рождения являются щелочно-ультраосновные комплексы щитов и платформ. С этим типом магм нередко связаны стадии зарождения и развития рифтоподобных тектонических структур, которые, возможно, являются переходными к новому циклу «океанизации» континентальных образований.

Несомненно, на современном уровне знаний невозможно конкретное сопоставление многочисленных реальных тектонических структур и типов магматических формаций. Не наступило также время для создания динамической модели, увязывающей магматические и тектонические процессы. Однако это не препятствует обсуждению многих других аспектов происхождения магматических ассоциаций. Главная задача книги и заключается в том, чтобы показать на относительно небольшом числе примеров методы подхода к полевому и петрографическому материалу при обсуждении вопросов происхождения изверженных горных пород. Для ряда магматических комплексов, несмотря на противоречивость точек зрения по поводу их генезиса, уже сейчас можно привести новый материал, который способствует лучшему пониманию вопроса или стимулирует его изучение.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА

Несмотря на то что океаны занимают значительно большую часть земной поверхности, чем континенты, геологическое строение структур океанической коры и состав слагающих их пород оставались до последнего времени слабо изученными. Однако даже исследование океанического обрамления и вулканических островов показывало, что многие проблемы развития земной коры и общие вопросы петрогенезиса магматических пород не могут быть расшифрованы без понимания геологических процессов, происходящих на огромных пространствах океанических равнин и срединно-океанических хребтов. В последние годы проведены значительные работы по изучению проб образцов, поднятых драгированием в различных участках Мирового океана, что позволило подойти к пониманию общей структуры океанического дна, оценить распространенность главных петрографических типов пород и в ряде случаев осмыслить их генетические взаимоотношения.

Многочисленные данные зарубежных и советских исследователей показывают, что среди изверженных пород океанических впадин и внутриокеанических хребтов может быть выделено несколько групп:

1) оливиновые толеиты, наиболее распространенные в структуре океанов;

2) щелочные базальты, развитые на океанических островах и по значимости уступающие оливиновым толеитам;

3) ультрамафические породы, сходные с альпинотипными ассоциациями континентальных регионов;

4) ассоциации основных плутониче-

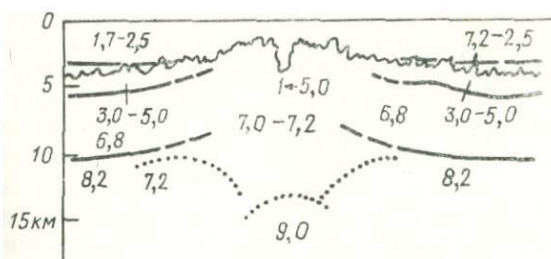


Рис. 1. Схематический профиль срединно-океанического хребта по обобщенным данным глубинного сейсмического зондирования [50].

Цифры — скорости продольных сейсмических волн (км/сек).

ских пород, напоминающие «псевдостратифицированные комплексы» континентов.

Выделенные разновидности занимают различное положение в структуре океанической коры, в том числе в наиболее вскрытой ее части — срединно-океанических хребтах. Последние согласно новейшим данным топографии, геофизики и петрографии обладают зонально-слоистым строением (рис. 1). Осадочные породы формируют первый сейсмический слой, приуроченный к абиссальным равнинам и флангам хребтов. Он либо имеет весьма небольшую мощность, либо местами отсутствует. Второй слой слагает ложе океана и основные элементы океанических хребтов; он представлен свежими базальтами и вулканогенно-осадочными образованиями. Наконец, третий слой вскрывается в глубоководных желобах и поднятых блоках, ограниченных тектоническими нарушениями, пересекающими срединно-океанические хребты. В составе этого слоя участвуют plutонические образования третьей и четвертой петрографических групп, отмеченных выше.

Около 70 лет назад вблизи рифа Провидения впервые были подняты образцы базальтов. С тех пор многочисленные станции в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах поставляли материал, характеризующий вулканические породы срединно-океанических хребтов до глубин 4500 м ниже уровня моря. Несмотря на это, многие закономерности, касающиеся провинциальных особенностей базальтоидных образований, а также распределения типов пород в вертикальном и латеральном разрезах срединно-океанических хребтов, остаются неизвестными.

ТОЛЕИТОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ СРЕДИННО- ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В петрографическом отношении большинство вулканических пород является свежими; в них наряду с фенокристаллами и микролитами обычно присутствует стекло. Порфиновые выделения представлены пироксеном авгитового состава, оливином и плагноклазом. Обращает на себя внимание флюидално-полосчатая текстура некоторых базальтовых пород с чередованием

слоев мощностью 4—6 см, что свидетельствует о значительной текучести лав на больших глубинах. Д. С. Коржинский [86] одним из первых произвел сравнение стекловатых базальтов срединно-океанического хребта Индийского океана с образцами базальтов Камчатки и спилитами континентальных районов СССР. В результате им сделан вывод, позднее подтвержденный другими исследователями, о том, что при извержении базальтов в морскую среду спилитизация не имела места. Количественные оценки распространенности базальтовых пород в пределах океанических хребтов пока не совсем точны, однако есть указания [266], что они составляют 70% осевой части и флангов хребтов в Индийском океане.

В химическом отношении наблюдаются довольно значительные вариации состава базальтов не только в пределах различных океанов и хребтов, но и в локально взятых пробах. В одной из первых обобщающих работ по химизму базальтов океанических хребтов выделена группа так называемых «океанических или абиссальных толеитов» [265], которые характеризуются низким содержанием K_2O и TiO_2 , суммарного железа, P_2O_5 и низким отношением Fe_2O_3/FeO , одновременно в них фиксируется довольно высокое содержание CaO и резко повышенное отношение Na/K . В этой группе базальтов низки концентрации и менее распространенных элементов — Ba , Rb , Sr , Pb , Th , U и Zr . Впоследствии некоторые петрохимические особенности океанических базальтов, указанные выше, получили подтверждение. Одновременно были намечены черты сходства этих пород не только с толеитами, но и с высокоглиноземистыми и субщелочными образованиями.

В табл. 1 приведены химические составы базальтов срединно-океанических хребтов. Базальты в пределах Срединно-Атлантического хребта в большинстве случаев недосыщены кремнеземом и содержат от 6 до 14,5% нормативного оливина; наряду с этим здесь встречаются высокоглиноземистые и слегка пересыщенные кремнеземом разновидности. «Малокалиевые базальты» из срединно-океанического хребта Индийского океана, согласно К. Дж. Энгелю и Р. Л. Фишеру [266], содержат больше кремнезема, однако по ряду параметров они весьма сходны с базальтами других океанов и со средним составом базальтов, рассчитанным Дж. Канном по выборке из 94 анализов. В среднем составе отмечаются пониженные содержания K_2O , TiO_2 и P_2O_5 и относительно высокие — Al_2O_3 , особенно для афировых пород.

Ряд исследователей, и особенно Л. В. Дмитриев [50], рассматривает океанические базальты хребтов как наименее дифференцированный тип базальтовой магмы. Общим и очевидным основанием для такого заключения являются наличие тонкой коры в пределах океанов и малая вероятность сиалической контаминации. На диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные

Химические составы (вес. %) базальтов
срединно-океанических хребтов [258, 266, 74]

Окислы	Океанический толент		Высоко-глиноземистый базальт	Базальт		
	20°40' ю. ш., 13°16' з. д., г.л. 2910 м	28°53' с. ш., 43°20' з. д., г.л. 3566 м		28°54' с. ш., 43°20' з. д., г.л. 3566 м	45°44' с. ш., 28°44' з. д., г.л. 3600 м	Индийский океан
SiO ₂	49,20	49,27	47,94	48,65	50,67	49,61
TiO ₂	2,03	1,26	0,75	1,44	1,24	1,43
Al ₂ O ₃	16,09	15,91	17,45	15,99	16,60	16,01
Fe ₂ O ₃	2,72	2,76	1,21	2,18	1,33	11,49
FeO	7,77	7,60	8,47	6,19	7,37	
MnO	0,18	0,13	0,13	0,15	0,16	0,18
MgO	6,44	8,49	10,19	9,66	8,02	7,84
CaO	10,46	11,26	11,26	11,52	11,58	11,32
Na ₂ O	3,01	2,58	2,37	2,71	2,75	2,76
K ₂ O	0,14	0,19	0,09	0,57	0,16	0,22
P ₂ O ₅	0,23	0,13	0,08	0,21	0,11	0,14
H ₂ O ⁺	0,70	0,35	0,23	0,75	—	—
H ₂ O ⁻	0,95	0,51	0,15	0,30	—	—
Сумма	99,92	100,44	100,32	100,32	—	—

точки океанических базальтов располагаются в пределах овала, характеризующего составы родоначальных магм разнообразных вулканических провинций мира (рис. 2). Этот вывод, однако, не должен означать, что океанические базальты не испытывают процессов магматической дифференциации. Материалы драгирования с различных отметок склонов хребтов, а также данные бурения на дне океанических долин свидетельствуют о вариациях в минералогии и химизме базальтовых потоков океанического дна. Дж. Канн [74] методом многомерного статистического анализа установил, что встреченные вариации отражают кристаллизационное фракционирование минеральных фаз на высоких, внутрикоровых уровнях. Нахождение анортозитовых габбро и дунитоподобных скоплений в базальтах, возможно, подтверждает этот вывод. Совместные находки базальтов и андезитов в одних и тех же пробах, по мнению С. Р. Харта [223], также могут объясняться моделями дифференциации путем фракционирования твердых фаз с некоторым усложнением этого процесса.

В данном случае путем вычитания 30% плагиоклаза (An₈₀), 22% моноклинного пироксена, 8% оливина (Fo₈₀) и 2,3% титаномагнетита из толеита можно получить андезитовый состав. При этом осуществляется хорошая сходимость реальных и вы-

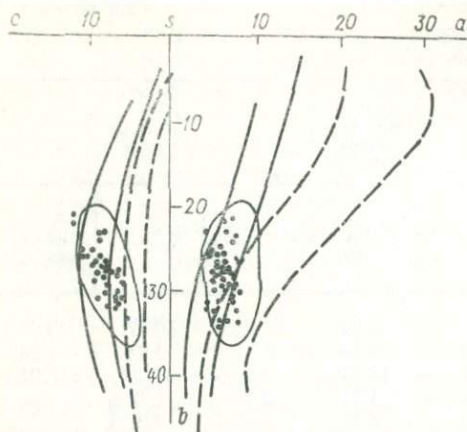


Рис. 2. Составы базальтов срединно-океанических хребтов (точки) и вариационные линии серий кристаллизационной дифференциации, по А. Н. Заварицкому [50].

ший до поверхности диапир мантии, который вследствие малой степени плавления на ранней стадии прекратил свое движение к поверхности, но впоследствии при повышении температуры, мог частично расплавиться с образованием андезитового расплава. Аномальное содержание K_2O и H_2O в андезитах можно объяснить, привлекая иные механизмы перераспределения окислов, например переносом их в газовой фазе.

ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛТЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Во внутренних и внешних частях различных океанов, располагаясь в целом независимо от простираения структур срединно-океанических хребтов, находятся вулканические острова, в которых наиболее молодыми излившимися породами являются субщелочные и щелочные ассоциации, по преимуществу базальт-трахитового состава. Они известны давно и изучались многими исследователями. В Атлантическом океане наибольшее внимание привлекали щелочные базальты и более экзотические вулканиты, например нефелиниты островов Св. Елены, Азорских, Канарских, Тристан-да-Кунья и Тринидад (рис. 3). Классические описания существуют для щелочных вулканитов островов Тихого океана (Таити, Гавайи, Галапагосских и др.). В Индийском океане к востоку от Мадагаскара, на островах Родригес, Маврикий и Реюньон, наряду со щелочными базальтами встречены и описаны муджиериты и фонолитовые трахиты.

Как следует из перечисления, вулканические образования представлены не только базальт-трахитовой ассоциацией, но и

численных составов по всем компонентам, кроме K_2O и H_2O . Последние присутствуют в реальных андезитах в количестве, вдвое большем, чем в вычисленном составе. По-видимому, появление таких крайних дифференциатов, как андезиты, богатые железом, с аномально высокими содержаниями K_2O и H_2O , требует несколько иных моделей образования, чем кристаллизационная дифференциация. С. Р. Харт предполагает, что веществом, необходимым для появления таких магм, мог быть первоначально не дошед-

породами более резко выраженного щелочного характера, например нефелинитовыми лавами Тринидада, базанитовыми фолитами Таити. На некоторых островах (например, Тристан-да-Кунья, Кергулен) присутствуют вулканические породы с очень высоким отношением K_2O/Na_2O .

Не останавливаясь на минералогических и химических особенностях щелочных вулканитов внутриокеанических островов, которые подробно охарактеризованы в других работах, целесообразно рассмотреть некоторые геохимические вопросы, проливающие свет на взаимоотношения щелочных магм и оливиновых толеитов, а также на их общую связь с первичным мантийным материалом.

Необходимо отметить, что при определении генезиса базальт-трахитовых ассоциаций Н. Л. Боуэн считал главным процессом в образовании щелочных пород из первичной базальтовой магмы кристаллизационное фракционирование. Другие исследователи (например, Р. Дэли) подчеркивали ведущую роль воды при дифференциации магмы в протяженных магматических каналах. В настоящее время оба процесса можно рассматривать в единой модели фракционной кристаллизации магм, учитывая важную роль парциального давления летучих компонентов и общего давления, различные величины которых определяют характер выделяющихся твердых фаз и направление эволюции магматических расплавов. Этим объясняются существующие различия в составе петрогенных элементов для толеитов и щелочных базальтов. Однако такой механизм является не единственно правдоподобным, а лишь вероятным. Большого внимания заслуживают процессы генерации магм на глубине, которые исследуются с помощью экспериментального моделирования, а также на основе эмпирических геохимических данных. Последние в какой-то мере восполняют недостаточность геологической характеристики базальтоидных пород океанов. Толеиты и щелочные базальты различаются по составу петрогенных элементов, а также по соотношению изотопов стронция и содер-

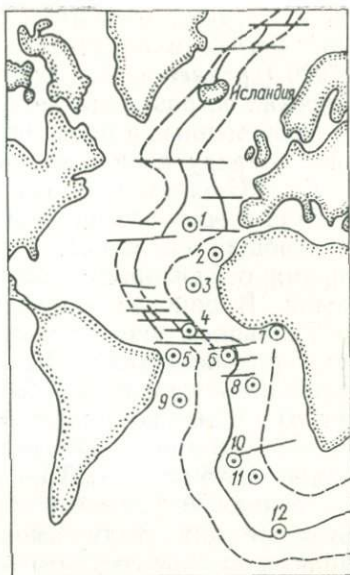


Рис. 3. Срединно-Атлантический хребт и группы вулканических островов [258].

Острова: 1 — Азорские, 2 — Канарские, 3 — Зеленого Мыса, 4 — Св. Павла, 5 — Фернанду-ди-Норонья, 6 — Вознесения, 7 — Гвинейского залива, 8 — Св. Елены, 9 — Тринидад, 10 — Тристан-да-Кунья, 11 — Гоф, 12 — Буве. Внешние границы хребта обозначены штриховой линией.

жанию редких элементов. Так, С. Р. Хартом [223] установлено, что $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах океанических хребтов составляет 0,7026 (среднее из 15), тогда как для щелочных базальтов океанических островов эта величина выше — 0,7036.

Современные и более прецизионные оценки стронциевых изотопов наряду с определением Rb, K_2O , Na_2O произведены Р. К. О'Нионом и Р. Дж. Панкхурстом [300] для базальтов хребтов и островов Атлантического океана. При этом подтверждена общая закономерность, намеченная С. Р. Хартом, с некоторыми отклонениями абсолютных величин стронциевых отношений. В районах Срединно-Атлантического хребта, включая хр. Рейкьянес, зону разломов Чарли Гиббса и ряд других островов, примыкающих к Исландии, толеиты имеют существенно одинаковые величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0,7029. Щелочные базальты не только имеют более широкий спектр отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, но и обладают более высокими их значениями: 0,70340 и даже 0,70504 (на о. Тристан-да-Кунья).

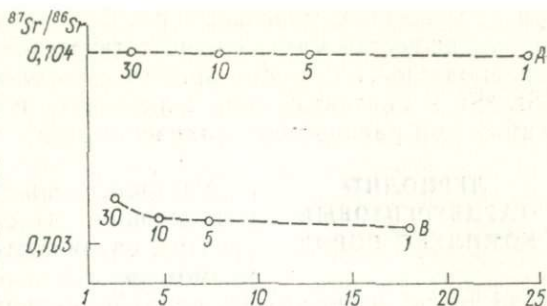
Специальные геохимические исследования показывают, кроме того, что для ультраосновных нодулей мантийного вещества характерно иное соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем для вмещающих базальтов. Более того, отдельные мантийные минеральные фазы ультраосновных включений не находятся в равновесии друг с другом, несмотря на высокие температуры и значительное время сосуществования. В частности, было установлено, что клинопироксен имеет низкие по сравнению с ортопироксеном и оливином отношения Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Авторы указанной публикации пытаются объяснить наблюдаемые соотношения стронциевых изотопов в двух типах базальтов, а также богатство литофильными компонентами щелочных производных двумя путями.

Первый возможный путь — негомогенность мантийных источников, из которых образованы различные базальты. Эта негомогенность была бы понятна, если бы некоторые базальты являлись продуктами контаминации более ранних вулканических образований. Однако на любом вулканическом острове продукты различных стадий извержения обладают очень сходными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что делает предположение о сиалической контаминации невероятным. Различия в стронциевых изотопных отношениях устанавливаются главным образом между вулканами различных островов. Второй путь — неравновесный ход частичного плавления мантийного вещества, поскольку многочисленные небольшие районы неоднократных излияний щелочных базальтовых лав повсеместно сохраняют свою геохимическую однородность, так же как и обширные районы, в которых генерируются однородные толеитовые базальты.

Р. К. О'Нион и Р. Дж. Панкхурст на основании минералогических, геохимических и физико-химических данных исследовали количественную модель распределения изотопов и редких

Рис. 4. Диаграмма равновесного (А) и неравновесного (В) частичного плавления гранатовых лерцолитов (60% оливина, 20% ортопироксена, 10% клинопироксена и 10% граната) [300].

На оси абсцисс — фактор обогащенности стронцем. Цифры у кривых — процент плавления.



элементов при генерации магм в мантии в условиях равновесного и неравновесного плавления. В модельных вычислениях было принято, что степень плавления вещества мантии составляет от 1 до 30% для безводного состава, соответствующего гранатовому лерцолиту с 60% оливина, 20% ортопироксена, 10% клинопироксена и 10% граната. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для первых трех минералов составляет 0,7077; 0,7058 и 0,7022 соответственно, а для граната предполагается равным соотношению в оливине. В целом для пород принятое значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0,7040. В образуемом из такого состава расплаве пропорции названных минералов находятся в следующей комбинации: 1 : 5 : 10 : 10.

При обсуждении фракционирования элементов вводится понятие — фактор обогащенности, который показывает отношение концентрации элемента в расплаве к его концентрации в первичном материале. Рис. 4 построен в координатах: фактор обогащенности Sr относительно $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. На рис. 4 верхняя кривая А соответствует равновесному плавлению, а нижняя В характерна для неравновесного процесса частичного плавления, при котором количество остаточных фаз, необходимых для равновесия с жидкостью, пропорционально степени их плавления и составляет половину остаточного количества для граната и клинопироксена. По сравнению с равновесным плавлением в данном случае создается расплав с низким значением фактора обогащенности Sr и низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ благодаря тому, что состав расплава контролируется высокой концентрацией нерадиогенного стронция в клинопироксене. Ясно, однако, что неравновесное плавление будет создавать жидкость с близким содержанием Sr в щелочных базальтах (при низкой степени плавления) и толентах (высокая степень плавления), но в обоих случаях с более низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем в материале, подвергавшемся плавлению.

Таким образом, неравновесное плавление способно создавать жидкости с таким же содержанием стронция и стронциевых изотопов, как в толентах океанических хребтов и щелочных базальтах океанических островов; остаточные фазы при этом должны обогащаться радиогенным стронцием. Нужно отметить, что несколько другие соотношения изотопов стронция получаются

при аналогичных модельных расчетах, если принять, что в исходном веществе мантии присутствует флогопит. В этом случае неравновесное плавление приводит к более высокому значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в анатектических жидкостях, чем в расплавах, полученных при равновесном плавлении.

ЛЕРЦОЛИТ- ГАРЦБУРГИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ПОРОД

Ультраосновные и основные породы, участвующие в строении океанических хребтов, различаются минералогией, химизмом и относительной значимостью среди других изверженных пород и, по-видимому, генетическими ассоциациями. Наиболее широко распространенными ультраосновными породами, составляющими, например, на территории срединно-океанического хребта Индийского океана 20% драгированных образцов, являются лерцолиты. Близки к ним по количеству образцов в пробах гарцбургиты. Эти два типа пород обнаружены в пределах трех главных океанических бассейнов. Они драгированы из зон развития субширотных разломов в северной и экваториальной частях Срединно-Атлантического хребта (рис. 5) и также в местах пересечения Центрального хребта Индийского океана системами северо-восточных разломов. Гарцбургиты и неизменные дуниты встречены во впадине Тонга. Таким образом, ультраосновные породы, судя по геоморфологическим и геологическим данным, располагаются в нижней части разреза земной коры океанов.

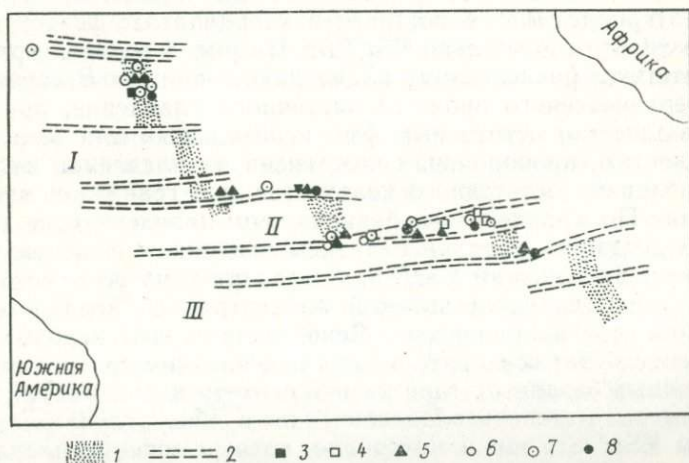


Рис. 5. Типы пород, извлеченных при драгировании экваториальной части Срединно-Атлантического хребта [19].

I — гребневая часть хребта; 2 — зоны разломов (I — Сан-Паулу, II — Романш, III — Чейн); 3 — амфиболитовая фация; 4 — фации зеленых сланцев; 5 — перидотиты; 6 — щелочные базальты и долериты; 7 — базальты; 8 — габбро-нориты, кварцевые диориты, нефелиновые габбро.

В структурно-минералогическом отношении для ультраосновных образований характерны брекчиевидная текстура, катакластическая и милонитовая структуры. Лишь самые свежие образцы лерцолитов содержат менее 20% серпентина, вследствие чего можно точно определить их первично-минералогический состав. Обычно же ультраосновные породы серпентинизированы значительно сильнее, что легко обнаруживается по их химическому составу, который характеризуется высоким содержанием (более 12%) воды (табл. 2). В первичном составе слабоизмененных лерцолитов содержится: 50% оливина (Fe_{90}), 25% энстатита, 24% диопсида + плагиоклаз. В аксессуарных количествах встречаются пикотит и гидрогроссуляровый гранат. Гарцбургиты, подверженные более значительным вторичным изменениям, главным образом серпентинизации, состоят из форстерита и энстатита с пластинчатыми вростками моноклинного пироксена. В ряде мест (разлом Вима в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта) установлено зональное строение вкрапленников энстатита, ядра которых содержат до 7,3% Al_2O_3 , тогда как периферические каймы и зерна основной массы имеют состав малоглиноземистого энстатита.

Одновременно с лерцолитами и гарцбургитами в океанических хребтах встречены плагиоклазовые перидотиты, содержащие от 1 до 5% плагиоклаза состава An_{70-80} . Кроме того, в литературе уже давно упоминались серпентинизированные перидотиты с островов Св. Петра и Св. Павла, которые наряду

Таблица 2

Химические составы ультраосновных пород
(вес. %) из срединно-океанических хребтов

Окислы	Лерцолит [266]	Перидотит [129]	Серпентинизированный гарцбургит [19]
SiO_2	44,15	39,71	40,45
TiO_2	0,03	0,06	0,41
Al_2O_3	3,59	2,59	2,73
Fe_2O_3	1,60	7,31	5,14
FeO	5,23	1,30	2,32
MnO	0,10	0,12	0,11
MgO	34,84	33,15	34,47
CaO	5,50	1,52	1,12
Na_2O	0,19	0,28	0,17
K_2O	0,1	0,06	0,04
H_2O^+	3,02	11,29	11,46
H_2O^-	0,51	1,59	1,01
P_2O_5	0,01	0,02	0,11
NiO	—	0,37	0,24
Cr_2O_3	—	0,44	0,29
Сумма	98,77	99,71	100,07

Сопоставление вычисленного безводного химического состава перидотитов (вес. %) Срединно-Атлантического хребта с теоретическим составом пиролита [19]

Оксиды	P6707-5	P6707-13	P6707-25	P6707-33	P6903-28	А	Б	В
SiO ₂	44,09	44,79	43,17	44,01	42,32	44,78	42,97	43,33
Al ₂ O ₃	2,33	3,55	3,11	3,01	2,35	4,68	3,32	4,01
Fe ₂ O ₃	8,27	5,83	5,86	6,37	10,05	3,03	1,58	1,67
FeO	2,01	3,24	2,64	1,68	1,83	4,72	6,55	6,70
CaO	0,42	2,36	1,27	0,58	0,23	4,15	2,12	2,67
MgO	41,04	38,57	39,34	44,22	41,52	36,71	41,66	39,57
MnO	0,45	0,10	0,12	0,05	0,12	0,13	0,13	0,13
Na ₂ O	0,48	0,65	0,19	0,18	0,30	0,45	0,49	0,61
K ₂ O	0,05	0,03	0,04	0,02	0,02	0,11	0,18	0,22
TiO ₂	0,04	0,10	0,46	0,03	0,25	0,31	0,47	0,58
P ₂ O ₅	—	—	0,12	0,04	0,05	0,05	0,05	0,08
Cr ₂ O ₃	0,51	0,41	0,33	0,45	0,59	0,53	0,45	0,42

Примечание. В графе А приведен состав образца из массива островов Св. Петра и Св. Павла, а в графах Б и В — два теоретических состава пиролита, по Д. Х. Грину и А. Э. Рингвуду [46].

с оливином, ромбическим пироксеном с вростками моноклинного пироксена содержат катаклазированные зерна амфибола. Эти породы довольно существенно отличаются от обычных перидотитов океанических хребтов также химическим составом (табл. 3).

Присутствие плагиоклаза в гипербазитах определяет приблизительную нижнюю глубину их формирования цифрой 30 км, так как при большей глубине и давлении выше 10 000 кг/см² плагиоклаз становится неустойчивым для температур кристаллизации около 1200°С. Значение температуры определяется по распределению Mg и Fe между сосуществующими ромбическими и моноклинными пироксенами. Присутствие хромита во вкраплениях и в основной массе пород свидетельствует о том, что перидотиты зоны Вима кристаллизовались на солидусе вблизи моновариантной линии, разделяющей поля шпинели и плагиоклаза.

Л. В. Дмитриев, обобщая данные по химизму ультраосновных пород океанов, разделил их на 2 группы: 1) породы, имеющие суммарное содержание MgO + FeO + Fe₂O₃ + MnO + TiO₂ + Cr₂O₃ + NiO до 50%, отвечающие лерцолитом, и 2) породы, в которых эта сумма превышает 50%, — гарцбургиты. Сравнение анализов этих пород со средними составами по Р. О. Дэли и составом пиролита показывает, что лерцолитовые типы весьма близки к недифференцированному веществу мантии.

Фигуративные точки лерцолитов занимают на диаграмме плавкости оливин — гиперстен — диопсид область, более низко-

температурную, чем фигуративные точки гарцбургитов. На этом основании, а также вследствие близости составов лерцолита и пиролита Л. В. Дмитриев делает вывод о том, что лерцолиты срединно-океанических хребтов представляют собой исходное вещество мантии, а гарцбургиты — остаточный продукт после дифференциации пиролита при частичном его плавлении. Менее дифференцированный характер лерцолитов по сравнению с гарцбургитами подтверждается повышенной концентрацией натрия, хрома и цинка в лерцолитах.

Интересно отметить, что океанические гипербазиты в сравнении с альпийскими породами континентов обогащены ураном и торием и в меньшей степени литием, хромом, цинком, барием. Кроме того, в химической характеристике ультраосновных пород срединно-океанических хребтов отмечается несколько более высокое содержание кремнезема при большом содержании суммы магния и железа по сравнению с альпийскими гипербазитами континентов (табл. 4).

Вследствие сильного вторичного изменения ультраосновных пород срединно-океанических хребтов в литературе неоднократно обсуждался вопрос о типе метаморфических преобразований первично-магматических минералов. Одна группа исследователей [50, 269] считает, что гипербазиты океанического дна испытывают лишь изохимические преобразования под влиянием ювенильных растворов. Такого мнения придерживается Л. В. Дмитриев на основании сопоставления реальных и теоретически рассчитанных составов пород гипербазит-серпентинитового комплекса. Им сделан также вывод о том, что процесс серпентинизации осуществляется без участия морской воды, по-

Таблица 4

Сравнение вычисленных безводных составов перидотитов (вес. %) континентов (по Р. Дэли) и океанов (по Л. В. Дмитриеву)

Оксиды	Лерцолит	Гарцбургит	Лерцолит (69)	Гарцбургит (71)
SiO ₂	44,5	42,8	45,7	45,0
TiO ₂	0,1	0,1	0,2	0,1
Al ₂ O ₃	4,9	1,3	3,7	1,7
Fe ₂ O ₃	2,2	2,7	5,1	6,8
FeO	6,4	6,5	3,6	2,2
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1
MgO	37,2	44,6	38,4	42,6
CaO	3,6	1,4	2,3	0,7
Na ₂ O	0,2	0,3	0,3	0,2
K ₂ O	—	0,1	0,1	0,1
Cr ₂ O ₃	—	—	0,4	0,4
NiO	—	—	0,1	0,1

Примечание. Графы 1, 2 — перидотиты континентов, 3 и 4 — перидотиты океанов. В скобках приведено количество анализов.

сколькx в гипербазитах наблюдается постоянное, не зависящее от степени серпентинизации, содержание сульфидной серы, изотопный состав которой близок к изотопным составам серы в метеоритах, лунном материале и океанических базальтах ($\sigma^{34}\text{S} = -1,0 \div +2,3$).

Другая точка зрения на природу процесса серпентинизации опирается на данные, которые свидетельствуют о дифференцированном поведении петрогенных и редких элементов при вторичном изменении гипербазитов. Так, К. Дж. Энгель и Р. Л. Фишер [266] привели анализы лерцолитов с различной степенью вторичного изменения, драгированных из срединного хребта Индийского океана. Анализы показывают, что содержания многих порообразующих элементов уменьшаются при серпентинизации, исключение составляют хром и никель.

Сходным образом рядом исследователей решается вопрос о высоком значении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в серпентинизированных перидотитах. Так, было высказано предположение о том, что это высокое значение, достигающее в серпентинизированных гипербазитах Индийского океана величины 0,7079, обусловлено влиянием морской воды на процессы серпентинизации. С. Р. Харт [273] определил, что наряду с высоким в плагиоклазе и гранате гипербазитов содержанием Sr (1000 мг/г) значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0,7090, что очень близко к значениям этого отношения в морской воде.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В одной из опубликованных работ [19] уже упоминалось о присутствии среди пород Срединно-Атлантического хребта интрузий псевдостратифицированного типа.

Многолетние исследования экспедиций Института океанографии и Калифорнийского университета, петрологические результаты которых опубликованы К. Дж. Энгелем и Р. Л. Фишером [266], обнаружили в пределах срединно-океанических хребтов ряд сложнодифференцированных серий, что позволило создать не фрагментарную, а более целостную картину участия комплексов пород в строении океанического дна. Так, в западной части Индийского океана в зонах разломов северо-восточного простирания, вскрывающих наиболее глубокие участки хребтов, под покрывкой базальтового слоя обнаружен сложный комплекс пород, включающий продукты дифференцированной серии, известной и на континентах. Плутонические образования серии включают лерцолиты, гарцбургиты, ортопироксениты, нориты, оливниновое габбро, двупироксеновое габбро, роговообманковое габбро, богатое ильменомagnetитом габбро, габбро-анортозиты, анортозиты и дайкоподобные тела трондьемитов и гранитов в гранофирировом диабазе.

Ультраосновные породы этого ряда уже были упомянуты выше и отличаются от сходных образований других океанических хребтов несколько меньшей степенью серпентинизации.

Ортопироксениты, сложенные гиперстеном, подвержены не только серпентинизации, но и оталькованию. Последнее обстоятельство позволяет думать, что некоторые образцы тальковых сланцев, драгированные в пределах Индийского океанического хребта, возможно, образованы по сходным породам, и, таким образом, ортопироксениты распространены шире, чем можно предполагать.

Анортозиты обнаружены в срединном хребте Индийского океана в районах, отстоящих один от другого на расстояние 1000 км. Породы сложены крупными слабозональными кристаллами лабрадора, катаклазированными и частично замещенными альбитом. Плагноклаз в анортозитах составляет от 95 до 80% объема пород. Буровато-красный амфибол содержится в количестве 5% в анортозитах и достигает 15% в габбро-анортозитах. Акцессорные минералы представлены сфеном и магнетитом. Вторичные образования сложены эпидотом, хлоритом и клиноцоизитом. Особенностью химического состава анортозитов является высокое содержание Na_2O по сравнению с анортозитами континентальных регионов (табл. 5). Нужно отметить, что океанические анортозиты нельзя считать обломками пород, занесенными в район срединно-океанического хребта с континентальных участков земной коры, поскольку радиологическое определение калий-аргоновым методом возраста амфибола из этих пород дало цифру 107 ± 13 млн. лет. Это значение, однако, не является достаточно точным из-за большого количества калия в амфиболе.

Богатое ильменомagnetитом габбро обнаружено в двух пробах из срединно-океанического хребта Индийского океана и в двух пробах из Атлантического океана. К. Дж. Энгель и Р. Л. Фишер определили кумулатную природу этих пород, состоящих из андезина (47,2%), титанистого авгита (29,4%), гиперстена (2,6%), ильменомagnetита (16,7%) и вторичных минералов (амфибола и хлорита) — около 4%. Авторы особенно подчеркивают сходство минерального и химического состава этих пород с ильменит-магнетитовыми слоями и железистыми габброидами псевдостратифицированных интрузий континентальных регионов, таких, как Бушвелд, Скергаард.

Габброидные породы являются наиболее распространенными plutonic образованиями в центральной и юго-западной частях хребта Индийского океана. Помимо железистого габбро здесь установлены следующие разновидности этой породы: оливин-авгитовое, авгит-гиперстеновое и альбитизированное роговообманковое. Указанные разновидности составляют от 60 до 70% plutonic образований, обнаруженных драгированием в этом районе, что, вероятно, соответствует их распространенности в глубинных частях дна океана. Габброиды представляют собой средне- и крупнозернистые породы, состоящие из зонального битовнита (65%), авгита (30%) и оливина

Химические составы пород (вес. %) западной части Индийского океана и количество более редких элементов (г/т) [266]

Оксиды и элементы	Ортопироксениты (<1%)* Hy+Pl	Рудное (Ti, Fe) габбро (5%) Pl, Av + +Hy+Amf+ +(Ti-Mgt)	Оливиновое габбро (70%)	Анортозит (5%) Pl+Amf+ +(Ti-Mgt)	Граюфировое габбро (1%)	Аплит, богатый натрием (1%)	Гранит, или кварцевый монзонит, по К. Дж. Энгелю и Р. Л. Фишеру (1%)
SiO ₂	54,02	43,25	50,60	56,43	57,27	73,37	75,07
TiO ₂	0,09	6,41	0,36	0,18	1,76	0,42	0,15
Al ₂ O ₃	3,90	11,92	16,29	26,10	14,57	12,78	13,18
Fe ₂ O ₃	0,82	7,15	1,87	0,51	1,50	0,39	0,76
FeO	4,22	11,25	4,12	0,63	9,57	0,45	1,15
MnO	0,03	0,26	0,09	0,01	0,16	0,02	0,03
MgO	31,76	6,22	9,59	0,92	2,31	0,87	0,23
CaO	1,92	9,70	14,33	8,34	5,94	0,84	1,10
Na ₂ O	0,32	2,70	2,15	6,36	5,17	7,70	4,55
K ₂ O	0,03	0,17	0,07	0,07	0,72	0,07	3,27
H ₂ O ⁺	2,01	0,6	0,52	0,23	0,44	0,25	0,20
H ₂ O ⁻	0,40	0,33	0,15	0,01	0,04	0,03	0,08
P ₂ O ₅	0,01	0,05	0,04	Следы	0,32	0,02	0,12
Сумма	99,53	100,02	100,18	99,79	99,77	100,22	99,89
Ba	2	29	10	37	160	180	120
Co	54	8	34	<2	17	<5	<10
Cr	2300	8	670	370	6	7	8
Cu	<2	33	60	4	16	5	5
Ga	10	20	11	13	21	21	20
Mn	790	1600	900	150	—	150	200
Nb	<20	<20	<20	<20	<20	25	29
Ni	1300	20	240	34	9	29	<10
Sc	10	66	40	15	29	10	<10
Sr	<3	240	130	320	150	85	18
Ti	440	Большое	—	970	—	Большое	1100
V	59	800	160	39	63	9	5
Y	<20	32	<10	<20	150	180	150
Yb	<2	5	<2	<2	12	17	13
Zr	<20	71	19	~20	97	550	250
					Pb<20		
Плотность, г/см ³	3,4	3,3	3,05	2,7	—	2,6	2,6

* Оценка распространенности отдельных представителей пород дана в процентах (в скобках), включая около 20% лердолитов, описанных выше.

(5%). Некоторые разновидности очень свежие и содержат лишь редкие чешуйки серпентина и хлорита. Сходные по минеральному и химическому составу габбро обнаружены и в Срединно-Атлантическом хребте.

Наибольший интерес представляет описание гранитных пород, обнаруженных К. Дж. Энгелем и Р. Л. Фишером среди плутонических образований поднятия Индийского океана. Граниты, образующие прожилковидные тела мощностью от 1 до 2 см, пересекают гранофировый диабаз, характеризуются очень резкими контактами. Вмещающий диабаз является среднезернистой породой, состоящей из альбитизированного андезина, который прорастает калиевым полевым шпатом, роговой обманки, замещающей авгит, кварца, апатита. Гранофировый диабаз содержит 57% SiO_2 и сходен по составу с гранофирами последних стадий становления интрузии Скергаард. Рассекающие гранофировый диабаз граниты имеют микропегматитовую структуру и содержат 21,5% кварца, 56% олигоклаза, 16,5% калиевого полевого шпата, 3% роговой обманки, 1% биотита. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и рудным минералом в количестве 2%.

Это одна из первых находок гранитных пород среди ультраосновных и основных комплексов срединно-океанических хребтов. По мнению К. Дж. Энгеля и Р. Л. Фишера, граниты являются крайними дифференциатами интрузивных стратиформных пород, образованных из мафических магм, внедрившихся в зону срединно-океанического хребта. Такое заключение поддерживается следующими фактами: 1) сравнение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитных жилах и гранофировых диабазах показывает их близкие значения — $0,7034 \pm 0,0003$ и $0,7031 \pm 0,0002$ соответственно; 2) гранитные породы, обнаруженные в срединно-океаническом хребте Индийского океана, по химическому составу очень близки к гранофирам Скергаардской интрузии (SiO_2 — 75,03; Na_2O — 4,24; K_2O — 3,85), представляющим крайние дифференциаты мафических расплавов.

Таким образом, состав отдельных образцов интрузивных образований и их относительное количественное распространение на большой территории срединно-океанического хребта в Индийском океане свидетельствуют о широком развитии в глубинных частях хребта сложного комплекса комагматичных, дифференцированных серий пород. По составу, структурам и количественным взаимоотношениям отдельных разновидностей эта серия почти тождественна наборам пород в континентальных псевдостратифицированных интрузивных комплексах. Можно предполагать, что в пределах океанов большие объемы мафических магм не изливаются на поверхность океанического дна, а образуют интрузивные тела, испытывающие дифференциацию, аналогичную дифференциации в некоторых континентальных образованиях зон активизации или в офиолитовых комплексах.

**ДИФФЕРЕНЦИ-
РОВАННЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
ОКЕАНИЧЕСКОГО
ТИПА
УЧАСТКОВ СУШИ**

Сбор каменного материала при помощи драгирования в пределах океанических плит и срединно-океанических хребтов дает ценный материал по петрографии и геохимии базальтоидных пород этих регионов. Однако уже отмечались значительные трудности в определении геологических взаимоотношений различных типов базальтов и ассоциирующих с ними пород.

В настоящее время выявлены и изучены доступные полевым наблюдениям участки суши, которые, судя по геофизическим данным, характеризуются отсутствием континентальной коры, при наличии ассоциаций пород, близко соответствующих комплексам океанических регионов. К их числу относятся офиолитовый комплекс массива Троодос на Кипре и комплекс Вуринос в Северной Греции. Имеются и другие палеотипные геологические структуры океанического типа, частично законсервированные, но значительно измененные последующими тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами; они выделяются в настоящее время на формационно-тектонических картах.

Эталонным для сравнения с породами типичных океанических районов, с одной стороны, и палеотипными модернизированными геологическими структурами — с другой, является вулканогенно-интрузивный комплекс района Троодос на Кипре [143]. Этот комплекс в интерпретации Э. И. Мурса и Ф. Дж. Вайна представляет собой блок океанической коры, сложенной в верхней части лавовыми образованиями с подушечной текстурой и гипабиссальными дайковыми телами (слой 2 океанической коры). Нижележащие габброидные дериваты и часть дайкового комплекса представляют собой интрузивные образования и относятся к слою 3. Ультраосновные породы являются остаточным тугоплавким продуктом и характеризуют верхнюю мантию. На рис. 6 видно, что нижнюю часть вскрытого здесь комплекса слагают дуниты и гарцбургиты, которые кверху сменяются расслоенной серией пироксенит-перидотитов, затем полевошпатовыми пироксенитами и еще выше — габброидами. Внутри габброидной серии наблюдается расслоенность от габбро и норитов до анортозитов. Эти породы встречаются также в виде дайковых тел. Взаимоотношения ультраосновных пород и габброидов обычные для псевдостратифицированных тел, но сильно затушеваны ремобилизацией серпентинизированных перидотитов. В виде сегрегаций в габбро, а также в виде блоков в вышелегающей толще диабазов встречаются средне- и крупнозернистые кварцевые диориты (табл. 6).

Распространенный выше по разрезу дайковый комплекс диабазов имеет очень сложные взаимоотношения с нижележа-

Таблица 6

Химический состав интрузивных пород (вес. %) нижней части
разреза комплекса Троодос [143]

Окислы и элементы	Оливиновый пироксенит	Обогащенный оливином пироксенит	Дунит	Гарцбургит	Грубозерни- стый анорто- зит	Оливино- вое габбро	Габбро	Тоналит	Трондь- мит	Кварцевый порфир
SiO ₂	46,27	39,54	33,72	37,68	39,92	49,9	51,20	64,54	76,85	73,31
Al ₂ O ₃	2,31	5,15	0,51	0,56	26,00	5,2	15,80	14,03	12,36	13,40
Fe ₂ O ₃	2,74	3,48	4,06	4,80	1,59	6,8	6,84	4,12	0,76	5,59
FeO	3,76	4,39	3,21	2,88	—	—	—	3,38	0,50	—
MgO	29,24	32,71	41,82	39,32	5,00	19,8	8,40	6,16	0,63	0,71
CaO	12,12	4,06	0,15	0,54	19,47	16,3	11,73	3,52	1,84	1,35
Na ₂ O	0,15	0,14	—	—	0,15	0,4	3,81	5,40	5,60	5,00
K ₂ O	0,07	0,09	—	—	0,21	0,01	0,43	0,58	0,25	Следы
H ₂ O ⁺	2,84	8,81	14,97	12,65	7,50	—	—	0,52	0,54	0,54
H ₂ O ⁻	0,28	0,85	0,93	0,89	—	—	—	1,29	0,41	—
CO ₂	—	—	0,59	0,36	—	—	—	0,07	0,02	—
TiO ₂	0,06	0,03	—	—	0,35	0,19	0,28	0,92	0,29	0,10
P ₂ O ₅	0,13	0,20	0,04	0,04	—	—	—	0,22	0,03	—
S	—	0,18	0,02	0,08	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,44	0,36	0,11	0,24	—	—	—	—	—	—
MnO	0,13	0,14	0,11	0,11	Следы	0,12	0,12	0,10	0,01	0,10
NiO	0,08	0,12	0,08	0,25	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,62	100,25	100,32	100,40	100,29	—	—	99,85	100,09	100,10

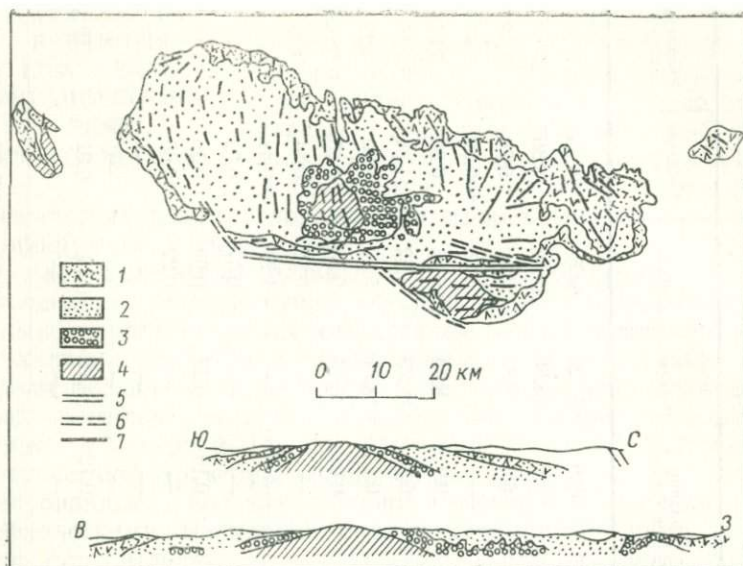


Рис. 6. Карта и разрезы массива Троодос (Кипр) [143].

1 — лавы; 2 — расслоенный дайковый комплекс; 3 — габбро; 4 — ультраосновные породы; 5 — древний трансформный разлом; 6 — другие разломы; 7 — направление расслоенности и дайки.

щами плутоническими породами. Здесь в большинстве случаев установлены инъекции диабазовых даек в габбро и кварцевые диориты, но имеются также интрузии габбро и кварцевых диоритов в диабазах; иными словами, контакт представляет собой «зону многократных инъекций». В верхней части разреза дайкового комплекса дайковые тела интродуцируют подушечные лавы кератофириров и андезитов с сильной степенью зеленокаменного изменения. Последние перекрываются подушечными лавами, разделяющимися на две свиты. Породы нижней свиты могут быть отнесены к базальт-андезит-дацитовым порфиритам с колебаниями в содержании SiO_2 от 47 до 74% (табл. 7). Верхняя свита, выходящая по периферии массива, сложена подушечными лавами и экструзивными брекчиями, которые по составу соответствуют ультраосновным лавам, муджиеритам, лимбургитам, оливиновым базальтам с содержанием SiO_2 от 42 до 50%. Все они имеют свежий облик.

Судя по приведенным геологическим данным, изверженные породы комплекса Троодос, кроме, возможно, ультрамафитов, являются интрузивно-эффузивными образованиями. Становление полосчатой габброидной серии, испытывающей интенсивную внутрикамерную дифференциацию с образованием кварцдиоритового и гранофирового остатка, может свидетельствовать

Химический состав пород (вес. %) нижней свиты комплекса подушечных лав [143]

Окислы	Авгитит из дайки	Стекловатый лацит	Андезит
SiO ₂	51,71	65,22	52,01
Al ₂ O ₃	14,70	12,71	14,77
Fe ₂ O ₃	1,86	2,84	4,32
FeO	6,34	4,72	5,83
MgO	7,55	0,64	6,54
CaO	10,74	3,81	4,00
Na ₂ O	1,88	4,58	2,08
K ₂ O	0,25	0,60	2,48
H ₂ O ⁺	3,70	3,63	3,86
H ₂ O ⁻	0,82	0,39	2,23
CO ₂	—	0,04	0,44
TiO ₂	0,48	0,55	1,01
P ₂ O ₅	0,06	0,19	0,10
MnO	0,15	0,18	0,27
Cr ₂ O ₃	—	—	—
Сумма	100,24	100,10	99,94

или о небольшой скорости тектонического нарушения, или о высокой плотности теплового потока, способствовавшего медленной кристаллизации магмы. В результате возникла в целом контрастная серия плутонических пород с отсутствием дифференциатов, содержащих 53—63% SiO₂. Консолидация медленно кристаллизующихся магматических масс и образование разрывов во время частичного затвердевания расплавов приводили к инъекциям магмы почти сходного состава и образованию дайковой серии. Однако маломощные, быстро кристаллизующиеся дайки, в свою очередь, могли подвергаться инъекции со стороны сохранившегося расплава интрузии расслоенной серии. Подушечные лавы знаменуют фазу излияния при более быстрой подаче магматического материала на дне океана. Заключительная стадия эволюции магмы, зафиксированная последней свитой подушечных лав, имеет более мафический, но и более щелочной характер (табл. 8, 9).

Таким образом, диапирическое внедрение блоков гарцбургитов, медленная подача первых порций основной магмы, испытавшей резкую дифференциацию *in situ*, знаменуют процесс, происходящий в первый этап магматизма. Глубинная дифференциация приводит к появлению дайкового комплекса и первой свиты подушечных лав. Важно отметить, что процессы дифференциации *in situ* и на глубине внешне подобны друг другу и не зависят от ассимиляционных явлений.

По своему составу, химико-петрографическим особенностям и частично по степени вторичных изменений весь комплекс

Таблица 8

Химический состав пород (вес. %) верхней свиты
комплекса подушечных лав [143]

Окислы	Базальт	Ультраосновная подушечная лава	Ультраосновная лава
SiO ₂	45,73	43,00	42,38
Al ₂ O ₃	15,42	4,64	4,97
Fe ₂ O ₃	5,68	2,42	3,15
FeO	2,20	6,47	5,25
MgO	8,91	33,45	31,72
CaO	5,84	3,99	4,66
Na ₂ O	2,63	0,25	0,40
K ₂ O	1,90	0,05	0,12
H ₂ O ⁺	3,81	3,83	4,18
H ₂ O ⁻	5,92	1,22	1,52
CO ₂	1,12	—	0,86
TiO ₂	0,73	0,18	0,28
P ₂ O ₅	0,09	—	0,05
MnO	0,17	0,15	0,14
Cr ₂ O ₃	0,04	0,51	0,39
NiO	—	—	—
Сумма	100,19	100,16	100,06

Таблица 9

Химический состав пород (вес. %) расслоенного
дайкового комплекса [143]

Окислы	Андезитовая подушечная лава	Интрузивный микродиорит	Кварц-альбитовый микропорфир	Кварц-альбитовый порфир
SiO ₂	51,78	53,40	78,27	77,04
Al ₂ O ₃	14,10	15,40	11,43	10,95
Fe ₂ O ₃	3,88	—	1,44	2,14
FeO	5,15	10,46	0,14	0,79
MgO	8,07	5,12	0,57	0,70
CaO	7,23	7,37	0,92	1,86
Na ₂ O	4,50	3,87	4,70	4,63
K ₂ O	0,23	0,60	0,53	0,18
H ₂ O ⁺	2,73	2,24	1,39	0,79
H ₂ O ⁻	1,27	—	0,53	0,26
CO ₂	0,14	—	—	—
TiO ₂	0,54	0,95	0,25	0,20
P ₂ O ₅	0,08	—	0,05	0,05
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—
MnO	0,26	0,12	0,03	0,05
NiO	—	—	—	—
Сумма	99,96	99,83	100,25	99,64

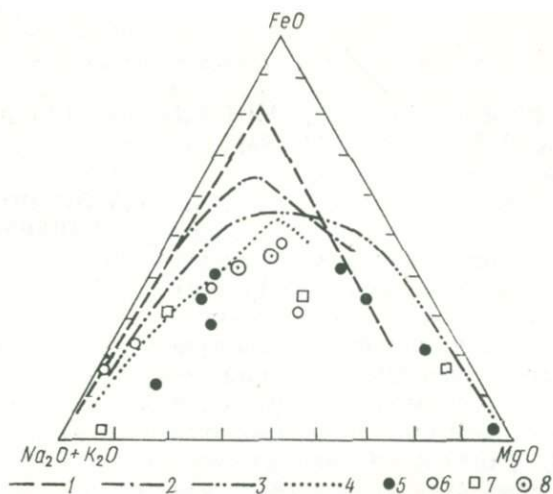


Рис. 7. Сопоставление вариаций состава изверженных пород Срединно-Атлантического хребта, массива Троодос и вариационных кривых для различных магматических серий [2].

1-4 — линии эволюции состава отдельных магматических комплексов: 1 — Скергаард, 2 — Диллсберг, 3 — Байн-Хилл, 4 — Висконсин; 5-7 — фигуративные точки состава отдельных типов пород из различных регионов: 5 — Срединно-Атлантический хребет, 6 — штат Орегон, 7 — Троодос; 8 — спилит-исландиты.

весьма напоминает офиолитовые формации молодых складчатых образований и ассоциацию альпинотипных гипербазитов вместе с породами спилит-кератофировой формации древних складчатых систем. Несомненно также сходство комплекса района Троодос с породами Срединно-Атлантического хребта по 45° с. ш. (профиль Гудзон, рис. 7).

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РАННЕЙ СТАДИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

В срединно-океанических хребтах нам, по существу, не известны геологические формы залегания тел гипербазитов. Поэтому в общей модели образования ультраосновных пород приходится опираться на геологию и морфологические особенности плутонов, расположенных в пределах островных дуг и геосинклиналей континентов. Островные дуги, отражающие раннюю стадию развития континентальных структур на коре океанического типа, включают в зонах сопряжения с океаническим ложем пояса офiolитов, которые характеризуются сочетанием магматических формаций базальтового типа с формацией альпинотипных гипербазитов. Это весьма напоминает некоторые сочетания магматических пород в пределах океанических хребтов. Тот же набор формаций свойствен геосинклиналям фемического профиля.

АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ

Формация альпинотипных гипербазитов включает ультрамафические и частично мафические породы, рассматриваемые в современной литературе в составе дунит-клинопироксенит-габбровой, дунит-гарцбургитовой формаций и др. Такое дробное деление базит-гипербазитовых комплексов при расшифровке вопросов их генезиса представляется излишним, вследствие чего упомянутые образования рассматриваются в качестве одной, наиболее ранней магматической формации островных дуг и геосинклиналей. Временное положение альпинотипных гипербазитов в тектонических структурах позволяет полагать, что первоначальное залегание ультрамафических тел сильно усложнено последующими деформациями. Поэтому при восстановлении

первичных условий формирования гипербазитов, по-видимому, наименьшим риском будет попытка использовать особенности строения и состава гипербазитовых массивов в областях относительно недавнего вулканизма и интрузивной деятельности.

В пределах Советского Союза к числу таких областей относятся Тихоокеанское побережье, где выделяются три возрастные группы гипербазитов [121, 196]: 1) палеозойская — типа пенжинской в Корьякском нагорье и соколовской на Сахалине, 2) мезозойская — водопадненская и шмидтовская на Сахалине, ряд поясов в Японии, 3) верхнемеловая — палеогеновая — на восточной окраине Камчатки, песковский комплекс на Восточном Сахалине.

Анализ развития молодых геосинклинальных систем восточной окраины Тихого океана обнаруживает многократную миграцию геосинклинальных прогибов в восточном направлении. Модель формирования офиолитовых поясов, установленная В. В. Слодкевичем [196] на примере Восточного Сахалина, заключается в образовании в краевых частях областей максимального погружения (желобов по Х. Х. Хессу) парных систем глубинных разломов, контролирующих излияния базальтов и размещение гипербазитов; возраст разломов становится все более молодым по направлению к центру прогибов. Базальтоидные формации и субвулканические тела предшествуют формированию гипербазитов. Прерывистые группы и эшелонированные цепочки гипербазитовых тел протягиваются на огромные расстояния, измеряемые сотнями и тысячами километров.

Ниже приводится краткая характеристика гипербазитов Сахалина в связи с тем, что, несмотря на незначительный размер тел и масштаб развитых здесь гипербазитовых поясов, в них наименее заметны черты усложнения постинтрузивной тектоники.

Стандартной для гипербазитов различного возраста (палеозойских, мезозойских и верхнемеловых—палеогеновых) является ассоциация, в которой преобладают гарцбургиты, встречаются дуниты и реже отмечаются лерцолиты, габброиды и мелкие бескорневые тела трондьемитов. Преимущественная форма тел — линзы, однако установлены пластовые тела, трещинные интрузии и даже штоки. Два последних морфологических типа, несомненно, свидетельствуют об активном интрузивном характере плутонов. Это подтверждается также наличием жильных производных, тесно связанных с интрузиями и представленных пироксенитами в перидотитах и кварцевыми диоритами в габбро. Вне зависимости от размеров плутонов, но при наибольшем диапазоне степени дифференцированности могут присутствовать трондьемиты.

Вариации минерального и химического состава разных типов пород хотя и небольшие, но заметные. Так, от ранних палеозойских комплексов к поздним верхнемеловым—палеогеновым

увеличивается содержание в породах клинопироксена и растет его железистость. Одновременно происходят снижение магнетизма и увеличение кислотности базитов и гипербазитов, снижается содержание в них титана, но увеличивается глиноземистость и кальциевость.

Учитывая данные об интрузивном характере тел гипербазитов, а также о закономерном изменении химического состава пород комплексов с возрастом, можно полагать, что развитие гипербазитовых поясов происходит в результате магматической эволюции гипербазитовых расплавов на ранних этапах развития геосинклиналей и островных дуг. Эти положения опровергают широко распространенное представление о внедрении ультрабазитов исключительно в виде «мертвых» тел в твердом состоянии. Изменение химизма ультрабазитов и основных пород во времени, вероятно, определяется двумя причинами, приводившими к одинаковым результатам: а) увеличением мощности земной коры и б) большей ее прогреваемостью в связи с предыдущим подъемом магматических масс. По-видимому, оба эти обстоятельства способствовали интенсивному взаимодействию магмы с вмещающими породами и приводили к ее сиалической контаминации.

Данные по гипербазитовым комплексам относительно молодых геосинклиналей и островных дуг не исключают многих спорных генетических положений, которые возникают при расшифровке древних гипербазитовых формаций. В частности, весьма противоречивы представления о генезисе многочисленных ультрамафических и мафических формаций, выделяемых в пределах Уральского складчатого пояса. Признавая правоту некоторых концепций о внедрении ультрамафических пород в виде «мертвых» тел [140], необходимо отметить следующее.

Фактический геологический материал свидетельствует о том, что дунит-клинопироксен-габбровая формация, расположенная в западной части Тагильского прогиба и трассирующая Главный Уральский разлом, севернее и южнее в этой зоне сменяется массивами гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Сконцентрированные в пределах разлома массивы имеют автохтонную и аллохтонную природу, их строение усложняется многократным внедрением габброидных дифференциатов, что накладывает отпечаток не только на расшифровку генетических связей между магматическими образованиями, но и на характер металлогении. Однако для ряда массивов (Хабарнинский и др.) установлено развитие пироксеновых роговиков, что указывает на магматическую природу даже ультрамафических дифференциатов. Эмпирические данные по ряду регионов Советского Союза и других стран позволяют в значительной степени расшифровать динамику становления гипербазитовых комплексов.

Кристаллизационная дифференциация в массивах ультрамафических пород, установленная во многих районах [159, 205], и в частности образование хромитоносных дунитов, несовместима с представлением об остаточной природе гипербазитов. В то же время она свидетельствует о наличии ультрамафических расплавов и о сложном характере становления гипербазитовых тел. Черты внутреннего строения дифференцированных гипербазитовых массивов и особенности их формирования могут быть расшифрованы с помощью группы гипербазитовых интрузий, которая рядом исследователей рассматривается как промежуточная между альпинотипными и псевдостратифицированными плутонами. В советской литературе массивы этой группы относятся к габбро-пироксенит-дунитовой формации, сопоставимой с дифференцированными платформенными интрузиями. Вполне естественно, что геологические условия их становления обладают чертами, промежуточными между динамическими режимами ранних стадий развития геосинклиналей и относительно спокойными обстановками в пределах стабильных блоков. В различных регионах эти плутоны классифицируются как постинверсионные (Сахалин) или постконсолидационные (Тува) *.

Отличие указанных комплексов от типичных гипербазитовых ассоциаций пород заключается не только во времени их образования по отношению к главным тектоническим структурам, но и в решительном преобладании мафических варьететов пород над ультрамафическими. Однако соотношения этих разновидностей в различных массивах колеблются в широких пределах, что объясняется способами образования интрузивных тел. Черты переходного типа от альпинотипных интрузий установлены в сравнительно детально исследованных массивах Аляски. Т. П. Тайер [205] рисует примерно одинаковую схему их образования. Кристаллизация магмы началась в процессе подъема к уровню современного расположения плутонов. В массиве Бей-Айленд перидотиты слагают нижнюю часть тела и не только согласно перекрываются полосчатыми габбро, но местами прорваны габброидными дифференциатами. Однако микрополосчатость отсутствует, как нет и столь характерной для псевдостратифицированных тел краевой зоны закалки норитового состава. Вместе с тем установлены признаки слабого контактового метаморфизма и проявление линий течения.

Американские исследователи считают, что такого рода плутоны возникли в результате внедрения частично дифференцированной и закристаллизованной магмы. На примере ряда анало-

* До недавнего времени сходными признаками наделяли и массивы Главного глубинного разлома Уральского пояса, однако в последних работах не только выдвинуты новые идеи о связи этих массивов с мантийными горизонтами, но и приводятся весьма оригинальные представления об образовании сложного набора пород в их составе.

Гичных массивов Урала и Алтае-Саянской области можно предположить, что преобладание ультраосновных или основных пород в плутонах зависит от уровня их эрозионного среза, глубины дифференциации и размещения. Этими же условиями определяется и различная металлогения комплексов. Неоднородность строения плутонов при достаточно протяженном вертикальном канале выражается в преобладании в нижней части ультраосновных пород, а в верхних — основных. В краевых зонах кристаллизующегося расплава могут появляться линейные текстуры, свойственные альпинотипным гипербазитам. В центральных частях плутонов преобладают полосчатые ритмы, свойственные псевдостратифицированным комплексам.

Изложенные данные свидетельствуют о том, что внедряющиеся ультраосновные массы в ряде случаев не представляли собой чистого расплава, а характеризовались значительной долей кристаллического материала. Наряду с этим существуют и еще более сложные пути формирования ультрабазитовых тел. В качестве примера можно привести гипербазитовую формацию динарид, массивы которой, размерами от 1200 км² до десятков квадратных метров, располагаются в полосе длиной около 1000 км [70]. Массивы в целом характеризуются однородным строением и сложены гарцбургитами и лерцолитами со следующим соотношением главных породообразующих минералов (%): оливин 60—90, энстатит 10—30, диаллаг 0—20. В небольшом количестве встречены габбро. Ориентировка внутренней структуры тел сильно отличается от ориентировки вмещающих пород. Контакты тел с вмещающими образованиями всегда тектонические, однако в ряде массивов видны процессы внутрикамерной дифференциации на месте кристаллизации. Иными словами, породы проходили стадию расплава, что противоречит представлению об отрыве блоков мантии в процессе киммерийской орогении.

М. Илич предложил гипотезу, согласно которой альпинотипные гипербазиты динарид сформировались в два этапа. На первом из них, в раннегерцинское время, образовались крупные согласные **внутрузии** типа силлов и лакколитов, на что указывает **однообразие** состава пород, близость их петрохимических свойств и **хорошо** выраженная псевдостратификация. На втором этапе **поздние** палеозойские и альпийские движения взломали согласные гипербазитовые тела и переместили их на иные, более высокие **горизонты**, вплоть до выведения на поверхность осадков геосинклинали. В процессе передвижения блоков осуществлялась многократная аллометаморфическая серпентинизация ультрабазитов.

В генетической интерпретации М. Илича есть ряд моментов, нарушающих общую достоверность картины. Они касаются первого этапа становления гипербазитовых тел. Во-первых, образование силловидных и лакколитоподобных массивов для ультра-

траосновной магмы требует большой степени ее жидкости, а следовательно, и сильной перегретости. При таких условиях следует ожидать появления субвулканических фаций пород в рисуемом геологическом окружении. Во-вторых, отмечаемая линейная ориентировка минералов, формирующая структуры течения, легче возникает при движении частично закристаллизованных масс в зонах разломов, но не в латерально мигрирующих расплавах. Отсюда более правдоподобно представление о первоначальном формировании гипербазитовых тел на больших глубинах в форме линз и штоков. В результате позднейшего тектогенеза эти тела могли переместиться в более высокие горизонты и на поверхность, о чем свидетельствуют некоторые геологические данные.

Близкая картина наблюдается в Южно-Тянь-Шаньском гипербазитовом поясе, где установлено, что обломки ультраосновных пород постоянно встречаются в терригенных отложениях башкирско-московского возраста, вблизи от гипербазитовых интрузий. Можно полагать поэтому, что часть интрузий вышла на поверхность дна моря в виде пластичных пиков, при дезинтеграции которых ультраосновные породы попадали в терригенную часть разреза.

Изложенный материал свидетельствует о том, что внедрение тел гипербазитов осуществлялось в ряде случаев в пластичном и близком к твердому состоянию. Это подтверждается еще рядом данных и, в частности, наблюдениями над рудными образованиями, свойственными альпинотипным гипербазитам и псевдостратифицированным комплексам.

Индикатором условий образования гипербазитовых массивов наряду с петрологией пород являются в первую очередь хромитовые месторождения. Наиболее впечатляющими масштабами обладают хромитовые тела, залегающие обычно согласно с полосчатостью вмещающих перидотитов, руды образуют пластиноподобные и линейно-вытянутые шилы протяженностью от десятков до нескольких сотен метров при мощности в крупнейших месторождениях до 150 м. Однако в некоторых массивах огромные рудные тела залегают косо по отношению к полосчатости перидотитов. Несмотря на это, детальные исследования показали, что линейность в рудных телах и вмещающих перидотитах имеет согласное залегание.

Эти, на первый взгляд, противоречивые наблюдения имеют важное значение при определении генетических признаков массивов. Структуры течения в рудных телах выражены ориентированным расположением зерен хромита, который играет роль твердых гранул в подвижном силикатном материале. Зальбанды рудных тел имеют резкие границы, тогда как по простиранию они разделяются на мелкие «хвосты». Те устойчивые отношения в структуре минералов, по которым определяется положение «кровли» и «подошвы» рудного пласта в магмато-

генных месторождениях, в альпинотипных комплексах отсутствуют. Само строение хромита, обычно имеющего облик крупных (до 1 см) гранулированных зерен с анизотропной структурой, окруженных силикатными минералами, указывает на его раннее выпадение при кристаллизации и последующую деформацию. Это несомненно свидетельствует о внедрении ряда гипербазитовых тел в относительно жестком состоянии.

Сравнение химических составов пород гипербазитовой формации (табл. 10) с ультрамафическими образованиями других комплексов показывает, что первые имеют более высокое молекулярное отношение магния к железу (>6), и низкое содержание, а иногда и отсутствие калия и титана, и низкое содержание глинозема. Следует, правда, отметить, что породы докембрийских гипербазитовых формаций являются значительно более железистыми. На это обращает внимание А. И. Гликсон [269] по материалам Западной Австралии, Южной Африки и Канады. В пределах нижнепротерозойской гипербазитовой формации Кольского полуострова значения $Mg/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ колеблются в пределах 4,4—9,6, тогда как в фанерозойских гипербазитах Сибири, Казахстана и Кавказа эта величина поднимается до 5,9—18. Ряд исследователей считает, что низкая железистость в альпинотипных породах является результатом потери железа в процессе серпентинизации; однако есть основания предполагать для докембрийских гипербазитов несколько иной, менее дифференцированный состав мантии.

Некоторое время тому назад появились работы, подчеркивающие видную роль процессов метасоматоза в образовании ги-

Таблица 10

Химические составы (вес. %) пород альпинотипных гипербазитов [92, 170, 197]

Оксиды	Перидотит (10)	Перидотит, Алтай	Гарцбургит (44)	Лерцолит	Гарцбургит, Кольский п-ов
SiO ₂	40,49	39,74	40,55	43,25	42,69
TiO ₂	0,02	Не обн.	0,12	0,21	0,27
Al ₂ O ₃	0,86	1,16	2,11	3,49	1,51
Fe ₂ O ₃	2,84	4,71	3,36	4,74	2,1
FeO	5,54	3,59	5,15	4,37	9,17
MnO	0,16	0,15	0,14	0,15	0,18
MgO	46,32	40,13	39,67	36,02	37,99
CaO	0,70	Следы	1,18	3,75	1,2
Na ₂ O	0,10	»	0,22	0,30	0,15
K ₂ O	0,04	Не обн.	0,17	0,18	0,16
H ₂ O	2,88	0,70	7,29	3,54	4,06
P ₂ O ₅	—	—	0,04	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,55
NiO	—	—	—	—	0,23

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

пербазитовых комплексов. Авторами выдвигаются аргументы, обосновывающие значимость процессов метасоматоза в петрогенезисе на формационном уровне. Ключевым в этой позиции является тезис о том, что «только геохимически единый комплекс пород и руд может создать формацию», и поскольку «габбро-гарцбургитовые, пироксенит-норитовые и другие ассоциации являются примером полнейшей геохимической неоднородности, что противоречит возможности возникновения их в условиях единой геологической обстановки, т. е. противоречит одному из главнейших принципов формационного анализа», их невозможно выделять в один формационный тип. С. В. Москалева [140] указывает, что в одной породе ассоциации оливина и плагиоклаза не является в общем случае равновесной, а перемежаемость ультраосновных и основных пород не может быть комплементарной.

Образование гипербазитов с хромитовыми рудами происходит, по С. В. Москалевой, следующим образом. Энстатитовый субстрат подвергается замещению магнием и хромом, которые вначале максимально насыщают решетку энстатита, а затем с повышением их концентраций образуют самостоятельные соединения — оливин и хромит.

При метаморфизме гарцбургитов могут образоваться и другие, «стандартно» рассматривавшиеся как продукты нормального магматического процесса породы. Так, при привносе CaO и Al_2O_3 , но выносе Cr_2O_3 на промежуточной стадии возникают лерцолиты; более интенсивный процесс приводит к появлению диаллагитов (Кимперсайский массив на Урале).

Габбронизация, по С. В. Москалевой, обусловлена привносом глинозема в безводной среде и идет также в несколько стадий (эпидотизация, плагиоклазитизация). Считается, что в результате таких процессов образовались массивы Бушвелд и Стиллуотер. В этой связи необходимо отметить следующее. Большинство полиминеральных пород, входящих в рассматриваемые комплексы (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, саксониты), по составу отвечают характеристическим линиям в синтетических системах. Иными словами, сочетания пород в реальных массивах близко соответствуют экспериментально полученным продуктам, контролируемым равновесием расплав — кристалл. Несомненно также магматическое происхождение мономинеральных аккумулятивных пород — дунитов, пироксенитов и анортозитов. Однако первично-магматический генезис плутонов гипербазитовой формации не исключает важной роли сопутствующих кристаллизации наложенных процессов метасоматоза. Об этом свидетельствуют не только многочисленные эмпирические данные, но и, что более важно, экспериментальный материал, рисующий модели постмагматических преобразований. Так, Н. Л. Боуэн и О. Ф. Таттл [26] показали, что водяные пары, насыщенные кремнеземом в субсолидусную стадию пре-

вращений, переводят оливин в пироксен. Недосыщенные растворы, покидая в этом же процессе оливинит, способны разрушать пироксен и создавать оливин.

Именно этим, по-видимому, вызваны некоторые противоречивые представления о возрастной последовательности комплексов пород в пределах ряда массивов. Можно полагать, что в условиях недостаточной обнаженности метасоматический эффект воздействия постмагматических растворов на ранние магматические породы приведет к запутанной и на первых порах необъяснимой картине. Здесь небезынтересно заметить, что в противоположность широко распространенной ранее гипотезе о влиянии на процесс серпентинизации воды, заключенной во вмещающих породах, в настоящее время появились материалы о ювенильном источнике серпентинизирующих растворов. В пользу этого свидетельствует высокое содержание в серпентинитах бора (при отсутствии лития и бария), а также изотопный состав серы (см. с. 199).

Таким образом, гипербазитовые массивы по совокупности временных и пространственных геологических взаимоотношений и физико-химическим условиям генезиса являются сложными полигенными образованиями. Часть из них демонстрирует интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами, отражает закономерное изменение химизма последовательных порций расплава. Для сохранения такого типа массивов, по-видимому, необходимы исключительно благоприятные тектонические условия. В большинстве же случаев интрузивные тела гипербазитовой формации кристаллизуются не на уровнях современного размещения, а значительно глубже. В этом аспекте важные для понимания генезиса ультраосновных пород эксперименты (плавление перидотитов с участием H_2O , CO_2 и определенной активностью водорода) проведены относительно недавно Б. О. Майсеном и А. Л. Боеттчером [294]. Эта работа позволила определить главным образом положение перидотитовых солидусов для пород с различным химическим составом. Важным результатом явилась довольно низкая температура начала плавления перидотитов (рис. 8), которая на $50-200^\circ C$ ниже, чем считалось ранее. Определялись также положение кривой полного плавления для одного из составов перидотитов в присутствии воды и значения температур этого ликвидуса, которые также оказались достаточно низкими — примерно $1250^\circ C$. Температуры андезитового ликвидуса расположены довольно близко к солидусам перидотитов, а базальтовый ликвидус лежит в области более высоких температур.

На основе этих экспериментов допускается возможность существования перидотитовой магмы в присутствии воды при допустимых в мантии температурах. Дифференциация этой магмы происходит на тех же глубинных горизонтах и сопровождается образованием мафит-ультрамафических серий пород и рудных

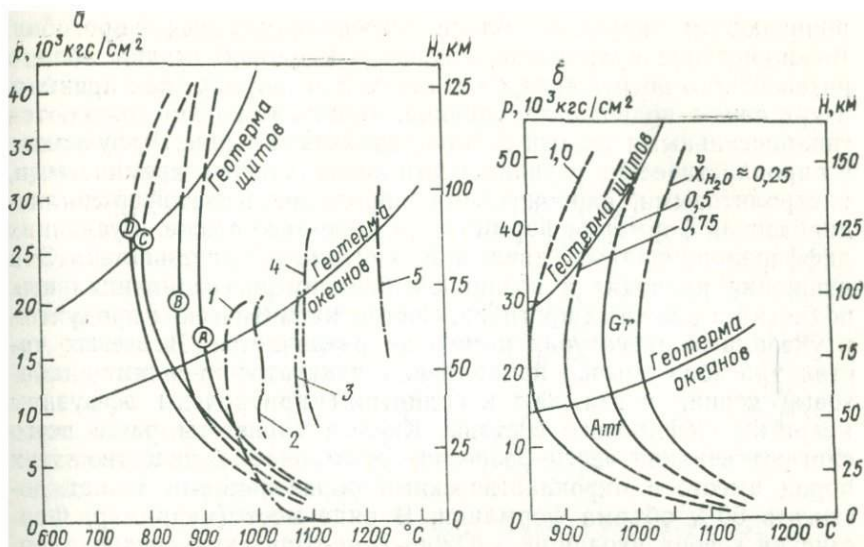


Рис. 8. Начало плавления водонасыщенных ($X_{H_2O}^v = 1$) перidotитов (а) и перidotитовые солидусы как функция $X_{H_2O}^v$ для шпинелевого перidotита (б) [294].

Лерцолиты:

	Mg/(MgO+FeO+0,9 Fe ₂ O ₃)	CaO/Al ₂ O ₃
A — гранатовый	0,93	0,44
B — шпинелевый	0,88	0,88
C — шпинелевый	0,89	0,68
D — гранатовый	0,83	0,99

Ликвидусы пород: 1 — андезитов, 2 — кварцевых толеитов, 3 — оливиновых толеитов, 4 — щелочных базальтов, 5 — перidotитов состава С.

пластов. Габброидный расплав, являющийся остаточным продуктом дифференциации, способен отделяться от кристаллического материала. Последний в условиях динамического воздействия развивающихся зон может испытывать неоднократные перемещения в пластичном и твердом состоянии, что и обуславливает мертвый характер большого числа тел гипербазитов.

В реальной геологической обстановке альпинотипные интрузивные комплексы появляются почти одновременно или вскоре после массовых излияний базальтов. Это свидетельствует о напряженном геотермическом режиме их формирования, резко превосходящем температурные условия перidotитового солидуса и андезитового ликвидуса.

По единодушному мнению исследователей, к наиболее ранней стадии развития складчатых областей принадлежат вулканические спилит-диабазовая и кератофир-спилит-диабазовая формации. Обширные поля вулкаников первой из них приурочены к глубинным разломам, огра-

КЕРАТОФИР-СПИЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

ничивающим крупные блоки геосинклинальных прогибов. Возникновение вулканитов относится к ранней стадии общего интенсивного погружения геосинклиналей; породы, как правило, несут следы подводных излияний. Вулканиты сопровождаются гипабиссальными телами габбро-диабазовой серии. Эффузивные и пирокластические разновидности ассоциируют с кремнистыми, алевролитовыми, карбонатными породами. Кератофир-спилит-диабазовая формация формируется несколько позже, в условиях дифференцированных движений внутри геосинклиналей. Эти движения приводят к возникновению внутригеосинклинальных поднятий и смежных прогибов. Состав магматических продуктов в указанных структурах несколько различается. В осевых частях прогибов обычно накапливаются кератофир-спилит-диабазовые серии, тогда как к поднятиям приурочены эффузивы кварц-кератофирного состава. Кислые варьеты чаще всего слагают верхние части разрезов; суммарное количество этих пород вместе с пирокластическими образованиями может достигать 50% объема формации. В ряде мест (например, Ферганский хребет, входящий в Южно-Тянь-Шаньскую среднепалеозойскую геосинклинальную систему) наиболее древние толщи силурийского возраста сложены исключительно кислыми породами — кварцевыми порфирами и альбитофирами липарит-дацитового и дацитового состава.

Спилит-диабазовые образования и основные члены кератофир-спилит-диабазовых серий по своим главным параметрам относятся к толеитовому типу с нормативным гиперстеном, а иногда и кварцем. В то же время им присущи некоторые специфические черты химизма, о чем будет сказано ниже.

Вопросы происхождения сложных серий основных и кислых пород требуют для своего решения совместного рассмотрения эмпирических и экспериментальных данных. Следует отметить, что с образованиями кератофир-спилит-диабазовой формации весьма часто ассоциируют сходные по составу plutонические породы габбро-плагиигранитной формации. По-видимому, это позволяет отклонить предположение о значительном масштабе процессов сиалической контаминации в ходе возникновения указанных серий.

При решении вопросов генезиса кератофир-спилит-диабазовой формации необходимо учитывать следующие моменты: 1) значительный объем кислых разновидностей, 2) появление их в начальных и конечных частях разрезов, 3) контрастный состав формации, в которой основные и кислые разновидности, как правило, не связаны промежуточными породами среднего состава. Общая генетическая модель должна быть в состоянии объяснить все эти положения.

Бимодальное распределение составов пород в пределах одной формации, одного плутона или вулканического центра нередко заставляло исследователей сомневаться в образовании

таких конкретных комплексов путем фракционной кристаллизации единой магмы. В недавнее время Х. С. Йодер (мл.) провел экспериментальные работы, определяющие условия взаимодействия базальтовых и риолитовых расплавов и их смешимость [328]. Им было показано, что две контрастные по составу жидкости будут сосуществовать друг с другом в течение некоторого времени, а не образовывать среднюю по составу жидкость.

Для понимания генезиса магм с резко различным содержанием кремнезема наиболее привлекательным кажется способ, намеченный теоретически Д. К. Преснеллом [308] и обсужденный И. Куширо и Х. С. Йодером (мл.) на основании изучения диаграммы форстерит — диопсид — кремнезем при давлении воды 20 000 кгс/см² (рис. 9). Вероятно, давления при образовании реальных магм могут быть и меньшими, однако это не меняет общих принципов, положенных в основу схемы фракционного плавления для составов на этой диаграмме.

Хорошо известно, что фракционное плавление отличается от равновесного тем, что состав остаточного продукта не тождествен общему валовому составу. Так, если мы возьмем образец с исходным кварц-нормативным составом (х на рис. 9) и подвергнем его нагреванию, то первая образующаяся при температуре 960°С жидкость будет соответствовать составу А. Непрерывное удаление жидкости А при данной температуре определяет изменение общего состава к точке С. Другим возможным случаем будет удаление расплава после образования всей возможной жидкости. Достижение остатком состава С (точка С на линии диопсид — энстатит) означает полное удаление в расплав самостоятельной фазы кремнезема. Это произойдет при плавлении примерно 20% исходного материала. Судьба образующейся жидкости может быть различной: 1) быстрая миграция по нарушениям, 2) заполнение резервуаров, 3) медленное продвижение в верхние горизонты,

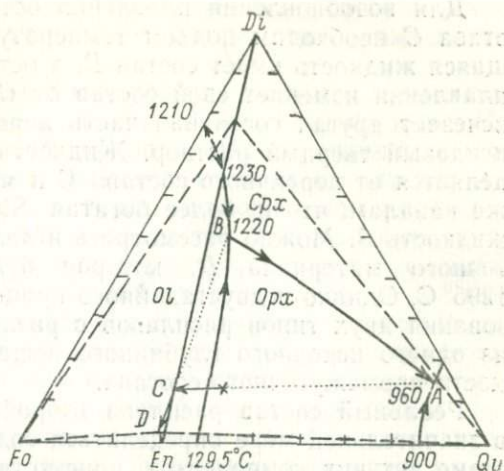


Рис. 9. Фазовая диаграмма [338] форстерит (Fo) — диопсид (Di) — кварц (Qu) при давлении $P_{H_2O} = 20\,000$ кгс/см² (вес. %).

Поля минералов: Ol — оливина, Орх — ортопироксена, Срх — клинопироксена.

Для возобновления плавления оставшегося материала состава *C* необходим подъем температуры до 1220° С. Образующаяся жидкость имеет состав *B*, а остаточный продукт по мере плавления изменяет свой состав от *C* к *D*. В последней точке исчезает другая составная часть первичного материала — диоксидовый твердый раствор. Жидкость *B* (в объеме 22%) отделяется от первичного состава *C* и может мигрировать по тем же каналам, что и более богатая SiO₂ и отделенная первой жидкостью *A*. Можно рассмотреть и дальнейшее плавление остаточного материала *D*, которое будет осуществляться при 1295° С. Однако и двухстадийного процесса достаточно для образования двух типов расплавов с различным содержанием SiO₂ из одного исходного глубинного вещества без появления жидкости промежуточного состава.

Реальный состав расплава второй стадии плавления будет в значительной мере определяться содержанием в исходной системе летучих компонентов, присутствующих в свободном виде или связанных в решетке минеральных фаз. Так, если главная масса летучих компонентов была израсходована в первую стадию плавления при образовании липаритового расплава, то для достижения второй стадии плавления температура должна подняться довольно высоко (1650° С при давлении 20 000 кгс/см² для плавления состава на линии диопсид — энстатит в системе форстерит — диопсид — кремнезем), а образующийся расплав будет базальтовым. В том же случае, если не все водосодержащие фазы переходят в расплав на первой стадии плавления, а остаются до второго температурного уровня в твердом состоянии, состав образующегося расплава будет андезитовым.

Данные по распределению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в вулканитах спилит-кератофировой группы пока не известны, но в целом геохимический материал может и не отражать первичных отношений в магмах из-за сильного вторичного изменения. Материалы по другим контрастным сериям, полученные М. Гораи [261], показывают, что липариты и базальты имеют близкий источник (см. ниже, с. 84). Отношения ¹⁸O/¹⁶O, определенные Х. П. Тейлером для липарита и базальта Центральной Америки, показывают, что липариты не могли образоваться при плавлении сиалического фундамента, а являются близкими по источнику к базальтам.

Таким образом, появление различных по составу магм в пределах кератофир-спилит-диабазовой формации определяется не процессом фракционирования твердых фаз, а фракционным плавлением при образовании расплавов. В зависимости от скорости движения расплавов к поверхности Земли порядок появления магм может быть различным. При быстрым подъеме липаритовой жидкости, насыщенной газовой фазой, можно наблюдать антидромный порядок извержения. Однако вязкость основного расплава, значительно меньшая, чем липаритового, может

способствовать более быстрому проникновению основных магм к поверхности. В этом случае наблюдаются гомодромные излияния магм.

Характерной чертой пород кератофир-спилитовых формаций являются «зеленокаменное и краснокаменное изменения». По мнению ряда исследователей, природа этих изменений может быть объяснена с помощью «метаморфической спилитизации». Однако существуют факты, которые возможно интерпретировать иначе. Во всяком случае они заставляют признать гетерогенное происхождение пород кератофир-спилитового ряда.

Было уже отмечено, что основные члены формации произошли из магм толентового типа. Им свойственны натриевый характер, несколько повышенное содержание Al_2O_3 и пониженное CaO (табл. 11). Два последних свойства присущи также порфировым выделениям пироксена, который имеет несомненно первично-магматическую природу. Натровый состав микролитов плагноклаза, более кислых, чем вкрапленники, указывает на то, что богатство натрием было обеспечено уже на поздних стадиях кристаллизации этих пород из магмы.

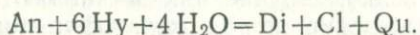
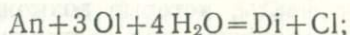
Для некоторых типов спилитовых пород характерна миндалекаменная текстура; однако миндалины имеют стекловатые корочки. По-видимому, это свидетельствует о том, что формирование их происходило при наличии в породе еще некоторого количества расплава. Здесь же имеются трещины, образованные после консолидации пород. Состав продуктов заполнения миндалины и трещин различен. Первые фазы заполнения минда-

Таблица 11

Химические составы спилитовых пород (вес. %)

Окислы и элементы	Спилит							Кератофир [31]
	[262]	[325]	[192]	Данные А. Я. Цветкова				
SiO_2	48,58	55,75	49,05	51,22	49,88	49,02	49,86	70,82
TiO_2	1,77	1,86	1,11	3,32	2,32	1,94	1,15	0,38
Al_2O_3	14,58	13,29	16,93	13,66	17,12	16,26	14,96	12,67
Fe_2O_3	1,89	0,88	5,51	2,84	3,55	4,05	4,06	2,04
FeO	7,65	8,46	5,85	9,20	7,25	6,64	7,92	3,79
MnO	0,46	0,23	0,22	0,25	0,29	0,24	0,20	0,08
MgO	6,36	1,80	4,98	4,55	6,08	5,31	5,92	1,28
CaO	9,80	6,85	7,03	6,89	5,78	5,24	7,83	1,53
Na_2O	4,02	4,07	4,33	4,93	4,89	5,28	3,49	4,74
K_2O	0,43	0,37	0,72	0,75	0,63	1,18	0,33	0,82
S	—	—	—	—	—	0,06	—	—
H_2O	2,93	3,15	3,84	1,88	0,32	0,54	—	—
P_2O_5	0,19	0,19	0,40	0,29	0,62	0,46	—	—
CO_2	—	—	—	0,94	0,05	0,40	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	1,08	2,96	—	—
Сумма	—	—	100,00	100,72	99,88	99,60	—	—

лин всегда хлоритовые и гематитовые, т. е. насыщенные водой. В то же время эти минералы не участвуют в выполнении трещин. Учитывая отсутствие оливина в базальтовых породах и кальциевый характер пироксена, можно полагать, что реакции на поздней стадии кристаллизации магмы, которые предложил еще М. Н. Батти [251], не исключают такого варианта спилитизации:



Экспериментальная проверка этих реакций произведена Х. С. Йодером (мл.). Он нашел, что они осуществляются в условиях водного солидуса при температуре 650—800° С, которая близка к температуре инверсии высоко- и низкотемпературного плагиоклаза — 600—700° С.

Таким образом, первичные свойства базальтовых магм кератофир-спилитовой ассоциации (отсутствие оливина, характер пироксена, высокая роль Na_2O) свидетельствуют об их богатстве водой в стадию начавшейся кристаллизации. Повышенное содержание воды, вероятно, и отличает эти магмы от нормальных толеитовых. Возможно, не очень глубокое заложение очагов магмообразования и их связь с поверхностной конвективной океанической системой обуславливают эту особенность магм кератофир-спилитовой формации.

Близкая к только что высказанной точке зрения концепция проверена М. И. Розиновым и Д. И. Колесниковым при рассмотрении кератофир-спилитовой формации Тагильского и Магнитогорского антиклинориев [183, с. 137—140].

БАЗАЛЬТ-ТРАХИ- АНДЕЗИТОВАЯ СЕРИЯ ПОРОД

В некоторых геосинклинальных поясах среди магматических образований ранней стадии почти совершенно отсутствуют породы спилит-кератофировой группы и вместо них или наряду с ними появляются нестандартные серии пород, характеризующиеся специфическими фаціальными и глубинными условиями образования и принадлежащие к базальт-трахиандезитовой группе формаций.

В настоящее время наиболее полно изученными молодыми складчатыми структурами, в которых проявился этот тип вулканизма, являются восточные территории Советского Союза. В Курило-Камчатском регионе В. К. Ротман [187] в 1968 г. выделил Периокеанический вулканический пояс, начало зарождения которого относится к позднемеловому времени. Между этим поясом и континентальными образованиями Восточно-Азиатского складчатого сооружения располагается субмагматичный Ниппонский пояс; следовательно, палеовулканический Пери-

океанический пояс был заложен на материковом склоне и материковом подножье Тихого океана. На собственно геосинклинальной стадии развития этого пояса происходили мощные излияния подводных базальтовых лав. Мощность разрезов вулканогенно-осадочных пород и их состав различаются в отдельных участках пояса, что объясняется блоковым характером его строения. В ряде блоков в низах разрезов преобладают кремнистые породы при отсутствии спилитов; подчиненно развиты шаровые лавы, гиалокластиты, туфы базальтового состава. Верхние части разрезов сложены базальтовыми лавами, брекчиями, вулканомиктовыми породами; здесь также отсутствуют спилиты и исчезают кремнистые образования. Общая мощность разрезов может превышать 10 000 м.

Ассоциации пород и их структурно-текстурные особенности весьма напоминают продукты современной вулканической деятельности в пределах океанических впадин. Сходство определяется не только отсутствием спилитов, но и наличием ряда признаков, характерных для образований из современных турбидных потоков. Так, наряду с подушечными и шаровыми лавами в рассматриваемых ассоциациях присутствуют брекчии, гиалокластиты, мономинеральные вулканомиктовые породы. В последних могут встречаться обломки мелководных раковин, переносимых турбидными потоками.

По составу большинство излившихся магматических пород относится к базальтам, но в ряде территориальных вулканических комплексов установлены породы повышенной щелочности — трахибазальты, трахиандезито-базальты, лейцититы, тефриты. В сопряженных с вулканитами во времени и в пространстве интрузивных телах наряду с ультраосновными и основными породами присутствуют габбро-сиениты, сиениты и реже более кислые разновидности андезит-дацит-липаритового состава. Последние и в эффузивной и в интрузивной фации появляются на заключительной стадии формирования вулcano-плутонических комплексов.

Интересно отметить, что при явном преобладании в вулканогенных разрезах излившихся пород довольно широко развиты также и отложения гиалокластического типа. Этот факт долгое время удивлял исследователей, так как свидетельствовал, по их единодушному мнению, об эксплозионном характере извержений, что несвойственно базальтовым магмам. Привлекало внимание наличие в составе гиалокластов прослоев мономинеральных пироксеновых и плагиоклазовых кумулатов. Новейшие данные советских и зарубежных исследователей показали, что дезинтеграция вулканических пород происходила не в результате взрыва при извержении, а вследствие разрушающего действия охлажденной морской воды на извергающуюся лаву (аквагенные туфы). Вообще такие гиалокластические породы, сопровождающие создание подводных вулканических построек, развиты совместно

с разнообразным материалом вулканических брекчий, которые являются продуктами переноса подводных лавин и нагретых конвекционных потоков.

В составе вулканитов Периокеанического геосинклинального пояса наряду с базальт-трахибазальтовой ассоциацией присутствуют экзотические щелочно-ультраосновные породы [124]. Их принадлежность к геосинклинальным образованиям доказывается наличием вулканических туфов и брекчий ультраосновного состава, которые входят в слоистую толщу позднемелового возраста. Помимо этого, имеются силлы, дайки и трубки взрыва, сложенные пикритами с вкрапленниками оливина, пироксена и флогопита и меймечитами, в которых вкрапленники представлены лишь оливином среди стекловатого базиса. Как почти во всех месторождениях щелочно-ультраосновных пород субвулканической фации, в них постоянно встречаются включения полнокристаллических ультраосновных пород с преобладанием верлитов.

По химическому составу почти все указанные породы относятся к группе пикритов с нормативным гиперстеном, что, судя по экспериментальным данным, может характеризовать большие значения давлений на ликвидусе магм. Составы ультраосновных вулканитов, содержащихся в них включений и составы геосинклинальных базальтов приведены на рис. 10, 11. В ряду пород от меймечитовых туфов к дайкам и силлам содержание MgO падает от 34 до 7%, а концентрации CaO и $FeO + Fe_2O_3$ возрастают. Ультраосновные вулканиты ранней геосинклинальной стадии очень близки по химизму к базальтоидным кимберлитам и меймечитам Маймеча-Котуйской провинции, а точнее, к маложелезистому и слабощелочному типу кимберлитов.

В целом в пределах Срединного и Восточного хребтов Камчатки устанавливается определенная зональность в составе вулканитов и комагматичных интрузий по мере перехода от приконтинентальных (западных) к приокеаническим (восточным) районам. В первых преобладают базальты с нормативным нефелином, реже встречаются толеитовые и кварц-толеитовые типы. В промежуточных районах развиты толеитовые базальты с нормативным оливином и гиперстеном и кварцевые толеиты; базальты с нормативным нефелином имеют подчиненное значение. Наконец, в крайних восточных районах решительно преобладают кварцевые толеиты. Последние по многим признакам близки к океаническим толеитам. Возраст вулканитов становится все более молодым по мере движения от западных районов к восточным.

Такая зональность вулканогенных образований в пределах Периокеанической геосинклинали, по мнению Б. А. Марковского [123], легче всего понимается, если признать справедливым, что магма на приконтинентальных участках формируется

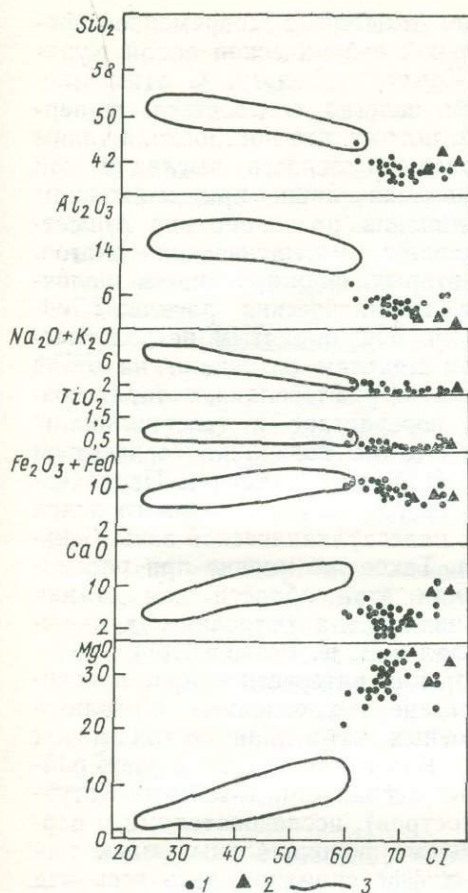


Рис. 10. Диаграмма кристаллизационный индекс CI — окислы для серии вулканических образований Камчатки [125].

1 — ультрабазические вулканиды хребтов Тумрок и Валагинского; 2 — полнокристаллические породы включений в основных вулканитах; 3 — поле составов геосинклинальных базальтов из тех же районов Камчатки.

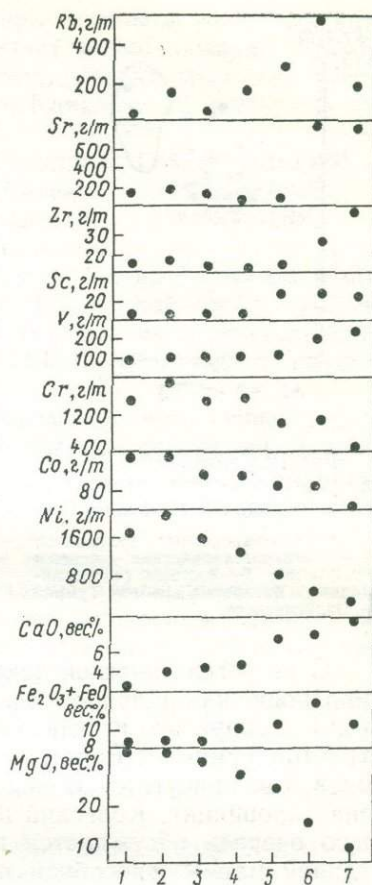


Рис. 11. Среднее содержание некоторых окислов и элементов в ультрабазических породах Камчатки [125].

На оси абсцисс: 1 — меймечитовые туфы из толщи района оз. Кроноцкого; 2 — обломки меймечитов и пикритов района оз. Кроноцкого; 3 — меймечитовые туфы из трубок; 4 — меймечиты и пикриты из даек; 5 — слюдяной пикрит; 6 — пикрит-базальт; 7 — базальт из геосинклинальных вулканических брекчий района оз. Кроноцкого.

на больших глубинах и обладает в связи с этим щелочным характером, тогда как в прилегающих к океану участках ее рождение происходит на меньшей глубине. Б. А. Марковский считает, что в пределах Камчатки очаги магмообразования соответствовали наклоненной от океана к континенту крупной ослабленной

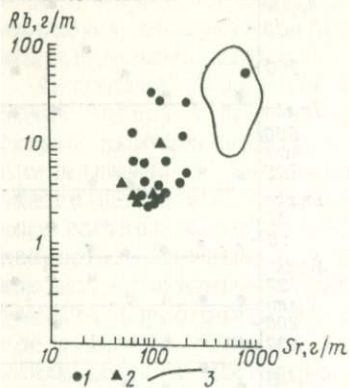


Рис. 12. Соотношение Rb—Sr в ультраосновных вулканических породах Камчатки [125].

1 — ультраосновные вулканы;
2 — подокристаллические породы включений; 3 — составы геосинклинальных базальтов хребтов Тумрок и Валагинского.

С петрогенетической точки зрения интересен вопрос о взаимоотношениях широко распространенных основных (базальтовых) продуктов и ультраосновных субвулканических пород хребтов Тумрок и Валагинского. Как и для многих других районов, где присутствуют подобные ассоциации (Маймеча-Котуйская провинция, Кольский полуостров), исследователями в первую очередь обсуждается проблема родоначальных магм или единой магмы, способной при дифференциации дать весь ряд пород. Б. А. Марковский на основании геохимических данных пришел к выводу о независимом происхождении основного и ультраосновного расплава. Этот вывод несколько противоречит геологическим данным о тесной геологической связи и взаимопереходах тех и других пород. Основанием для этого вывода служит главным образом различное содержание в базитах и гипербазитах некоторых редких элементов. Наиболее показательным является низкое содержание стронция в ультраосновных породах по сравнению с базальтами (рис. 12). При этом Б. А. Марковский считает, что ультраосновные расплавы возникли при постепенном перемещении области магмообразования на большие глубины. Однако это не единственно возможное объяснение. Альтернативным является предположение о гетерогенном строении мантийных участков при неоднородном поднятии диапиров мантийного вещества.

В других геосинклинальных областях формации, подобные вышеописанной, появляются, как правило, после магматизма

зоне, сходной с современной фокальной сейсмической зоной Курило-Камчатской дуги. С этим мнением нелегко согласиться, во-первых, потому, что построенная таким образом плоскость выглядит как фокальная лишь при мысленном соединении разновременных существовавших магматических очагов. Во-вторых, формирующиеся щелочные магматические расплавы согласно общепринятым петрологическим моделям возникают на этапе развития рифтогенали, которая позже перерастает в геосинклиналь. Все это не позволяет согласиться с трактовкой о наличии Периокеанического геосинклинального пояса как палеовулканической зоны Бенюфа. Такое же мнение при рассмотрении этой области для стадии возникновения островных дуг высказал и В. К. Ротман [188].

кератофир-спилитового типа или приурочены к участкам, которые имеют более жесткий фундамент и запаздывают в своем развитии. Это отмечается для Тагило-Магнитогорского погружения на Урале и областей Малого Кавказа.

Массивы этой формации выделены в самостоятельный временной комплекс Ю. А. Билибиным. По времени своего образования и по составу они близки к спилит-кератофировой группе магматических формаций и пространственно с ними ассоциируют. В мировой литературе породы этой формации иногда описываются по преобладающим в их составе членам, например «трондjemитовая провинция» в докембрии Южной Финляндии.

ГАББРО-ПЛАГИО- ГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Примеры рассматриваемого формационного типа весьма многочисленны; габбро-плагиогранитные ассоциации широко распространены в складчатых областях различного возраста, от докембрия до новейших вулканоплутонических ассоциаций.

В составе формации основные породы (габбро) образуют первые фазы внедрения и представлены небольшими по размерам массивами. Последующие порции внедрения магм более лейкократовые — диориты, трондjemиты, плагиограниты; они слагают массивы значительно большего объема.

Примерное соотношение главных типов пород (%) можно получить из подсчетов А. Симонена [315] для Юго-Западной Финляндии: габбро — 2,3; диорит — 7,9; кварцевый диорит — 29,1; плагиогранит — 60,7. Химические составы приведены в табл. 12.

Близкую к стереотипу данной формации геолого-структурную позицию занимает габбро-гранитная формация Урала, обобщенный материал по которой представлен недавно Г. Б. Ферштатером и Н. С. Бородиной [219]. В составе формации ими выделены три главные серии пород: габбро-плагиогранитная, габбро-сиенитовая и габбро-гранитная. Следует указать, что в целом для этой формации характерны такие количественные соотношения пород (%): габбро 60—90; тоналиты 10—20; адамеллиты 10—15; граниты 1—5. Химические составы приведены в табл. 13.

Э. П. Изох [67], рассмотревший широко эволюцию габбро-гранитных серий, указывает на более контрастное соотношение габброидных и гранитных разновидностей — 1:100 и 1:500.

В объяснительной записке к карте магматических формаций габбро-плагиогранитная и габбро-сиенитовая формации характеризуются как типы ассоциаций пород поздних фаз интрузивной деятельности ранней стадии развития складчатых областей. Обе формации образуют штокоподобные тела, сгруппированные в зоны, приуроченные к глубинным разломам; иногда они сла-

Средний химический состав (вес. %) пород свекофенской трондэмитовой провинции Финляндии [315]

Окислы	Габбро (2)	Кварцевое габбро (2)	Кварцевый диорит (3)	Биотитовый кварцевый диорит (9)	Гранодиорит (7)
SiO ₂	43,12	57,30	65,92	68,20	71,62
TiO ₂	1,83	1,04	0,35	0,50	0,31
Al ₂ O ₃	14,56	16,14	16,16	16,22	15,33
Fe ₂ O ₃	3,04	1,00	1,17	0,48	0,49
FeO	9,87	6,30	2,64	2,94	1,69
MnO	0,15	0,13	0,06	0,04	0,03
MgO	10,30	4,86	2,19	1,17	0,57
CaO	12,72	6,39	4,22	3,37	2,13
Na ₂ O	1,66	3,44	4,87	4,54	5,28
K ₂ O	0,55	1,89	1,65	1,65	2,02
P ₂ O ₅	0,07	0,15	0,06	0,23	0,06
H ₂ O ⁺	2,28	1,16	0,93	0,68	0,56
H ₂ O ⁻	0,07	0,13	0,22	0,05	0,10
Сумма	100,22	99,93	100,44	100,07	100,19

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

Таблица 13

Средние химические составы (вес. %) габброидов и гранитов габбро-гранитного формационного типа (Магнитогорский массив) [219]

Окислы	Габбро (74)	Гранит (6)
SiO ₂	50,55	71,50
TiO ₂	1,66	0,42
Al ₂ O ₃	16,14	13,80
Fe ₂ O ₃	4,56	1,44
FeO	5,88	1,83
MnO	0,11	0,07
MgO	6,00	0,52
CaO	8,80	1,62
Na ₂ O	3,90	4,35
K ₂ O	1,40	3,68
P ₂ O ₅	—	—
П. п. п.	1,08	0,50
Сумма	100,08	99,73

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

гают тела пластообразной формы с псевдостратифицированным строением.

В ряде регионов в зависимости от геологической обстановки формирования и, вероятно, от глубины эрозионного среза мафические разновидности габбро-гранитной формации развиты ограниченно. В этом случае исследователи, несмотря на почти одновременное внедрение интрузий и близкий петрографический состав пород, выделяют формации под несколько иными названиями, к которым лучше было бы применять термин «серия» или «комплекс».

Достаточно полное описание тоналит-гранодиоритовой серии Урала, близкой по возрасту к габбро-гранитной формации, приведено в монографии Г. Б. Ферштатера и Н. С. Бородиной. По этим авторам, плутоны сосредоточены в поясах, фиксирующих краевые части прогибов и поднятий. Отмечаются следующие особенности их становления. Внедрение массивов предшествует процессам метаморфизма зеленокаменной стадии и, следовательно, является более ранним, чем формирование гранитно-батолитового ряда формаций. Некоторые массивы обнаруживают фациальные переходы с комагматичными эффузивами среднедевонского возраста. В пределах массивов устанавливается ряд пород от габбро до адамеллитов и плагиогранитов, с резким преобладанием последних. Кристаллы плагиоклазов в гранитоидах имеют специфическое строение. Их ядра, представленные андезином, характеризуются повторяющейся или пятнистой зональностью. Краевые части, сложенные альбитом в сростании с кварцем, обладают мирмекитовыми структурами. Калиевый полевой шпат часто имеет реакционное соотношение с плагиоклазом.

Близок по составу к описанным образованиям майнский комплекс в Западном Саяне и кундуштуольский в Кузнецком Алатау. В первом из них резко преобладают плагиогранитные разновидности; во втором габброиды формируют самостоятельные тела и в виде ксенолитов и блоков встречаются в более поздних гранитных дифференциатах.

Ю. А. Кузнецов [98] подчеркивает, что взаимодействие кислых расплавов с продуктами кристаллизации ранних фаз приводит к широкому развитию гибридных пород. Последние возникают при метасоматической переработке основных компонентов гранитной магмы и усвоении гранитным материалом более мафических компонентов.

Особенности химического состава пород формации не очень выразительны. Основные варьеты характеризуются низкой щелочностью и резким преобладанием натрия, кислые пересыщены глиноземом и сохраняют то же соотношение щелочей, что и породы ранних фаз внедрения, за исключением крайних лейкократовых дифференциатов, если таковые существуют. При сравнении химических составов пород, принадлежащих к данной

формации, но расположенных в разных регионах, В. А. Кутюлиным [101] установлено, что региональные особенности химизма преобладают над формационными. При сравнении с другими базальтоидными разновидностями оказывается, что габбро данной формации содержат больше глинозема, но меньше титана и по химическому составу близки к породам формации андезитов.

Вопросы происхождения габбро-плагиигранитных комплексов пород до сих пор являются дискуссионными. Существует по крайней мере три группы взглядов на процессы их возникновения.

1. Ю. А. Кузнецов [98], признавая первичной магмой базальтовую, отвергает ведущую роль дифференциации в образовании плагиигранитов. Лучшей моделью для формирования кислых расплавов он считает процесс формирования гранодиоритовых пород в кровле трапповых интрузий. Конкретным способом образования такой кислой магмы считается процесс ассимиляции осадочных пород. С точки зрения указанного исследователя, подобный механизм вполне правдоподобен, и, признав его действие на больших глубинах, можно объяснить возникновение основных и плагиигранитных разновидностей пород.

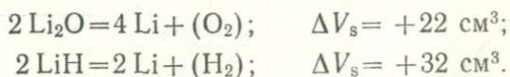
2. Д. С. Коржинский [82] предполагает, что большую роль в выплавлении гранитных магм играют сквозьмагматические растворы, обособленные как самостоятельная фаза от глубинных расплавов. Взаимодействие алюмосиликатных пород и трансмагматических мантийных флюидов усиливает кислотные свойства гранитных магм.

А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук [121] обращают внимание на то, что закономерное изменение химизма пород в эффузивной и интрузивной фациях невозможно объяснить широким проявлением гибридизма или плавлением осадочных толщ; лишь закономерное «изменение физико-химических свойств самих расплавов, связанное с охлаждением в условиях достаточно высокого флюидного давления», способствует последовательному изменению состава магматических продуктов.

3. Обе концепции увязаны в единый модернизированный механизм Ю. А. Кузнецовым и Э. П. Изухом [99]. В основе предложенной модели лежит концепция вертикальной миграции уровней плавления от нижнего базальтового до вышележащего щелочно-сиалического субстрата. Главным аргументом исследователей является гомодромная подача к поверхности Земли сначала основного, а затем кислого расплава. Таким образом, согласно предложенной модели, дискретность магматических комплексов является отражением дискретности субстрата. Появление же очагов плавления в базальтовом и сиалическом субстрате обусловлено потоком интрателлурических флюидов, переносящих щелочи и тепло. Местом генерации таких интрателлурических потоков является мантийное вещество.

Можно попытаться критически оценить важность тех или иных петрологических фактов, положенных в основу указанных выше моделей, и логичность сделанных построений в целом. Значения ассимиляционных явлений, по-видимому, следует признать явно переоцененными, поскольку даже исследователи трапповой формации ведущую роль в образовании гранофиоров отдают процессу кристаллизационной дифференциации. Кроме того, как уже отмечалось выше, химизм габбро-плагногранитной серии соответствует химизму эффузивных образований кератофир-спилитовой формации. С учетом этого вряд ли можно допустить, что базальтовые магмы на ранней стадии развития геосинклиналей постоянно и повсеместно поглощают в одинаковом объеме граувакковые осадочные породы, которые могут быть потенциальными источниками натрия.

Идея Д. С. Коржинского о трансмагматических растворах долгое время разрабатывалась в теоретическом физико-химическом плане; одновременно делались попытки объяснить в свете этой идеи эмпирический материал. Совсем недавно исследователями школы Д. С. Коржинского представлена термодинамическая модель флюидного режима Земли и на базе этого прослежена эволюция магматизма во времени и в пространстве. В основе представлений о влиянии флюидных глубинных потоков на процессы метаморфизма и магматизма лежит общая идея о дегазации Земли. В закрытой системе при $p_s = p_F$ процессы дегазации затруднены и лишь ослабленные в тектоническом отношении зоны, увеличивающие проницаемость вещества, ведут (при $p_s > p_F$) к образованию флюидных потоков, направленных против сил гравитации. Так, снижение давления в мантийных горизонтах способствует разрушению соединений и образованию свободной газовой фазы. Это прежде всего относится к щелочным металлам, объем которых в чистом виде всегда меньше объема их соединений с летучими компонентами:



В результате мантийные зоны Земли являются источниками первично сильно восстановленных флюидов: H_2 , CO , CH_4 . Независимо и другими методами [237] было показано, что по мере уменьшения глубины генерации магм выделяются четыре ветви расплавов и связанных с ними растворов: 1) щелочной тип расплавов — галоидно-углекислые растворы; 2) ультраосновные магмы — углеводородная ветвь растворов; 3) основные магмы — гидроксил-водные растворы; 4) гранитные магмы — кислородный тип растворов.

Как видно, восстановительные флюиды мантийных горизонтов окисляются с уменьшением глубины, что связано с возрастанием давления кислорода. Реакции окисления водорода и

оксида углерода имеют значительный экзотермический эффект и сопровождаются разогревом флюидов, формированием высокотемпературных фаций метаморфических пород и появлением гранитного метаморфизма. По мнению А. А. Маракушева и Л. Л. Перчука, на развитие гранитного магматизма влияет сорбированный в пелитовых терригенных осадках кислород, который и способствует реакциям окисления и разогреванию флюидов и системы в целом.

Экспериментальное подтверждение эффекта выноса в газовой фазе SiO_2 , находящегося в равновесии с минералами, недосыщенными кремнеземом, установлено уже давно. В недавнее время Т. Н. Ходжес [277] исследовал растворимость H_2O в силикатном расплаве форстерита и диопсида при высоких давлениях (до $30\,000 \text{ кг/см}^2$). В системе $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ при давлении $30\,000 \text{ кг/см}^2$ водонасыщенный солидус имеет температуру $1375 \pm 10^\circ \text{C}$, а количество воды, насыщающей форстеритовый расплав, составляет $27,0 \pm 1,0 \text{ вес.}\%$, или $74,3 \text{ мол.}\%$ (рис. 13). Для диопсидового расплава положение водонасыщенного солидуса определено при температуре $1265 \pm 10^\circ \text{C}$, а содержание воды в расплаве составляет $21,5 \pm 1,0 \text{ вес.}\%$ ($74,4 \text{ мол.}\%$) при давлении $30\,000 \text{ кг/см}^2$. И. Накамура и И. Куширо [295], изучавшие систему $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ при давлении $15\,000 \text{ кг/см}^2$, нашли, что содержание SiO_2 в газовой фазе, сосуществующей с форстеритом и энстатитом, составляет $18 \text{ вес.}\%$ при 1280°C и увеличивается до $22 \text{ вес.}\%$ при 1310°C (рис. 14). Газовая фаза, сосуществующая только с энстатитом, может содержать около $40 \text{ вес.}\%$ SiO_2 .

Эти данные, по-видимому, являются экспериментальным подтверждением не только возможности удаления из определенных

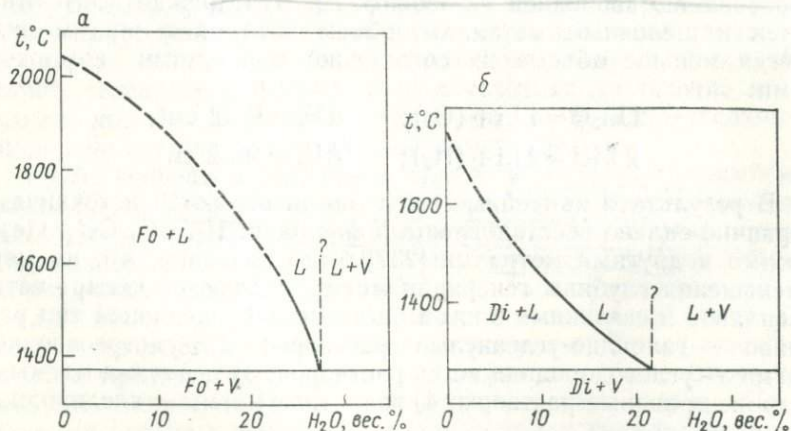


Рис. 13. Растворимость воды [277] в расплаве форстерита (а) и диопсида (б).

Fo — форстерит; Di — диопсид; L — расплав; V — пар.

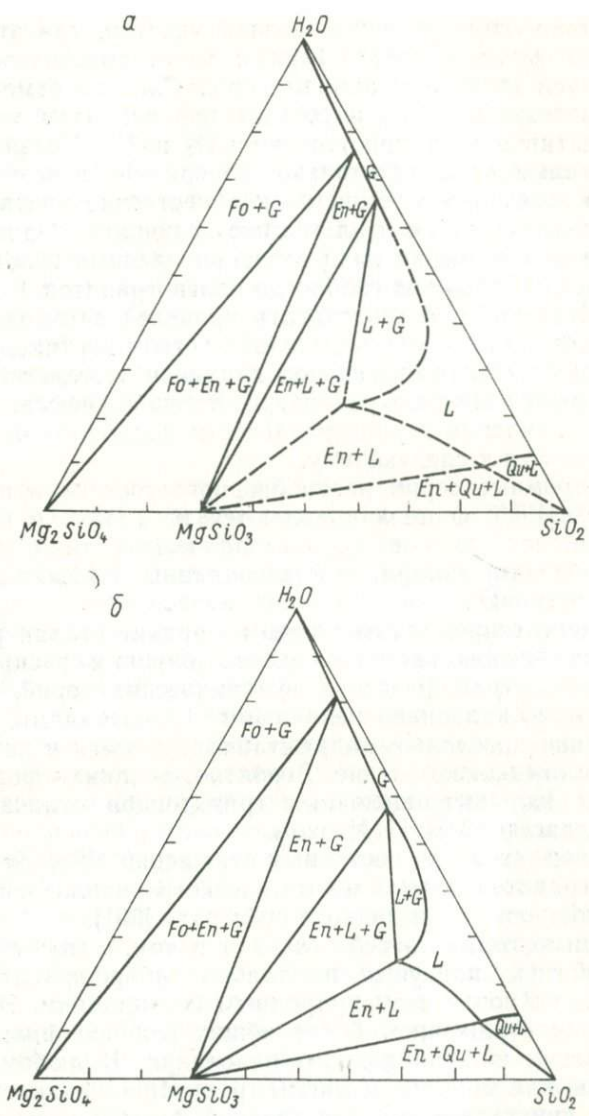


Рис. 14. Изотермические сечения системы Mg₂SiO₄ — SiO₂ — H₂O при давлении 15 000 кг/см² [295].

a — при температуре 1310° С; *б* — при температуре 1280° С; *Fo* — форстерит; *En* — энстатит; *Qu* — кварц; *L* — расплав; *G* — газ.

мантйных горизонтов воды, но и одновременного выноса кремнезема наряду с ограниченным количеством других компонентов. Очевидно, должны существовать участки, где этот материал может фиксироваться. Такими участками, скорее всего, могут явиться горизонты земной коры. Следует отметить, что процесс растворения SiO_2 в составе газовой фазы уменьшает свою эффективность в присутствии CO_2 и H_2 . Независимо от этого указанные данные не только экспериментально поддерживают идею дегазации мантии, но количественно подтверждают возможную восходящую фильтрацию флюидов. Однако вернемся к реальной оценке роли вышеприведенных гипотез в образовании серий пород от габбро до плагιοгранитов.

Э. П. Изох [67] склонен считать проявление гомодромности в пределах серии решающим доказательством вертикальной миграции магматических очагов под влиянием теплового и вещественного воздействия интрателлурического процесса. Однако существуют сомнения в универсальности подобного механизма, которые сводятся к следующему.

1. Гомодромные серии разнообразного состава в интрузивной и эффузивной фациях появляются не только в континентальных районах, но и на коре океанического типа, например появление базальт-липаритовой ассоциации в Исландии и на Алеутских островах.

2. Согласно современным данным, ранние стадии развития докембрийской коры характеризуются широким распространением мафит-ультрамафических вулканических серий, которые интродуцируются кальциево-щелочными гранитоидами. Только после этого континентальные ядра стабилизируются и начинается терригенное осадконакопление. Вероятно, механизм формирования ранних кальциево-щелочных гранитоидов отличается от схемы, предлагаемой Э. П. Изохом.

3. Наконец, сходство изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для базальтов и гранитов одного магматического цикла свидетельствует об общности их исходного субстрата [261].

Необходимо отдавать себе отчет и в том, что гомодромность — свойство, присущее не только габбро-гранитным сериям пород, но почти всем природным ассоциациям. Это свойство является отражением более общих законов фракционной кристаллизации и фракционного плавления. В любом объеме неподвижной или мобильной магмы гравитационно-кинетическое разделение кристаллизующейся твердой фазы и расплава приведет к образованию мафических кумулатов, причем остаточный расплав лейкократового состава обусловит гомодромную последовательность внедрения по отношению к исходным породам и к ранним фракционатам. Можно допустить также, что гомодромный характер подачи магм обусловлен циклическим уменьшением степени частичного плавления. Действие этого механизма легко представить с помощью следующего примера,

Выплавление базальтового или андезитового расплава из субстрата и его миграция к поверхности не обеспечивают его полной эвакуации из горизонтов плавления. Частично он будет закристаллизован на месте плавления. Последующий подъем геонизотерм при несколько меньших температурах приведет к выплавлению более лейкократового расплава из захороненного вещества первой стадии плавления.

По-видимому, в ряде случаев гомодромный характер внедрения серии магм связан с кинематикой блоков камеры. Так, весьма легко представить себе картину выжимания активной магмой поршневидного верхнего блока. Кинематика рамы может резко отличаться от такого варианта и заключаться в усилиях, при которых верхний блок является поршнем, направленным вниз. В этом случае по ослабленным зонам будет мигрировать вверх магма нижних горизонтов камеры. Порции магмы будут сначала иметь мафический состав, а затем более лейкократовый.

Согласно материалам различных исследователей, интрузивные комплексы, принадлежащие к этой формации, образуются на ранней стадии геосинклинального развития («дооргенные» по ранней классификации Клооса—Полканова). Территорией их значительного распространения и достаточно хорошей изученности является Кольский полуостров. Согласно С. И. Заку и Б. А. Юдину [61], распространенные здесь массивы Главного хребта, Мончетундры, Чунатундры, Волчьих, Лосевых тундр, Цагинский массив, а также плутоны Сальных, Кандалакшских и Колвицких тундр относятся к нижнепротерозойской титаносной габбро-лабрадоритовой формации (рис. 15). По геологическому положению относительно архейских и раннепротерозойских складчатых сооружений выделяются следующие группы массивов: 1) расположенные в глубинных разломах субмеридионального простирания в архейском фундаменте (Цагинский); 2) на сочленении блоков архея с раннепротерозойскими подвижными поясами (массив Главного хребта); 3) в краевых частях синклинорных зон раннего протерозоя. В первых двух случаях массивы представляют собой трещинные лополитоподобные тела. Иногда они, как, например, в Главном хребте, имеют подводящие каналы дайкового типа, падающие на восток под углом 70—90°, и образуют чашеобразную форму межформационной залежи. В Кейвско-Кольском синклинории массивы имеют пластовую форму, межформационное положение, а группы их прослеживаются на расстояния до 250 км. Интрузивные тела Кандалакшских и Колвицких тундр являются пластиноподобными и, по мнению Е. В. Шаркова [230], приурочены к надвигу субширотного простирания; вследствие этого породы массивов расланцованы и претерпели сильный метаморфизм.

ГАББРО- АНОРТОЗИТЫ

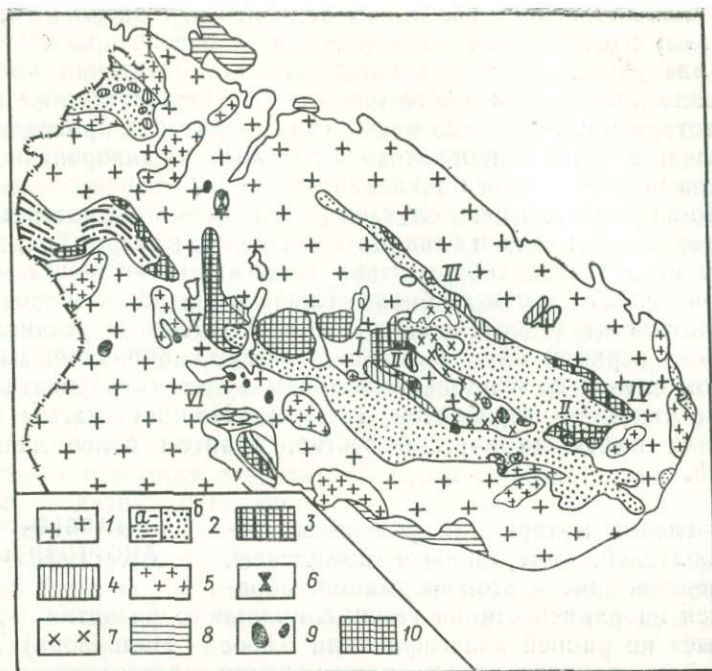


Рис. 15. Схема размещения интрузий нижнепротерозойской габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова [61].

1 — архейские гнейсы, гнейсо-граниты, граниты и мигматиты, слагающие области антиклинория; 2 — протерозойские комплексы основных гранулитов (а) и супракrustальных и вулканогенных образований (б), слагающих синклиналии; 3 — нижнепротерозойские интрузивы габбро-лабрадоритовой формации: I — Цаганский, II — Главного хребта, III — Кейв и Кальмозеро-Воронья, IV — Сальных тундр, V — Колвицких тундр, VI — Кандалакшских тундр; 4 — протерозойские интрузии базитов и гипербазитов; 5 — протерозойские граниты; 6 — верхнепротерозойские массивы габбро-щелочной формации; 7 — верхнепротерозойские интрузии щелочных гранитов; 8 — ийотнийские и нижнекембрийские субплатформенные и платформенные отложения; 9 — каледонские интрузии ультраосновной—щелочной формаций; 10 — герциньские интрузии нефелин-сиенитовой формации.

Все массивы провинции являются результатом одноактного внедрения магмы и проявляют резкодифференцированное строение, возникшее в условиях кристаллизации *in situ*. Эндоконтактные зоны плутонов сложены габбро-норитами и габбро, а центральные части — крупнозернистыми, лейкократовыми габбро и лабрадоритами; между этими комплексами развиты переходные слабо выраженные ритмично повторяющиеся пачки габбро. В ряде массивов (Цаганском, Агинском) в переходных пачках и в нижней части разреза располагаются титаномагнетитовые руды шпирого-сегрегационного типа, а в верхней части разреза, в пределах габбро-лабрадоритового ряда пород, присутствуют фузивно-аккумулятивные титаномагнетитовые руды. Для массивов Главного хребта и Сальных тундр характерны титаномаг-

нетитовые высокованадиевые руды позднемагматического флуидного типа.

Сходное геологическое положение занимают крупные анортозитовые массивы Волго-Уральской области, установленные в фундаменте Русской плиты. По данным С. В. Богдановой [18], наиболее крупные из них (Нурлатский и Туймазинский) занимают площадь от 1000 до 1800 км² и по своему отношению к структурам вмещающих пород и процессам гранулитового и амфиболитового метаморфизма являются доскладчатыми или раннеорогенными архейскими образованиями.

Петрологические и петрохимические особенности пород указанных массивов достаточно сильно затушеваны процессами регионального и дислокационного метаморфизма. Возможно, именно поэтому рассматриваемые доорогенные комплексы при значительном объеме габброидных и норитовых разновидностей сохраняют мало первичных мафических минералов. Однако состав плагиоклазов в большинстве массивов Кольского региона и Волго-Уральской области является едва ли не самым основным среди известных анортозитовых комплексов. В массивах Главного хребта, Колвицком и Сальнотундровском плагиоклаз содержит 70% Ап, в Кейвинских интрузиях — 50% Ап, а в массивах Волго-Уральской области имеет два максимума: 50 и 70% Ап. Габбро-анортозитовые формации фанерозойских подвижных зон отличаются от своих древних аналогов не только более кислым составом плагиоклаза, но и некоторыми особенностями химизма; в частности, им свойственно невысокое содержание FeO по отношению к MgO, так что линия их составов на диаграмме CaO — MgO — FeO располагается субпараллельно стороне CaO — MgO (рис. 16).

Поскольку в Волго-Уральской области, Кейвской структуре и Колвицком блоке минеральные и структурные особенности габбро-лабрадоритовых массивов в той или иной степени затушеваны метаморфическими преобразованиями, первичные черты магматических пород и их генезис рассматриваются на примере лучше сохранившихся массивов Цаги и Главного хребта Коль-

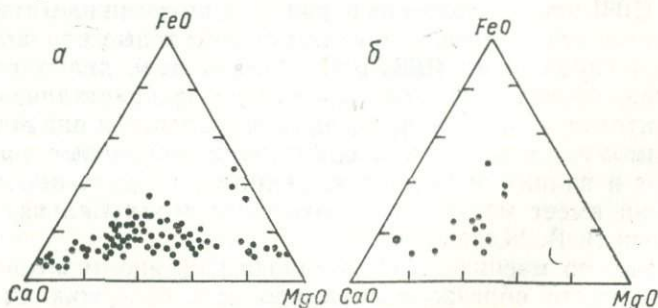


Рис. 16. Диаграмма CaO—FeO—MgO с фигуративными точками составов пород Кольской (а) и Волго-Уральской (б) анортозитовых провинций [17].

ского полуострова. Геологическое строение массивов позволяет утверждать, что плутоны сформировались в результате однофазного внедрения магмы с образованием у контакта габбро-норитовой зоны закалки. Эта зона, предохранявшая магму от быстрого остывания, способствовала проявлению нормального кристаллизационного фракционирования; устанавливается аккумуляция оливинов, пироксенов, титаномагнетита на первых стадиях кристаллизации и последующее выделение плагиоклаза.

Задержка кристаллизации плагиоклаза, а также наблюдаемое двухстадийное образование рудного железосодержащего минерала свидетельствуют, во-первых, о довольно высоком парциальном давлении кислорода и, во-вторых, о том, что состав исходной магмы отвечал базальту, но не андезиту. В случае андезитового исходного состава кристаллизация должна была бы начаться с плагиоклаза, а закончиться лейкократовыми минералами гранитной эвтектики. В большинстве массивов (кроме Колвицко-Кандалакшской группы, по данным Е. В. Шаркова) не установлено такого порядка кристаллизации и комплементарных основным породам кислых варьететов. Представляется, что тип исходной магмы доорогенных габбро-анортозитовых комплексов и определяемый ею порядок кристаллизации, а также свойственный им набор пород значительно отличают эти ассоциации от габбро-анортозит-гранитных комплексов эпохи активизации (см. ниже).

Существует мнение о возможном происхождении габбро-анортозитовых комплексов орогенных поясов в результате метасоматических преобразований первично-осадочных или основных пород. Кажется справедливым, что, как и обычно, в случае поздних автометасоматических и гидротермальных преобразований метасоматические изменения лишь накладываются на первично сформированные интрузивные породы и маскируют ранние, но определяющие магматические процессы. Обычно детальные работы вскрывают ошибку. Так, в течение долгого времени метасоматическим по генезису считался Джугджурский анортозитовый массив. Однако детальными исследованиями А. М. Леникова [108] установлена его первичная интрузивная природа и определено, что сопровождающие массив кислые породы также являются глубинными [106, 107]. Однако роль диафорических процессов, происходящих на фоне уже закристаллизованных анортозитовых комплексов, несомненно, является значительной. По-видимому, именно такое совмещение первичных интрузивных черт и наложенных дислокационных и метасоматических изменений имеет место в анортозитовых телах Сальных тундр, изученных В. В. Ждановым.

Однако, по мнению В. В. Жданова [58], анортозитовые тела Сальных тундр образовались в процессе базификации норит-диоритовой серии, под воздействием динамических напряжений, кальциевого и глиноземистого метасоматоза.

ГРУППА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СРЕДНЕЙ (ИНВЕРСИОННОЙ) СТАДИИ

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

Несмотря на неоднократно предпринимаемые попытки, не удалось разделить многочисленные вулканические формации средней стадии геосинклинального развития по геологическому признаку, а также подчеркнуть это петрохимическими особенностями и различными взглядами на генезис вулканитов. Вследствие чего в сводках по эффузивным формациям с целью их характеристики чаще всего привлекаются различия в составе изверженных пород.

По геологическим, петрографическим и петрохимическим признакам среди вулканических формаций инверсионной стадии легче всего выделяется базальт-андезит-липаритовая формация, по Ю. А. Кузнецову [98]. Уже при ее выделении было известно, что эта сложная серия пород может возникать неоднократно, в течение разных этапов развития складчатого пояса. Так, Ю. А. Кузнецов указывал, что она может быть «сосредоточена или в пределах зарождающихся поднятий (Урал в силуре) и образуется в этом случае часто одновременно и рядом со спилито-кератофировыми формациями, или же в конце существования геосинклинального прогиба при его замыкании и начинающемся поднятии». Одновременно был выделен тип андезитовых формаций — андезиты частично денудированных поднятий, связанных с формированием разломов (андезитовый вулканизм Кордильер, Закавказья или наложенных впадин, как это имеет место в Восточном Забайкалье).

В настоящее время такое геологическое разделение сохраняется и только уточнены некоторые черты состава и происхождение этих ассоциаций. В целом

достаточно отчетливо выделяются андезитовые формации островных дуг, с одной стороны, и континентов — с другой, включая базальт-андезит-липаритовую формацию. По имеющимся данным, их различия заключаются в особенностях химизма, минералогии вулканитов и типе их природных ассоциаций.

Наиболее представительным типом андезитового вулканизма является ассоциация современных или относительно молодых островных дуг. Палеофациальным анализом установлено, что этап формирования островных дуг существенно отличается от предыдущего этапа интенсивных погружений. Зарождающиеся поднятия после складчатости превращаются в систему двойных дуг, с обособлением внутренних (вулканических) и внешних (амагматичных) зон. Контрастность тектонических движений усиливается при общем возрастании мощности земной коры. Грубое представление о структуре коры можно получить по геолого-геофизическим данным, согласно которым поверхностный слой консолидированных осадков сменяется вулканическим, мощностью до 5 км, а ниже располагаются океанический смешанно-вулканический слой метаморфизованных вулканитов и серпентинитов с мощностью, варьирующей от 5 до 15 км. Совершенно понятно, что структура вулканических поясов, их петрология изменяются от дуги к дуге и в пределах одной дуги.

При широком геологическом подходе к реконструкции стадий становления островных дуг в них можно выделить, по В. К. Ротману [188], собственно морские (островные) продукты вулканизма и образования, накапливающиеся в субаэральных условиях в процессе роста горных хребтов. Для первой стадии характерны мощные излияния андезитовых и дацитовых лав, однако для районов Периокеанического пояса Камчатки им предшествуют высокоглиноземистые базальты. Текстурно-структурные особенности пород (подушечная и шаровая отдельность, прослой гналокластитов, подушечные брекчии) характеризуют морские условия их образования. Сильно развито вторичное минералообразование хлорит-цеолитовых и эпидот-альбитовых парагенезисов.

К концу первого этапа вулканической деятельности возрастает количество кислого материала, главным образом в составе пирокластических продуктов. На Курильских островах возникает плагиолипаритовая провинция вулканитов, завершается магматизм внедрением диорит-гранодиоритовых интрузий. Отметим, что сходный набор пород установлен Е. Ф. Малеевым для зрелых стадий развития островных дуг [117]. Литологические особенности сформированного комплекса пород позволяют выделить латеральную зональность, которая свидетельствует о росте вулканических островов в условиях мелкого моря и прилегающего глубоководного желоба.

Во вторую стадию развития островных дуг появляются преимущественно грубообломочные фации вулканических пород: вул-

канические брекчии, игнимбриты, туфолавы. Лавы чаще всего имеют массивное строение или столбчатую отдельность. По составу в них преобладают базальты и андезиты толеитового типа; роль последних возрастает со временем, и в конце вулканического цикла начинают преобладать дациты.

Петрохимические особенности андезитовой формации островных дуг сильно различаются в зависимости от положения дуги в системе океан — континент. Так, на участках со слабо проявленным вулканизмом в породах выше отношение Ni/Co и Rb/Sr (0,074 и 0,0130), что, по-видимому, свидетельствует о меньшей степени мантийной дифференциации в этих участках.

А. Мак-Берни [116] устанавливает 4 химически различные группы андезитов: 1) известковые андезиты островных дуг; 2) известково-щелочные андезиты окраин континентов; 3) щелочно-известковые типы внутриконтинентальных районов; 4) обогащенные железом андезиты.

Андезиты континентальных окраин и современных островных дуг близки по составу, типу и ассоциациям, хотя и различаются по средним химическим составам (табл. 14). Заметно отличаются от них щелочно-известковистые разновидности, расположенные внутри континентальных районов. К такому типу эпигеосинклинальных межматериковых орогенных поясов относятся, например, районы Закавказья. В этом регионе андезитовые формации развиты широко, но являются по времени различными. Часть из них образуется с конца раннего мела в связи с образованием наложенных прогибов. При этом происходит

Таблица 14

Средние составы андезитов и близких к ним по составу горных пород (вес. %) из различных геологических областей

Оксиды	Андезиты (49)	Известковые андезиты (89)	Известково-щелочные андезиты (29)	Щелочно-известковые андезиты (13)	Андезиты, богатые железом (22)
SiO ₂	54,20	58,68	58,65	58,05	58,31
TiO ₂	1,31	0,81	0,79	1,10	1,71
Al ₂ O ₃	17,17	17,29	17,43	17,15	13,77
Fe ₂ O ₃	3,48	2,97	3,21	3,30	3,37
FeO	5,49	3,96	3,48	2,54	6,48
MnO	0,15	0,12	0,10	0,13	0,23
MgO	4,36	3,14	3,28	2,16	2,27
CaO	7,92	7,13	6,26	5,13	5,58
Na ₂ O	3,67	3,24	3,82	4,57	3,91
K ₂ O	1,11	1,27	1,99	3,60	1,88
H ₂ O	0,86	1,20	1,06	1,64	1,01
P ₂ O ₅	0,28	0,17	0,18	0,43	0,46
Сумма	100,00	99,98	100,25	99,80	98,98

Примечание. Состав андезитов в первой графе по С. Р. Ноккольдсу, в остальных — по А. Р. Мак-Берни [116]. В скобках приведено количество анализов.

становление мощной толщи авгитовых, роговообманковых и плагиоклазовых порфиритов, после излияния которых внедряются интрузии сходного состава — габбро-диориты, диориты, гранодиориты. Другая группа андезитовых и более кислых вулканитов формируется в стадию посторогенных разрывных нарушений, приуроченных к полосе поперечного воздымания субширотных тектонических зон. К ним относятся эльбрусская и казбекская группы вулканитов, включающих андезитовые, андезит-дацитовые, дацитовые, реже более основные и кислые лавы.

Прежде чем перейти к вопросам происхождения андезитов, укажем, что уже давно среди хорошо изученных вулканических серий, главным членом которых являются андезиты, устанавливаются различные по темпу дифференциации и составу конечных продуктов ряды пород. Так, для района Хаконс в Японии Х. Куно [282] выделил две серии лав, являющихся продуктами дифференциации единой толеит-базальтовой магмы. Одна из них — «пижонитовая», с высокотемпературным пижонитом в основной массе пород, относительно обогащена железом и не имеет развития в сторону кислых разновидностей. Другая, содержащая гиперстен в качестве минерала, присутствующего и во вкрапленниках и в основной массе, меньше обогащена железом и имеет в своем составе помимо андезитов дациты и риолиты. Предполагалось, что вторая серия базальтов образовалась путем ассимиляции базальтовой магмой сиалического материала коры.

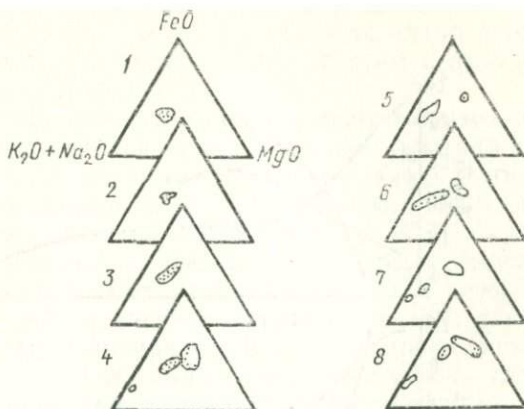
Несколько иной тип ассоциаций пород, среди которых андезиты являются также главным членом, установлен А. Р. Мак-Берни в Каскадных горах. В одной группе четвертичных вулканитов, расположенных в центральной части Каскадных гор, преобладают породы андезитового состава с очень ограниченным числом побочных варьететов. В северной и южной частях хребта располагаются вулканиты дивергентного типа. Вслед за андезитовыми лавами, слагающими главный конус, из побочных жерл извергались контрастные по составу базальты и кислые продукты (рис. 17).

В недавнее время геолого-петрографические особенности серий вулканических пород, содержащих андезиты, и предполагаемые петрологические модели условий их образования описаны М. И. Розиновым и Д. И. Колесниковым на примерах областей новейшего вулканизма [183], в частности для Курило-Камчатского региона. В этом регионе для четвертичного периода выделяются три серии пород: базальт-андезито-базальтовая, базальт-андезитовая и базальт-андезит-дацит-липаритовая. Первая из них приурочена по преимуществу к блокам земной коры, испытавшим в плиоцене воздымание, тогда как последняя дифференцированная серия концентрируется внутри прогибов.

Морфология вулканических построек этих серий также различна. Породы базальт-андезито-базальтовой серии слагают ла-

Рис. 17. Диаграмма колебаний состава пород в наиболее типичных ассоциациях андезитовых вулканов Каскадных гор [116].

1—3 — однородные андезитовые вулканы: 1 — Бейкер, 2 — Рейнир, 3 — Худ; 4—8 — андезит-базальт-липаритовые ассоциации: 4 — Гарибальди, 5 — Сент-Хелине, 6 — Джефферсон, 7 — Саут-Систер, 8 — Ньюберри.



вовые плато, являющиеся продуктами трещинных и ареальных извержений, но даже в последнем случае их распространение контролируется тектоническими нарушениями северо-восточного направления. Реже морфология вулканических построек щитовая с развитием кальдер, иногда встречаются стратовулканы. Базальт-андезитовая серия слагает стратовулканы лавово-пирокластического строения с почти обязательным развитием соммы диаметром до 4 км. Вулканические постройки, характерные для базальт-андезит-дацит-липаритовой серии, это щитовые вулканы с развитием крупных кальдер диаметром до 15 км, выполненных пемзами и игнимбритами. В процессе воздымания Курило-Камчатской области в четвертичный период роль широко дифференцированных серий сокращается, им на смену приходят базальт-андезитовые ассоциации. Новые материалы подтверждают вывод Г. С. Горшкова [40] о том, что характер андезитовых серий не зависит от типа строения земной коры, их очаги располагаются ниже корового уровня, а следовательно, и химизм определяется мантийными условиями и не зависит от процесса ассимиляции.

Основные петрохимические тенденции становления трех вулканических серий сводятся к следующему (рис. 18). Вариационные петрохимические кривые для базальт-андезито-базальтовой и базальт-андезитовой серии образуют относительно короткие линии и испытывают параллельные тенденции. Обе линии начинаются в поле низкоглиноземистых базальтов и характеризуются постепенным увеличением содержаний Al_2O_3 ; более быстрый темп накопления глинозема отмечается в базальт-андезито-базальтовой серии, и ее линия круче наклонена к оси абсцисс. Следует, правда, отметить, что не все реальные комплексы даже этих серий заканчиваются на составах андезитов, иногда они увеличивают содержание кремнезема до дацита и даже липарита. В этом случае вариационные кривые, достигая максимума

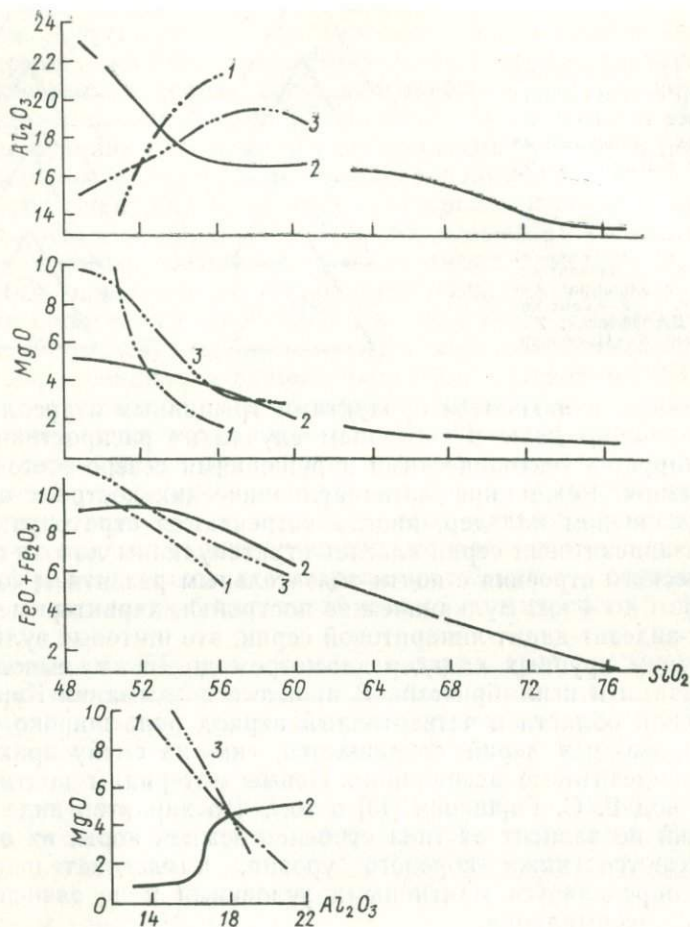


Рис. 18. Вариационные диаграммы состава (%) пород четвертичных вулканитов Восточно-Камчатской зоны [183].

1 — базальт-андезито-базальтовая серия; 2 — базальт-андезит-дацит-липаритовая серия; 3 — базальт-андезитовая серия.

в содержании Al_2O_3 при составах дацита, заканчиваются низкими значениями Al_2O_3 с одновременным ростом K_2O .

Фигуративные точки начала третьей вулканической серии (базальт-андезит-дацит-липаритовой) существенно отличаются от первых двух и относятся к полю высокоглиноземистых или умеренноглиноземистых базальтов. С развитием вулканической серии количество глинозема в породах падает по мере роста SiO_2 и щелочей. Интересно то, что в породах этой серии суще-

ствуется разрыв в составах между андезитами и дацитами при содержании SiO_2 от 60 до 64% (см. рис. 18). Как видно, однотипные породы (базальты и андезиты) присутствуют в породах всех трех вулканических серий (табл. 15—17).

Низкоглиноземистые базальты отличаются слабо выраженной порфировой структурой с небольшим содержанием кристаллических выделений (10—15%), среди которых преобладает оливин. Умеренноглиноземистые базальты и андезито-базальты содержат большее количество вкрапленников (от 25 до 40%), представленных по преимуществу плаггиоклазом. Крупные выделения его слабозональные и имеют включения стекла и резорбированные контуры. Оливин и авгит в количестве 6—8% также имеют несколько генераций индивидов. В высокоглиноземистых базальтах и андезито-базальтах количество плаггиоклаза, главным образом незонального, еще выше (50%); по составу он соответствует лабрадору в базальт-андезито-базальтовой серии и анортиту и битовниту в базальт-липаритовой.

В андезитах установлены пироксен- и амфиболсодержащие разновидности. В пироксеновых андезитах присутствуют гиперстен и авгит как в виде самостоятельных выделений, так и в сростаниях, где моноклинный пироксен обрастает ромбический. Амфиболовые андезиты лучше раскристаллизованы и приурочены к экструзивной фации андезитов.

Таблица 15

Химический состав пород (вес. %) базальт-андезито-базальтовой серии вулканов Камчатки [183]

Окислы и элементы	Плоский Толбачик	Острый Толбачик	Плоский Толбачик			Ключевская Сопка
	Оливиновый базальт	Базальт	Оливиновый базальт	Мегаплаггиофировый базальт	Мегаплаггиофировый андезито-базальт	Плаггиофировый базальт
SiO_2	49,84	50,72	50,91	52,08	56,06	52,90
TiO_2	0,95	1,20	1,30	1,03	1,00	1,18
Al_2O_3	15,73	17,63	18,68	20,24	20,83	19,70
Fe_2O_3	3,28	5,74	3,92	6,70	1,75	2,85
FeO	6,16	5,86	5,50	2,38	3,85	6,21
MnO	0,12	0,20	0,25	0,26	0,09	0,16
MgO	9,83	5,29	3,66	4,05	1,68	4,06
CaO	9,61	9,06	10,38	8,08	7,29	7,70
Na_2O	2,51	3,07	3,33	3,90	4,16	3,80
K_2O	1,17	0,79	1,71	1,40	2,08	1,18
H_2O^-	—	0,16	0,08	0,05	0,09	—
P_2O_5	0,25	0,14	0,20	—	0,57	0,24
П. п. п.	0,08	0,20	0,18	0,07	0,53	0,06
CO_2	—	—	—	—	0,08	0,12
F	—	—	—	—	0,017	0,037
Сумма	99,53	100,06	100,10	100,24	100,08	100,20

Химический состав пород (вес. %) базальт-андезитовой серии вулканов Камчатки

Оксиды и элементы	Оливиновый базальт		Оливин-пироксеновый андезит-базальт			Роговообманковый андезит-базальт		
	Авачинская Сопка	Ключевская Сопка	Ключевская Сопка	Корякская Сопка	Авачинская Сопка	Авачинская Сопка		
SiO ₂	49,34	51,44	52,35	53,04	52,80	53,00	53,40	54,98
TiO ₂	0,88	1,03	1,03	1,09	0,86	1,02	0,79	0,68
Al ₂ O ₃	15,27	16,55	17,92	17,90	17,14	17,43	17,48	20,32
Fe ₂ O ₃	3,12	3,38	3,00	2,78	2,83	2,66	3,51	2,20
FeO	7,08	5,51	6,14	6,08	6,79	7,50	4,79	5,15
MnO	0,09	0,22	0,16	0,16	6,05	0,08	0,04	0,07
MgO	10,46	9,00	5,56	5,97	6,53	6,14	6,17	3,64
CaO	9,68	9,03	8,39	8,28	9,02	8,56	9,35	8,29
Na ₂ O	2,60	2,84	3,72	3,60	3,14	3,14	3,54	3,74
K ₂ O	0,65	1,00	0,93	1,04	0,50	0,60	0,55	0,60
H ₂ O ⁻	—	0,10	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,25	—	0,20	0,22	0,18	0,17	0,19	0,18
П. п. п.	0,25	0,1	0,17	0,09	0,40	—	0,57	0,07
CO ₂	0,13	—	0,10	0,12	0,05	0,16	0,10	0,08
F	0,014	—	0,015	0,023	0,016	0,017	0,009	0,037
Сумма	99,814	100,30	99,755	100,383	100,106	100,477	100,489	100,037

Химический состав пород (вес. %) базальт-андезит-дацит-липаритовой серии вулканов Камчатки [183]

Оксиды и элементы	Карымская группа			Пос. Жупаново		
	Базальт	Андезит-базальт	Андезит	Пемза	Черное стекло из фьямме	
SiO ₂	51,46	55,92	59,82	61,68	66,60	67,84
TiO ₂	0,48	1,17	1,30	0,61	0,46	0,73
Al ₂ O ₃	19,38	17,23	16,76	15,56	15,70	15,24
Fe ₂ O ₃	3,70	1,88	2,03	3,10	1,49	1,44
FeO	5,60	5,37	4,17	3,14	1,71	2,43
MnO	0,14	0,23	0,26	0,13	0,11	0,14
MgO	5,33	4,30	2,33	2,87	1,10	1,10
CaO	9,23	7,84	5,92	5,46	3,17	2,75
Na ₂ O	2,73	3,23	4,80	3,16	4,60	5,48
K ₂ O	0,81	1,00	1,29	1,18	2,00	2,42
H ₂ O	0,22	0,26	0,32	0,24	0,11	—
P ₂ O ₅	0,18	0,31	0,23	0,08	0,13	0,19
П. п. п.	1,02	0,76	1,06	2,30	2,17	0,02
CO ₂	—	—	—	0,26	0,28	0,04
F	—	—	—	—	0,02	0,03
Сумма	100,28	99,50	100,29	99,77	99,65	99,85

	Двупироксеновый андезит-базальт		Двупироксеновый андезит	Роговообманковый андезит			Перидотит		
	Безымянный	Авачинская Сопка	Корякская Сопка	Авачинская Сопка	Безымянный	Авачинская Сопка	Авачинская Сопка		
	55,00	55,58	57,16	57,98	58,39	58,40	61,38	40,60	43,00
	0,85	0,84	1,00	0,64	0,65	0,72	0,63	0,01	0,12
	16,81	20,74	17,05	18,54	18,47	18,35	17,13	1,57	1,26
	2,34	3,08	2,88	3,06	2,47	2,80	2,15	0,80	0,50
	5,64	3,57	5,72	4,29	4,79	4,14	3,35	7,56	8,22
	0,16	0,06	0,03	0,06	0,07	0,14	0,12	0,02	0,03
	5,58	2,26	4,04	2,99	2,82	3,21	3,02	49,16	46,11
	8,12	7,94	6,81	7,79	7,71	6,78	5,72	0,44	0,38
	3,24	4,20	3,50	3,56	3,60	3,78	3,88	0,10	0,07
	1,14	0,70	1,25	0,50	0,65	1,28	1,62	0,05	—
	—	0,36	0,05	—	—	—	—	—	—
	0,19	0,25	0,27	0,17	0,18	0,18	0,18	0,01	0,05
	0,98	—	0,24	—	—	0,29	0,54	0,15	0,09
	0,14	0,08	0,17	—	0,16	0,08	—	—	0,27
	0,03	0,015	0,02	0,003	0,014	0,02	0,01	—	—
	100,22	99,515	100,21	99,583	99,974	100,17	99,73	100,47	100,10

Таблица 17

	Ксудач				Горельый	Ксудач	Заварицкого	Карымский
	Базальт	Андезит-базальт	Андезит	Дацит	Липарит	Оливин-анортитовое включение в пирокластах	Гранодиорит в пемзе	
	50,00	54,52	60,16	65,60	71,00	42,74	42,82	69,36
	0,86	0,61	0,44	0,50	0,24	0,16	0,10	0,80
	19,68	18,04	17,54	16,87	15,04	26,46	25,03	15,34
	2,21	2,43	1,76	1,15	0,87	0,76	0,90	1,77
	7,84	8,70	5,51	4,16	1,20	4,16	4,66	1,46
	0,08	0,21	0,11	—	0,14	—	0,10	0,09
	5,42	3,98	2,12	1,29	0,74	11,09	9,42	1,17
	9,40	8,12	5,64	4,07	3,02	14,15	15,94	3,00
	2,41	3,66	4,31	5,47	4,01	0,73	0,50	3,03
	1,22	0,33	1,35	0,76	2,63	0,04	—	1,40
	—	—	0,10	0,14	0,27	—	0,10	0,39
	0,14	0,18	0,05	0,17	—	0,03	—	0,10
	0,08	—	—	—	1,17	0,03	0,12	1,66
	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—
	99,34	100,78	99,09	100,18	100,33	100,35	99,69	99,57

Дациты и липариты не только слагают экструзивные купола и потоки, но главным образом формируют толщи пемз и игнимбритов. Помимо плагиоклаза, ромбического пироксена, роговой обманки и магнетита во вкрапленниках встречается кварц.

В породах базальт-андезитовой серии обнаружены включения ультраосновного состава. Они имеют крупнокристаллическое сложение и представлены пироксеновыми оливинитами с энстатитом в виде жильного материала, гарцбургитами, верлитами. Характерны пластинчатые структуры для деформированного оливина и обособленная форма пироксена, главным образом прожилковая. Включения изолированы от вмещающих пород оторочками амфибола. В кислых породах встречаются «гомогенные включения», сложенные лабрадор-битовнитом, роговой обманкой, пироксенами, магнетитом, реже биотитом и оливином. Иногда в кислых пирокластических породах обнаруживаются обломки гранитов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АНДЕЗИТОВ

До относительно недавнего времени наиболее приемлемыми взглядами на проблему формирования андезитов были концепции фракционной кристаллизации первично-базальтовой магмы и представление об образовании андезитового расплава в результате смешивания материнской базальтовой магмы с коровыми образованиями.

Принципиальная возможность образования относительно кислых андезитовых дифференциатов при фракционной кристаллизации базальтов намечена еще Н. Л. Боуэном [25]. Однако доказательства значительного увеличения содержания кремнезема в остаточной жидкости при фракционной кристаллизации базальтовых расплавов в условиях постоянного или увеличивающегося парциального давления кислорода приведены Е. Ф. Осборном [303]. В отличие от кристаллизации базальтов в «сухих» условиях, в частных физико-химических системах, в которых наряду с другими компонентами (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO) имеется железо переменной валентности, а кристаллизация осуществляется при повышении p_{O_2} , появляется поле кристаллизации магнетита. Это поле расширяется при увеличении p_{O_2} за счет других силикатных фаз. Эвтектические точки в этом случае располагаются не в областях высокого содержания низкотемпературных железосодержащих фаз, а смещены к вершине кремнезема (рис. 19). В более сложных системах, например в системе $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2$, состав эвтектической точки в зависимости от значения парциального давления кислорода изменяется весьма существенно, а содержания кремнезема и других компонентов могут достигать значений, близких к таковым в андезитах (табл. 18).

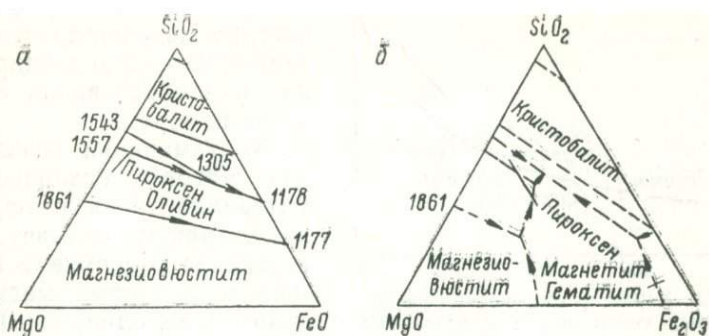


Рис. 19. Диаграммы, показывающие изменение фазовых отношений в системе $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ с изменением p_{O_2} [303].

Поля устойчивости фаз при: а — наиболее низком p_{O_2} , б — высоком p_{O_2} .

Несмотря на возможности образования андезитов из базальтов, универсальному применению этой гипотезы препятствуют следующие факты: 1) низкотемпературная природа остаточной андезитовой магмы, образующейся при высоком p_{O_2} , которое создается значительным содержанием воды в расплавах; 2) геохимические данные, свидетельствующие о том, что при нормальных процессах кристаллизационного фракционирования остаточные магмы обедняются Ni, Co, V, Cr и обогащаются K, Cs, Rb, Ba, U, Th, в то время как обогащения андезитов последними элементами не наблюдается. Напротив, их содержания близки к таковым для континентальных базальтов. Кроме того, несмотря на низкое содержание в андезитах Ni и Co, концентрации Sc, V и Cr близки к уровням, наблюдаемым в базальтах [207].

Другие возражения (о незначительном развитии в реальных андезитовых комплексах базальтоидных пород или неуставленная аккумуляция магнетита) не имеют под собой существенной основы, поскольку уровни глубинной дифференциации в изучаемых ассоциациях не могут быть обнаружены. Ниже мы

Таблица 18

Состав (вес. %) и температура эвтектической точки в системе $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8-\text{SiO}_2$

p_{O_2} , кгс/см ²	t, °C	SiO_2	Fe_2O_3	MgO	CaO	Al_2O_3
$10^{-0,7}$	1185	57	8	9	9	17
10^{-7}	1185	55	14	6	9	16
10^{-9}	1120	51	21	6	8	14

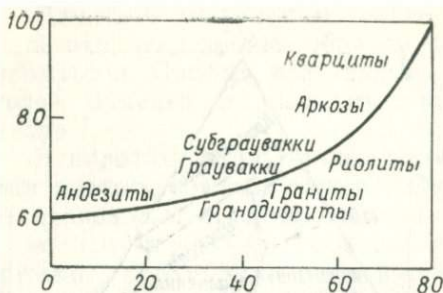


Рис. 20. Характер смешивания распространенных типов пород с базальтами (50% SiO_2) для образования андезитов (60% SiO_2) [207].

На оси абсцисс — количество базальтов в смеси (%), на оси ординат — количество кремнезема в других компонентах (%).

тов промежуточных стадий) противоречат значительной роли процессов контаминации в образовании андезитовых расплавов. Количественно характер смешивания базальтов и разнообразных пород коры был показан С. Тейлером [207]. На рис. 20 демонстрируются различные варианты смешивания, необходимые для получения из базальтовых пород с 50% SiO_2 андезитов с 60% SiO_2 . Очевидно, что этот процесс требует полного усвоения коровых пород. Однако не только здесь встречаются затруднения. Еще большие препятствия для гипотезы коровой ассимиляции вносят содержания малораспространенных элементов. Если представить себе, что базальтовые магмы ассимилируют коровый (гранитный) материал в пропорции 1 : 1 (рис. 21), то обнаружим, что содержания таких элементов, как Rb, Cs, Pb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Th, U, Ni и Li, будут больше чем в два раза превышать средние их значения для андезитов. При добавлении более мафических, чем граниты, пород, например гранодиоритов, необходимо повышать их долю в андезитовой смеси. Кроме того, высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, существующие в коровом материале, должны передаваться образующейся гибридной магме, тогда как обычно андезиты имеют близкие к базальтам содержания радиогенного стронция.

Еще 20 лет назад Г. С. Горшков [40] указывал, что источник магматических продуктов в областях островных дуг (в том числе и андезитовых) лежит в слое низких скоростей в пределах мантии. Петрохимические данные этого же автора свидетельствуют об очень ограниченной роли процессов ассимиляции базальтами корового материала.

Экспериментальные данные последних лет подтвердили эти представления. Изучение фазовых переходов базальта в эклогит через зону гранатовых гранулитов [44] показало, что при экстраполяции этой зоны в область низких температур с ис-

еще вернемся к обсуждению частных моделей кристаллизационного фракционирования при образовании андезитовых пород.

Контаминация базальтовой магмой сиалического материала лишь в первом приближении снимает затруднения в проблеме генезиса андезитовых магм. В самом деле, однородный состав андезитов в различных провинциях и крайне ограниченные признаки ассимиляции (в том числе отсутствие разнообразных продуктов

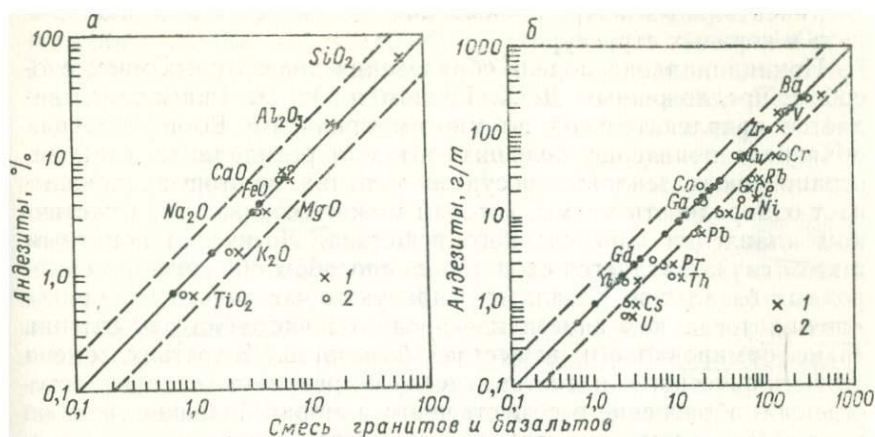


Рис. 21. Сравнение среднего состава микроэлементов в андезитах с составом смеси (1:1) гранитов с континентальными (1) и океаническими (2) базальтами [207].

а — породообразующие окислы; б — микроэлементы.

Содержание Ba, V, Zr, Cu, Co, Ga, Gd, Yb отвечает распространенности этих элементов в андезитах, а концентрации Cr, Rb, Ce, Ni, La, Li, Pb, Pr, Th, Cs, U в смесях отличаются от андезитовых вдвое (область, ограниченная штриховыми линиями) или еще более значительно.

пользованием среднего градиента 21 (кгс/см²)/°C устойчивой ассоциацией (от 700°С и ниже и давлениях от 6000 до 10 000 кгс/см²) будет эклогит, а не кварцевый толент. На этом основании Д. Х. Грином и А. Э. Рингвудом была построена модель перехода континентальной коры в океаническую. В этой модели учитывается, что первичными продуктами океанического магматизма являются преимущественно кварц-нормативные толенты. Эти базальтовые магмы изливаются на поверхность и наращивают кору посредством силлов и даек. При превращении области сочленения в геосинклинальную зону с накоплением терригенно-вулканических толщ увеличивающееся давление будет способствовать переходу базальта в эклогит. Последняя порода имеет более высокую плотность (3,5 г/см³), чем пиролитовый материал мантии (3,3 г/см³).

Вследствие этого блоки эклогита не могут быть долго устойчивыми на границе коры и мантии и опускаются вниз. Это погружение продолжается до горизонтов таких температур, которые приводят к плавлению эклогита. Наинизшими температурами ликвидуса для эклогита являются температуры «андезитового» минимума. Образующиеся андезитовые магмы, которые поднимаются с глубин 70—100 км, являются сильно перегретыми и способствуют созданию совершенно иного, очень высокого геотермического градиента. Интенсивно проявленный андезитовый вулканизм и магматизм способствуют образованию

континентальных ядер, проявлению метаморфизма и палинггеза в коровых структурах.

Принципиальная модель образования андезитовых магм способом, предложенным Д. Х. Грином и А. Э. Рингвудом, является привлекательной по многим причинам. Во-первых, она объясняет появление больших объемов расплава за счет неограниченных тепловых ресурсов мантии; во-вторых, показывает однородность магмы, которая может возникнуть при частичном плавлении определенного вещества. Логически понятным в этом случае является сходство со способом образования однородных базальтов. Базальты — продукты частичного плавления мантии, тогда как андезиты — продукты частичного плавления трансформированного вещества базальтов. В-третьих, смена геотектонического и геотермического режимов находит естественное объяснение в вещественном влиянии больших объемов мантийного вещества, стабилизирующего гравитационно динамическую область геосинклинали. Другой альтернативной возможностью образования андезитов, намеченной уже давно [283, 337], является предположение о формировании магм при частичном плавлении гидратированной верхней мантии.

В недавнее время [284] проведено изучение системы форстерит — (анортит — альбит) — кремнезем — вода при давлении 15 000 кгс/см² (рис. 22). Эта система имеет очень большие поля кристаллизации форстерита и твердого раствора энстатита (последний содержит от 2,5—4,5% Al₂O₃ в зависимости от температуры). Вблизи состава плагиоклазов наблюдается небольшое поле кристаллизации паргаситового амфибола. Состав амфибола (%): SiO₂—47,9; Al₂O₃—14,5; MgO—21,7; CaO—10,9; Na₂O—2,84. Предполагаются поля кристаллизации плагиоклаза и кварца, показанные штриховой линией. В точке А сосуще-

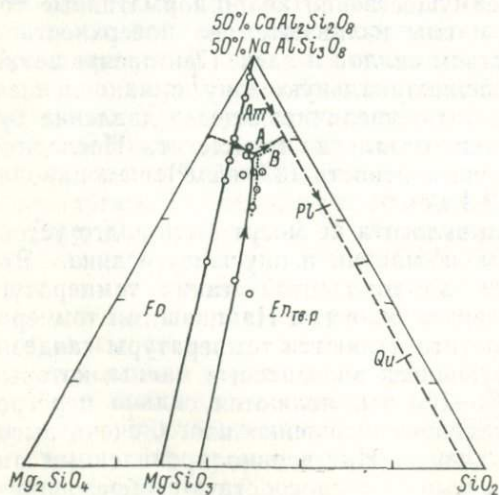


Рис. 22. Система форстерит — (анортит — альбит) — кремнезем — вода при давлении 15 000 кгс/см² [284].

Точка А (1000±20° С) — перитектическая точка, где сосуществуют форстерит — твердый раствор энстатита + амфибол + жидкость + пар. Точка В — перитектическая точка при добавлении в систему 10 вес. % KAlSi₃O₈.

ствуют форстерит, твердый раствор энстатита и амфибол в равновесии с жидкостью и паром при температуре около 1000°C . При 980°C форстерит исчезает и кристаллизуются диоксидовый клинопироксен, твердый раствор энстатита и амфибол. Перитектическая точка четырех твердых фаз, жидкости и пара лежит, следовательно, близко к точке *A* по температуре и составу. Эта перитектическая точка по составу минеральных фаз соответствует амфиболовому лерцолиту, а по химическому составу — андезиту (SiO_2 — 59,7; Al_2O_3 — 21,3; MgO — 6,88; CaO — 7,66; Na_2O — 4,49%) в пересчете на безводный состав. Содержание воды в составах точки *A* $\approx 12\%$. Для того чтобы приблизить этот состав к природному, к исходным компонентам добавлено 10 вес. % KAlSi_3O_8 . Пограничные линии и точка сосуществования трех твердых фаз (форстерита, твердого раствора энстатита и амфибола) слегка смещаются по направлению к стороне кремнезема, и указанная точка по составу (вес. %) минеральных фаз отвечает паргаситсодержащему гарцбургиту (SiO_2 — 60,8; Al_2O_3 — 20,8; MgO — 5,93; CaO — 6,80; Na_2O — 3,99; K_2O — 1,69), т. е. в нормативном ее составе имеется 7,7% кварца. Все это очень сходно с кальциево-щелочными андезитами. Состав точек *A* и *B* изменяется не очень сильно с увеличением температуры. Так, при повышении температуры до 1075°C жидкость содержит 62 вес. % SiO_2 . Состав точки *B* очень близок к составу стекла, формирующегося при плавлении природных шпинелевых лерцолитов при давлении $19\,500\text{ кгс/см}^2$ и температуре 1100°C .

Таким образом, эти эксперименты освещают возможность непосредственного формирования андезитовых расплавов из составов верхней мантии при избытке воды. Эти условия могут существовать только в зонах Беньофа — под островными дугами и вдоль границ континентов, где на глубинах, вероятно, присутствуют водосодержащие минералы (амфибол и слюда). Распад этих минералов создает условия повышенных давлений, благоприятствующие плавлению мантии и генерации андезитовых магм на глубине около 80 км.

Вышеприведенный материал по вулканическим сериям Камчатско-Курильского региона, в состав которых андезиты входят как обязательная составная часть, позволили М. И. Розинову и Д. И. Колесникову сформулировать представления о генезисе и причинах различий всех трех серий.

Авторы исходят из представления о первично-базальтовой магме, поскольку базальты являются начальным членом всех вулканических серий. Эти базальты имеют высокотемпературный характер, что не допускает присутствия в них таких летучих компонентов, как вода, существенно понижающих температуру кристаллизации и ограничивающих мобильность расплавов. Однако исследователи полагают, что образующаяся базальтовая магма могла быть обогащена углекислым газом —

компонентом, способствующим понижению температур плавления в очагах магмообразования и развитию процессов дифференциации в зоне плавления и при подъеме магмы до коровых уровней. При уменьшении давления происходит удаление этой составляющей летучих, но на самых верхних горизонтах при благоприятных условиях магма способна вновь усваивать летучие компоненты, среди которых будет преобладать уже вода. В связи с этими предпосылками М. И. Розинов и Д. И. Колесников рисуют следующую картину образования вулканических серий.

Базальт-андезитовая серия имеет очаги магмообразования на глубинах 45—50 км (ключевская группа вулканов). Базальтовая магма с растворенным в ней углекислым газом кристаллизует оливин, диопсид и амфибол. Однако фракционирование этих фаз не приведет к возникновению андезитов. Для преодоления этого препятствия допускается процесс взаимодействия с окружающим мантийным веществом, из которого выплавляется пироксеновая составляющая. Этот процесс, как думают авторы, законсервирован в ультраосновных включениях [183, с. 61]. Выплавление пироксена, происходящее при высоких давлениях p_{H_2O} , в случае, когда поле пироксена является расширенным, сопровождается некоторой экстракцией других компонентов, в частности легколетучих и низкоплавких. Таким образом, в появившемся магматическом очаге осуществляются два параллельных процесса — кристаллизация и выплавление. Последний процесс ограничивается ростом объема магмы с увеличением давления. При этом теплота кристаллизации оливина меньше теплоты кристаллизации энстатита, и это также ограничивает масштаб выплавления.

Дальнейшее фракционирование диопсида и амфибола ведет к эволюции магмы к андезиту. Эта уже относительно низкотемпературная магма при достижении горизонтов коры неспособна к взаимодействию и при удалении CO_2 начинает кристаллизовать минералы в большом объеме.

Базальт-андезито-базальтовая серия имеет очаги на глубине 30—35 км, в зоне, бедной CO_2 . Однако можно допустить, что эта магма, рожденная, как и в первом случае, на глубине 45—50 км, испытывает ограниченную дифференциацию и, продвигаясь вверх и теряя CO_2 , размещается на глубине 30—35 км, где процесс кристаллизации пироксена обусловит высокое содержание MgO и щелочей.

Базальт-андезит-дацит-липаритовая серия. Для ее развития предполагается наличие очагов на глубине 27—30 км. Их кристаллизация с выделением оливина и диопсида приводит к формированию высокоглиноземистых базальтов. При меньшей глубине очагов возникают умеренноглиноземистые базальты, но с повышением роли железа. В дальнейшем происходит перемещение очагов магмы внутри коры. На этих

уровнях осуществляется выплавление полевошпатового материала гранулитов в сухих условиях. Обогащение магмы кремнеземом и кристаллизация мафических компонентов соответствуют процессу зонной плавки. При этом нужно допускать значительную кристаллизацию магнетита, что возможно лишь в обстановке насыщенности водой окружающей магму системы, т. е. при достижении магматическими очагами приповерхностной зоны обогащения водой.

Разработанные М. И. Розиновым и Д. И. Колесниковым варианты имеют много привлекательных сторон. Во-первых, образование базальтов и андезитов увязывается в единый процесс магматической эволюции. Во-вторых, учитывается реальная глубина магматических очагов в конкретных провинциях. В-третьих, отражено значение глубинных включений.

В предложенных вариантах генезиса есть, однако, и сомнительные стороны. Современные эксперименты показывают, что участие углекислого газа в процессах плавления приводит к выплавлению не толеитовых базальтов, а щелочных разновидностей [285]. Состав стронциевых изотопов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в андезитах островных дуг и границ континентов незначительно различается между собой и составляет 0,7036—0,7055. В ряде пород от базальта до липарита средние значения стронциевых изотопов также сохраняют однородность на огромной территории Тихоокеанского вулканического кольца: базальт — 0,7040; базальтовый андезит — 0,7038; андезит — 0,7040; дацит — 0,7037; липарит — 0,7038. Наряду с петрохимическими данными эта общность изотопного состава вулканических пород свидетельствует о генетической связи разнообразных по содержанию SiO_2 магм и их глубинном источнике.

В геолого-петрологической литературе едва ли не наиболее спорными вопросами являются проблемы генезиса гранитоидных образований. Противоречивость условий образования гранитов находит отражение в их формальных классификациях, определении их структурно-тектонической позиции и родственных связей с плутоническими и вулканогенными породами. Задачи предлагаемой работы в том и состоят, чтобы через рассмотрение родственных связей между природными ассоциациями прийти к логичным заключениям об условиях их образования в определенной геологической обстановке.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ ПОРОД

Применение принципов тектонической и фациальной общности еще не раскрывает сложные условия формирования гранитоидных комплексов. Более того, для одной и той же генетической серии гранитоидов, расположенных на различных уровнях становления, эти условия могут быть совершенно различными [3]. Однако совместное обсуждение геологических

результатов и экспериментальных данных о граничных условиях существования разнообразных расплавов и растворов, а также учет геохимических закономерностей резко сужают выбор возможных природных путей образования серий гранитоидных пород.

В существующих формационных классификациях (в рамках инверсионного этапа развития складчатого пояса) выделяются три plutонические формации, в каждую из которых входят граниты: 1) габбро-диорит-гранодиоритовая; 2) диорит-плагиогранитная; 3) гранитная. Габбро-диорит-гранодиоритовая формация представлена ассоциацией, которая устанавливается в разрезах различных сечений земной коры, обладает наиболее полным набором пород и в прямом смысле является «серией» в генетическом плане.

Есть много данных о том, что диорит-плагиогранитная формация также появляется в связи с главными фазами складчатости и, таким образом, синхронна габбро-диорит-гранодиоритовой формации, но расположена в зонах ранней стабилизации. На Урале массивы тоналит-гранодиоритового состава, по мнению Г. Б. Ферштатера и Н. С. Бородиной [219], имеют «отраженный» характер, определяемый одновременным развитием сопряженной габбро-гранитной формации в зонах главных эвгеосинклинальных прогибов. При сравнении состава эпи- и мезозональных комплексов, относящихся к последней формации, можно заметить, что они весьма сходны с синскладчатым комплексом катазоны. Геолого-петрографическое и физико-химическое сравнение показывает, что соскладчатые, но более глубинные гранитоиды (например, дербинского комплекса в Восточном Саяне) являются менее дифференцированными аналогами мезозональных (хонголдайский комплекс) гранитоидов и что тренд дифференциации на физико-химической модели следует от фигуративных точек, соответствующих соскладчатым гранитоидам, к более «зрелым» легкоплавким постскладчатым образованиям [181].

Вышесказанное побуждает отдать предпочтение не классификационному разделению формаций, а более логичному рассмотрению их общих свойств. Можно думать также, что диорит-плагиогранитная формация и некоторые гранитные интрузивы и комплексы являются просто неполно проявленными в какой-либо структурной зоне или эрозионном срезе стадиями развития магматизма всей полной серии. Отсутствие или малое по объему развитие габброидных дифференциатов не должно вызывать удивления, поскольку плотные (с большим удельным весом) расплавы соответствующего состава, несмотря на небольшую вязкость, должны в общем случае продвигаться лишь до горизонтов близкой плотности. В менее плотные породы основные магмы продвигаются только в случае очень интенсивного импульса движения, преобразованного в сильное гидро-

статическое давление. Движение гранитных расплавов, несмотря на их большую вязкость, имеет меньше ограничений, налагаемых плотностями пород в пределах земной коры.

Массивы габбро-диорит-гранодиоритовой формации обычно образуют пояса, приуроченные к определенным структурно-формационным зонам, протяженностью в сотни километров. В пределах поясов они ориентируются преимущественно вдоль разломов, разделяющих прогиб и поднятия. Нередко в своем расположении интрузивные тела приурочены к вулканогенным образованиям эвгеосинклинальных зон, а иногда даже доказывалась их коагматичная связь с эффузивными породами сходного состава.

Там, где имеется достаточно геолого-структурных данных или геофизических материалов по глубинному строению, можно доказать, что лишь апикальные части плутонов обладают крутыми контактами, в целом же они имеют пластиноподобное строение и мощность не более 8—10 км. Размещение плутонов может быть межформационным, по поверхностям несогласий между различными по возрасту, составу и плотности образованиями.

В пределах Уральской складчатой области Г. Б. Ферштатером установлены два таких пояса: Восточно-Уральский и приуроченный к Зауральскому поднятию. И тот и другой ассоциируют со сходными по составу эффузивными образованиями; плутонические породы, как и вулканы, подвержены постинверсионным метаморфическим превращениям дислокационного характера и, вероятно, синтектоническим изменениям зеленокаменной фации метаморфизма. Третий комплекс — комплекс тоналит-плагиогранитоидных массивов — выделяется вдоль восточной окраины Магнитогорского прогиба и называется гумбейским.

В ряде массивов формации устанавливается эпигенетический ряд пород от габбро и габбро-норитов первой интрузивной фазы, преобладающих гранодиоритов и тоналитов второй фазы до адамеллитов, плагиогранитов и аплитовидных гранитов заключительных стадий внедрения.

В массивах гумбейского комплекса устанавливаются и сингенетические ряды с зональностью от кварцевых диоритов на периферии до гранодиоритов в центре массивов. Обильные ксенолиты всегда представляют собой продукты ороговикования более ранних мафических варьететов в более поздних и лейкократовых гранитоидах. Из других особенностей уральской формации Г. Б. Ферштатер и Н. С. Бородина отмечают наличие микропегматитовых структур, в которых встречаются ихтиоглипты и капельные выделения кварца, что свидетельствует о мезоабиссальных условиях кристаллизации. Характерны ритмично-зональное строение плагиоклазов и ортоклазовый тип калиевого полевого шпата в гранитоидах, не несущих диафтори-

ческих изменений; обычно он замещает более ранний плагиоклаз.

Преобладающими и устойчивыми группами по содержанию SiO_2 являются тоналиты и гранодиориты (58—63 и 64—69% SiO_2 соответственно); они встречаются в различных массивах (табл. 19). В целом данному формационному типу свойственно несколько пониженное содержание щелочей.

В качестве примера диорит-гранодиорит-гранитной серии, для которой применялись различные эталоны генетических схем, можно привести районы Западного Узбекистана. В районе Нурагинских гор, являющихся западным продолжением Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоны Южного Тянь-Шаня, широко развит позднепалеозойский магматизм. В составе сформированного интрузивного комплекса выделяется несколько фаз внедрения, последовательно изменяющих свой состав: габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, биотитовые граниты и аляскиты. Эта серия, впервые наиболее подробно описанная Х. М. Абдуллаевым (за исключением габброидов), послужила основанием для развития представлений о широком участии ассимиляционных явлений при образовании такого ряда пород [1]. Указанным автором,

Таблица 19

Химические составы пород (вес. %) массивов тоналит-гранодиоритового формационного ряда [219]

Окислы	Гумбейский комплекс		Массив Боулдер			Массив Сьерра-Невада		
	Тоналиты (8)	Гранодиориты (10)	Тоналиты (2)	Гранодиориты (2)	Адамеллиты (2)	Тоналиты (4)	Гранодиориты (12)	Кварцевые моноциты (3)
SiO_2	39,5	55,36	61,27	65,81	69,88	62,20	67,30	71,55
TiO_2	0,68	0,51	0,81	0,54	0,34	0,76	0,48	0,28
Al_2O_3	16,61	15,40	15,34	15,09	14,71	13,25	15,91	14,61
Fe_2O_3	2,20	1,54	2,08	2,02	1,18	2,24	1,80	1,00
FeO	3,92	2,42	4,14	2,49	1,68	3,35	2,22	1,22
MnO	0,09	0,05	0,10	0,10	0,05	0,11	0,10	0,03
MgO	3,40	1,83	3,20	2,02	1,17	2,29	1,44	0,66
CaO	5,83	3,43	5,19	4,00	2,53	4,70	3,69	2,19
Na_2O	3,50	4,07	2,74	3,15	3,08	3,78	3,53	3,35
K_2O	2,76	3,09	3,73	3,60	4,44	3,39	3,55	4,38
П. п. п.	0,69	0,78	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	—	—	0,13	0,05	0,12	0,03	0,03	0,07
H_2O^+	—	—	0,60	0,51	0,52	0,62	0,48	0,28
CO_2	—	—	0,07	0,03	0,20	0,08	0,05	0,04
P_2O_5	—	—	0,23	0,22	0,13	0,23	0,17	0,08
Сумма	99,23	99,48	—	—	—	—	—	—

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

а также В. С. Коптевым-Дворниковым [80] и И. М. Исамухамедовым [71] для других районов Средней Азии предполагалось, что первичной магмой при становлении сложных интрузий являлась магма аляскитовых гранитов. Эта магма на начальных стадиях своего развития испытывала ассимиляцию с превращением в магму основного состава.

Основанием для такого понимания способа образования серий пород от диорита до аляскита были примеры присутствия ксенолитов сланцев и известняков в относительно мафических дифференциатах и отсутствие их в аляскитах. Другим доказательством гибридного характера диоритоподобных пород являлись «ксенокристаллическая» интерпретация многих минералов и наличие антипертитового строения полевых шпатов. Судя по приводимым в работах Х. М. Абдуллаева описаниям, последнее положение касается развития монцонитовых и мангеритовых структур в породах с высокотемпературным характером полевого шпата. Включениями же в полевой шпат являются не ксеногенные минералы, а плагиоклаз и амфибол ранней стадии кристаллизации, резорбированные в связи с подъемом магмы на верхние уровни и падением гидростатического давления.

В гипотезе ассимиляционного происхождения спорным и слабодоказанным является тезис о сильной перегретости и богатстве летучими компонентами аляскитовой магмы, которая преобразуется в гибридную диоритовую магму. Где и в результате каких процессов может рождаться такая перегретая магма, очень трудно себе представить, поскольку перегретость в очаге рождения может способствовать одновременному появлению и более основных расплавов. Небезынтересно, что для тех же самых интрузивных многофазных тел Западного Узбекистана А. П. Пономаревой [178] доказана нормальная эволюция габбро-гранитной серии без привлечения гипотезы ассимиляции. Этот автор обращает внимание на развитие в породах приконтактовых фаций более лейкократовых образований. Отсюда следует, что в апикальных частях интрузивов независимо от состава вмещающих толщ происходили накопление летучих компонентов и связанное с этим поокисление исходного состава магм. В этих случаях пироксен замещается амфиболом в габбро, роговая обманка уступает место биотиту в диоритах. Одновременно снижается основность плагиоклаза и увеличивается количество кварца. Этот происходящий *in situ* процесс демонстрирует механизм, посредством которого в глубинном магматическом очаге может происходить изменение состава магмы от основного к более кислому. При эволюции глубинной магмы этот процесс, идущий при инфильтрации расплава трансмагматическими растворами, сопровождается перемещением магматического очага из «базальтового» слоя в «гранитный». В этом механизме самым уязвимым пунктом является допущение о присутствии в магмах растворов, обеспечивающих путем инфиль-

трации изменение состава формирующихся расплавов. Долгая жизнь таких расплавов, насыщенных водой и перемещающихся по крайней мере на десятки километров, справедливо вызывает сомнение.

Подробно эта гипотеза перемещения очага магмообразования из «базальтового» слоя земной коры в «гранитный» и обратно рассмотрена в работе по характеристике интрузивных серий Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья [68]. Нам кажется, что гипотеза, базирующаяся на постоянном и избыточном содержании воды в магмах различного состояния, не только затрудняет понимание механического передвижения расплавов. Существуют причины, которые ограничивают возможность постоянной инфильтрации летучих (воды) через магму. В этом процессе нарушается соотношение между силицием и алюминием, сконцентрированными в тетраэдрических и октаэдрических группах, и низковалентными катионами, обеспечивающими электростатическую нейтральность системы. В относительно «сухой» гранитной магме щелочи так связаны с координационными группами, что они не уходят из расплавов даже при высокой температуре. При появлении значительного (беспредельного при инфильтрации) количества воды и ее диссоциации на протоны и группу ОН создается возможность для замещения в структуре расплава щелочных ионов. Это может содействовать беспредельному выносу щелочей из магмы. Нужно думать, что в таком случае породу гранитного состава получить практически невозможно.

С давних пор впечатляющим по своим масштабам поясом распространения гранитоидных батолитов и ассоциирующих с ними более мафических плутонических тел и эффузивов является область Кордильер на северо-западе США. Исследования В. Гамильтона и М. В. Мьюира [272] подводят итоги геологическим, геофизическим и геохимическим исследованиям этих плутонов и рисуют общую модель их образования.

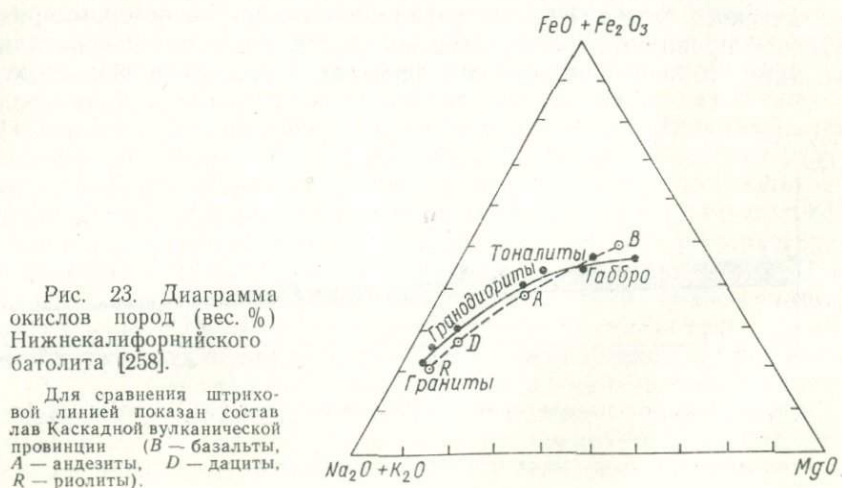
Отдельные плутоны достигают размера 45 тыс. км², но в их пределах устанавливаются породы разных стадий формирования. Возраст массивов несколько различается. Так, плутон Сьерра-Невада позднеюрского и мелового возраста, массив Айдахо — среднемелового, Боулдуотер — позднемелового, массивы Каскадных гор — палеоген-неогенового. Замечательной особенностью этих плутонов является очень узкий интервал времени, прошедшего с момента их становления и до начала эрозии. До установления этого факта трудно было предполагать, что полнокристаллические крупнозернистые породы подходят настолько близко к поверхности, что в течение небольшого отрезка времени их покрывка способна полностью денудироваться. Но доказательство этого несомненно. Так, граниты массива Байя в Калифорнии интродуцируют верхние слои нижнего мела и несогласно перекрываются средними горизонтами верхнего мела,

В Северной Калифорнии батолиты и штоки прорывают средние слои верхней юры и перекрываются верхними слоями верхней юры. Конечно, во всех природных случаях трудно ожидать подходящих режимов денудации и осадконакопления, способных оттенить эту картину, однако тогда на помощь приходят минералогические доказательства. Циркон из средне- и позднемеловых батолитов Монтаны и Вайоминга распространен в песчаниках верхнего мела в этом же регионе. Все эти данные свидетельствуют о том, что эрозия плутонических пород осуществлялась почти сразу за их кристаллизацией.

Второй геолого-петрографической особенностью рассматриваемых плутонических пород является латеральная зональность их составов и несомненная связь этой зональности с составом расположенных к западу и востоку от полосы плутонов эффузивных пород. В западной части полосы преобладают мафические кварцевые диориты, тогда как на востоке развиты более лейкократовые гранодиориты. Такими же особенностями латерального изменения составов обладают палеозойские и мезозойские вулканические образования (рис. 23).

Таким образом, близкое время формирования и сходство составов глубинных и излившихся пород в различных частях этой провинции, по-видимому, свидетельствуют о комагматичности вулкано-плутонических ассоциаций.

Интересны геофизические данные о глубинном строении земной коры в поясе батолитов. Гравиметрические характеристики в районе плутона Сьерра-Невада определяют, что мощность массива достигает 8 км. Сейсмические данные устанавливают поверхность Мохоровичича в прибрежной западной части Кордильер на глубине 40—45 км, а в центральной и восточной частях — на глубине 50 км. Отметим, что этим различным уровням



раздела Мохоровичича соответствуют и различия в составе пород плутонов и эффузивных образований.

Наконец, в последнее время изучены стронциево-изотопные данные, характеризующие принадлежность плутонов этой провинции к определенной геохимической системе. Для плутонов палеоген-неогенового возраста районов штатов Колорадо и Вашингтон значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответствует 0,705. Для сравнения можно привести цифры этого отношения для каменных метеоритов — 0,698 и для молодых базальтов Гавайских островов и Исландии — 0,7023—0,7045, которые по своему происхождению, несомненно, являются мантийными. Наконец, докембрийские граниты с возрастом 2400—2800 млн. лет, принадлежащие к геохимической системе с высоким отношением Rb и Sr, имеют $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равное 0,71—0,73. Несколько повышенное содержание ^{87}Sr в молодых гранитах может свидетельствовать о первичномантийном источнике расплавов, однако с частичным отклонением в сторону коровых отношений (рис. 24).

Правда, при объяснении всех вышеперечисленных особенностей плутонов можно сделать и иное логическое заключение, а именно, что гранитоидные комплексы могли образоваться при переплавлении эвгеосинклинальных вулканических образований. Однако такому предположению препятствуют следующие факты: а) некоторые из массивов расположены вне зоны развития вулканитов (массив Боулдер и восточная часть массива Айдахо); есть случаи, когда магма интрузирует в догеосинклинальные образования; б) догранитные деформации древних вулканических пород в этих районах были крайне незначительными, и, таким образом, явления орогении и геосинклинального сжатия, которые, как можно было бы думать, могли продуцировать гранитоидную магму, отсутствовали.

Данными, которые достаточно точно объясняют механизм магматического становления интрузивных комплексов североамериканской провинции гранитоидов, являются особенности кристаллизации главной минеральной фазы этих кальциево-щелочных

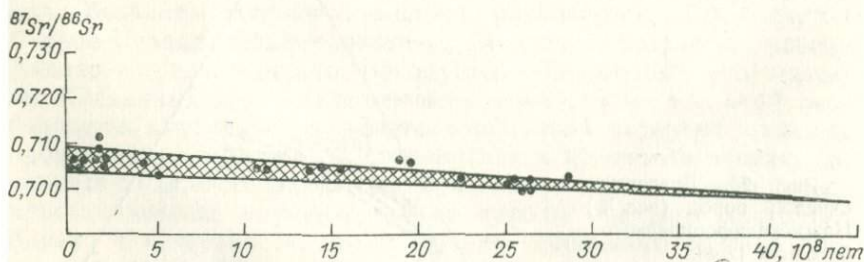


Рис. 24. Зависимость величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от возраста континентальных базальтов и гранитов [261].

Точки — анализы базальтов, заштрихованное поле — граниты и связанные с ними породы.

пород — полевых шпатов. Петрогенетическое значение структурного состояния полевых шпатов, т. е. структур нормальной и обратной зональности, известно давно. Они характеризуют отклонение процессов кристаллизации от равновесного, а также отражают ритм кристаллизации и перекристаллизации минералов. Пятнистая зональность в широко распространенных гранитоидах пестрого состава описывалась неоднократно, но ее генетическая трактовка (ассимиляционные явления, метасоматическое замещение) была слабо аргументирована.

И. А. Вэнсом [321] описаны структурно-петрографические особенности плагиоклазов со сложной «пятнистой» зональностью и удовлетворительно объяснен механизм их формирования. Этот вид зональности характеризуется наличием ядер основного или среднего плагиоклаза с корродированными очертаниями и каймами более кислого плагиоклаза. Ядра не имеют однородного строения; они содержат многочисленные включения плагиоклаза, по составу сходного с каймой. Вместе с плагиоклазом во включениях встречаются зерна магнетита и других темноцветных минералов. Включения кислого плагиоклаза и кайма также неоднородны и имеют тонкую нормальную или ритмичную зональность. Изучение ориентировки включений показывает, что в шлифах, параллельных (010), включения вытянуты параллельно оси *a*. В шлифах, параллельных (100), наблюдается изометричная форма при хорошей огранке по (001) и (010). Внешние части ядер обычно менее корродированы, чем внутренние. Этот вид зональности, описанный для полнокристаллических пород гранитоидного состава, подобен зональности плагиоклаза, встречающегося в андезитах и дацитах. В последних, однако, включения в ядрах и кайма, их окружающая, сложены стеклом.

Сходство «пятнистой» зональности в плутонических и вулканических породах отмечает много противоречивых представлений об ее генетической природе. Так, невозможно образование пятнистой зональности при метасоматозе и автотоморфизме, поскольку в вулканических породах она сформирована стеклом. Наиболее правдоподобным представляется двухстадийный механизм образования такой зональности. В первую стадию осуществляется резорбция ранее существовавшего плагиоклаза. Этот плагиоклаз, несомненно кристаллизовавшийся из расплава, имеет идиоморфные очертания и нормальную или ритмическую зональность. Возникновение ее связано с кристаллизацией при неполном достижении равновесия в несколько недосыщенной водой магме. Именно благодаря последнему обстоятельству зональность вкрапленников не стерта последующей диффузией.

Какова же причина резорбции вкрапленников плагиоклаза? Возможно представить четыре пути резорбции полевошпатового материала. Во-первых, растворение плагиоклазов может происходить в результате равновесной кристаллизации при переходе

расплава из двуполевошпатового поля (Pl—Or) в однополевошпатовое (Ab—Or). При объяснении пятнистой зональности этот механизм неприменим не только потому, что иногда в породах отсутствует щелочной полевой шпат, но и вследствие присутствия резорбированных кристаллов иных минералов, чем плагиоклаз. Это означает, что растворение всех кристаллических фаз было вызвано общим нарушением равновесия в магме. Вторая возможная причина резорбции — увеличивающееся давление воды, при котором понижается температура кристаллизации большинства минеральных фаз. Однако привлечение этого механизма встречает затруднения, поскольку в новых условиях повышенного p_{H_2O} должен кристаллизоваться, по экспериментальным данным Х. С. Йодера, Д. Б. Стюарта, И. Р. Смита [329], более кальциевый плагиоклаз. Третий вероятный путь резорбции ядер плагиоклаза мог бы осуществляться при повышении температуры. Это повышение могло происходить при смещении низкотемпературных (с натриевым плагиоклазом) магм с высокотемпературными (из которых должен кристаллизоваться более кальциевый плагиоклаз). Однако в общем случае таким способом не объясняется резкое изменение составов в реальных плагиоклазах от кальциевых разновидностей в ядрах к более натриевым во включениях и кайме. Подъем температуры возможен также при внезапной потере летучих компонентов в водонасыщенных магмах, однако в рассматриваемом случае предыдущая история роста кристаллов характеризует магму как водоненасыщенную.

И. А. Вэнс считает, что наиболее приемлемым вариантом резорбции плагиоклаза является уменьшение гидростатического давления, вызванное подъемом магмы в верхние горизонты. Согласно ранее разобранному петрографическим признакам рассматриваемый расплав недосыщен летучими компонентами. Для таких систем хорошо известен факт увеличения температур точек плавления с ростом давления. Следовательно, магма, кристаллизующаяся при изменении (уменьшении) давления, стремится восстановить равновесие частичной или полной резорбцией закристаллизованных фаз. При этом для плагиоклазов установлено, что точка плавления альбита испытывает большие перемещения с изменением давления, чем точка плавления анортита. Таким образом, характер наклона кривых ликвидус и солидус изменяется (рис. 25).

Сохранение тонкой зональности в ранних ядрах плагиоклаза свидетельствует о том, что равновесие не достигалось в течение этапа растворения. В противном случае осуществлялась бы диффузионная реакция жидкости и кристаллов и зональность была бы стерта.

Отмечается избирательный характер резорбции с образованием каналов внутри сердцевин кристаллов, но не на периферийных участках. Представляется, что как только растворяю-

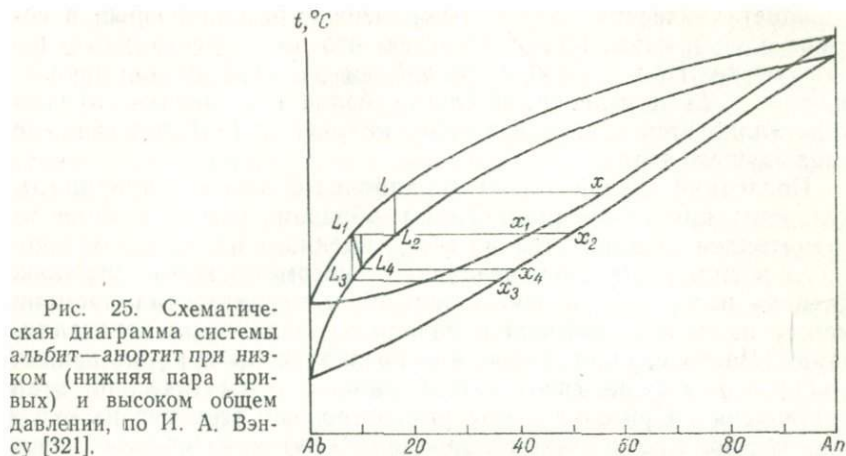


Рис. 25. Схематическая диаграмма системы альбит—анортит при низком (нижняя пара кривых) и высоком общем давлении, по И. А. Вэнсу [321].

щей магмой преодолевается поверхностная энергетическая связь решетки плагиноклаза, она устремляется по направлениям, параллельным оси a . Именно в этом направлении плагиноклазы испытывают наибольший рост, и слабость связи между атомами этого направления способствует преимущественному растворению.

Включения и каемки кислого плагиноклаза на ядрах плагиноклаза более основного состава при уменьшении гидростатического давления свидетельствуют о растворении кристаллов во время магматического процесса. И. А. Вэнс на основании термодинамических расчетов (в настоящее время это подтверждено экспериментальными исследованиями) построил кривые ликвидуса и солидуса плагиноклазов в зависимости от различного давления [321]. Развитие пятнистой зональности при уменьшении давления и почти постоянной температуре иллюстрируется рис. 25. Возможны три случая.

1. Фракционная кристаллизация расплава L приводит к формированию зональных кристаллов состава $x - x_1$; с внешней зоной x_1 находится в равновесии расплав L_1 . С падением давления при сохранении равновесия расплав L_1 превращается в L_2 с почти полной резорбцией кристаллов x_1 и остатком x_2 . При возобновлении кристаллизации состав вновь образующихся кристаллов не будет отличаться от сохранившихся при резорбции плагиноклазов.

2. Прекращение кристаллизации, когда падение давления происходит в условиях полного неравновесия, ведет к тому, что образованные кристаллы не взаимодействуют с расплавом и резорбции не наступает. При уменьшении температуры и в условиях нового давления кристаллизация возобновляется, причем образуется несколько более натровый плагиноклаз.

3. В природных условиях наблюдается резорбция примерно $\frac{1}{3}$ кристаллических ядер плагиоклазов и резкий разрыв в составе ядра и кайм. Предполагается, что имеет место частичное равновесие. При частичной резорбции расплав из L_1 превращается в L_4 и становится слегка более кальциевым, причем кристаллизуется плагиоклаз более натриевый (X_4), чем в конце предыдущего этапа.

Последний случай является наиболее близким к природным условиям кристаллизации. Таким образом, ведущий минерал гранитоидов формируется из недосыщенного водой магматического расплава на двух различных гипсометрических уровнях. Степень резорбции, конечно, зависит и от интервала времени между падением давления и началом нового этапа кристаллизации. Часто случается так, что последующая кристаллизация полностью затушевывает более ранний магматический этап растворения. При сохранении резорбционных структур их сходная морфология и объем корродированного материала могут служить дополнительным подтверждением генетического родства различных интрузивных тел и сходных условий размещения последних. Для магматических образований, содержащих зональные кристаллы, в том числе и с «пятнистой» зональностью, трудно предполагать анатектическое коровое происхождение магм, поскольку такие магмы считались главным образом высоководными.

Очень часто для гранитоидных пород, которые содержат крупные порфиоровидные выделения щелочного полевого шпата, предполагается метасоматический генезис. Это заключение основывается, во-первых, на заливоподобной форме граней таких кристаллов; во-вторых, на меньшем процентном количестве калиевого полевого шпата по отношению к плагиоклазу при порфиоровидном облике и, наконец, на наличии включений плагиоклаза в щелочном полевоом шпате. Последнее интерпретируется как результат замещения крупных индивидов плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

В некоторых гранитных телах Каскадной провинции США М. И. Хиббардом [276] были детально изучены взаимоотношения щелочного полевого шпата с другими минералами. Кристаллы щелочного полевого шпата в гранитах Подковоподобных гор достигают 5 см, их общее количество в породе составляет 21%, а состав, определенный рентгенометрически, характеризуется наличием 85—90% ортоклаза. Общее содержание плагиоклаза в породе 46% при 27% Ап. Однако плагиоклаз встречается как в виде самостоятельных кристаллов в основной массе (27% Ап), так и в виде включений (36% Ап) в щелочном полевоом шпате, имеющих различную форму — от ксеноморфной до идиоморфной. Зерна плагиоклаза в основной массе идиоморфны и имеют зональность от кальциевого ядра через переходную зону ритмичной зональности к альбитовому краю.

Во включениях плагиоклаза отсутствует альбитовая кайма. Ориентировка кристаллов плагиоклаза, включенных в щелочной полевой шпат, показывает, что плоскость (010) в плагиоклазах обычно располагается параллельно плоскостям (010), (001) и реже плоскости (110) минерала-хозяина. Приуроченные к центральным частям калиевого полевого шпата включения кристаллов кварца являются ксеноморфными; более идиоморфны они на периферии и в основной массе.

Изучение состава плагиоклазовых включений показало, что в их краевых частях происходит систематическое возрастание альбитовой составляющей по мере увеличения расстояния от центра фенокристаллов; в центральных же частях включений не наблюдается такой правильной закономерности.

Рассмотренные выше данные интерпретируются М. И. Хиббардом следующим образом. Ориентировка включений плагиоклаза в щелочном полево шпате отражает стадию нахождения этих минералов во взвешенном состоянии в магме. Последняя была достаточно подвижна для сближения растущих кристаллов. Систематическое увеличение альбитовой составляющей в краях плагиоклазовых включений отражает процесс фракционирования в силикатном расплаве при росте обоих индивидов. Однако плагиоклаз был первой кристаллической фазой. Расчеты показывают, что около 15% плагиоклаза было закристаллизовано прежде, чем началась кристаллизация щелочного полевого шпата. Плагиоклаз по мере дальнейшей кристаллизации обогащался альбитом. Идиоморфные включения кварца во внешней зоне щелочного полевого шпата свидетельствуют о еще достаточно свободном его росте из магмы. Кристаллизация щелочного полевого шпата, кварца, основной массы и альбитовых оторочек плагиоклаза основной массы продолжалась до этапа окончательного затвердевания породы.

Таким образом, обсуждение особенностей консолидации сложных плутонических серий орогенных поясов позволяет наметить ведущие пути их формирования.

1. Габбро-гранитные комплексы образуются в результате эволюции магмы, источник которой лежит в пределах мантии. Об этом свидетельствуют не только ассоциирующие с плутоническими породами вулканические комагматы, но и изотопные данные. Так, для меловых и палеоген-неогеновых гранитов Каскадной провинции значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0,705, для палеозойских гранитов — 0,703, тогда как докембрийские граниты имеют значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,735. У молодых базальтов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,702 \div 0,703$. Следовательно, изотопные данные свидетельствуют о мантийном источнике плутонических серий с некоторой примесью корового вещества.

2. Наиболее приемлемым вариантом изменения состава первично-базальтовой магмы является механизм, названный Даркенсом и А. П. Виноградовым [32] зонной плавкой. В протяжен-

ной магматической колонне градиент температур и давлений в нижней и верхней ее частях вызывает миграцию летучих вверх; вместе с ними перемещаются щелочи и кремнезем. В нижней части зоны плавления может осуществляться кристаллизация фемических минералов. Выделение скрытой теплоты кристаллизации поддерживает температуры в средней части выше температур кристаллизации. В верхней части происходит частичная ассимиляция пород коры. Оба эти процесса приводят к значительной лейкократизации магматического расплава. Следует при этом учитывать, что место проявления процесса зонной плавки лежит ниже всех вскрытых эрозией уровней, ибо, во-первых, изотопные отношения стронция изменяются только слегка, во-вторых, магмы имеют достаточно высокие температуры и способны к миграции вверх и, в-третьих, мощность гранитных тел в эпи- и мезозоне не превышает 10 км. В подводящих каналах процесс зонной плавки трудно осуществим вследствие каплеподобного подъема гранитных расплавов, и, таким образом, процесс зонной плавки происходит в основании земной коры.

Гранодиорит-гранитные формации, кроме того, могут являться плутоническими эквивалентами андезитовой серии вулканических пород. Варианты рождения таких магм были рассмотрены ранее.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПОЗДНИХ СТАДИИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Примером развития подобных андезитовых формаций являются северные районы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, где вулканиты среднего и кислого состава формируются в континентальных условиях после проявления в структурах мезозойд интенсивного гранитоидного магматизма. Непосредственно перед андезитовым вулканизмом на орогенном этапе развития охотско-чукотского вулканогенного комплекса установлено широкое излияние базальтов. Андезитовая и липарит-андезитовая (контрастная) формации входят в состав вулcano-тектонических структур, образованных в конце раннего — начале позднего мела.

ФОРМАЦИЯ АНДЕЗИТОВ

Изучению геологии, петрографии и условий образования разнообразных вулканических пород Среднеанадырского и Центрально-Чукотского секторов Охотско-Чукотского пояса посвящена работа И. Н. Котляра [91]. В пределах этих регионов на первом этапе в целом андезитового вулканизма возникают вулканические прогибы размером 70×80 (Паледоно-Мечкеревская структура) и 30×50 км (Верхнеанадырская структура). Во второй этап формируются также отрицательные, но более мелкие структуры. Лавы и туфы начальной стадии имеют состав андезито-базальтов и эволюционируют к андезито-дацитам. И. Н. Котляром показана решающая роль предыдущей геологической истории различных блоков земной коры в эволюции андезитовых магм. Так, в пределах Верхнеанадырской структуры, приуроченной к блоку с относительно мощным гранитным «слоем», андезитовым излиянием предшествовал интенсивный грани-

тоидный и игнимбритовый магматизм, чего не наблюдается в Паледоно-Мечкеревской структуре. В результате андезитовый вулканизм каждой из них имеет свои петрологические особенности.

В Паледоно-Мечкеревской структуре вулканические образования относятся к андезитовой и контрастной липарит-андезитовой формациям, прорванным многочисленными субвулканическими телами. Андезиты первой из них существенно натрового типа, характеризуются присутствием авгита, гиперстена и роговой обманки в нижних частях разреза. В расположенных выше андезито-дацитах пироксены отсутствуют. В этих породах плагиоклаз имеет основной состав и цикличную и обратную зональность. В верхней части разреза андезитовых лав вновь появляются двупироксеновые андезиты.

Судя по минеральному составу, можно считать, что существенно пироксеновые андезиты кристаллизовались при температурах $1200\text{--}1100^\circ\text{C}$ и относительно невысоком содержании воды. Амфиболовые андезиты и андезито-дациты имели менее высокую температуру кристаллизации ($900\text{--}960^\circ\text{C}$) при давлении воды до 3000 кг/см^2 . Это чередование в одном разрезе относительно высокотемпературных «сухих» магм с низкотемпературными может свидетельствовать о вторичном обогащении водой части магматических очагов, возможно, в пределах земной коры.

В вулканитах контрастной формации пространственно сопряжены породы среднего и кислого состава. Андезиты имеют существенно плагиоклазовый состав (с меньшим содержанием анортита) и прямую зональность кристаллов. Кислые породы (туфы, игнимбриты) содержат во вкрапленниках альбит и натровый анортоклаз при резко подчиненном количестве кварца и биотита. Термодинамические условия кристаллизации кислых фаций пород оцениваются И. Н. Котляром следующим образом: $t=700\div 650^\circ\text{C}$, $p_{\text{H}_2\text{O}}=500\div 700\text{ кг/см}^2$, а для средних по составу расплавов предполагаются более высокие температуры ($1100\text{--}1200^\circ\text{C}$) и относительно «сухие» условия.

Магмы андезитовой формации, по мнению И. Н. Котляра, образовались путем плавления габбрового субстрата; магмы контрастной серии явились продуктом фракционного плавления тех же горизонтов. Этот тезис является довольно сомнительным, поскольку появлению андезитов предшествуют излияния базальтов, базальты присутствуют в самой «андезитовой формации» и, кроме того, «андезитовые магмы» характеризуются «сухостью» и высокими температурами кристаллизации.

Второй тип вулкано-тектонических структур представлен Верхнеанадырским прогибом и также сформирован в два этапа. На первом образуются пачки туфов авгитовых и оливин-авгитовых базальтов, лавы пироксеновых андезитов и андезито-дацитов. Породы имеют калиево-натриевый характер, суще-

ственно пироксеновый состав вкрапленников темноцветных минералов и плагиоклаз с прямой зональностью. Вулканические продукты второго этапа представлены антидромной серией пород, в состав которой входят липариты и липарито-дациты, андезиты-дациты, андезиты и андезиты-базальты. В Верхнеанадырской структуре слабо развиты субвулканические образования и незначительно проявлены процессы вторичного изменения пород. Продукты вулканизма являются производными относительно «сухих» высокотемпературных магм.

И в том и в другом прогибах андезитовый вулканизм следовал за излияниями базальтов. Однако сходные по содержанию кремнезема породы андезитовых серий характеризуются различными минералами-вкрапленниками. Таким образом, наряду с унаследованностью ряда геохимических черт предыдущего базальтоидного магматизма, что выражается в определенном соотношении щелочей, эволюция андезитовой магмы имела неодинаковый характер в различных структурах. В Паледоно-Мечкеревском прогибе «сухие» андезитовые магмы сменялись относительно богатыми водой расплавами, содержащими амфибол и имеющими более полный ряд дифференциации. Кроме того, широко распространены кислые субвулканические образования.

В Верхнеанадырском прогибе условия флюидного режима в магматическом очаге существенно отличались от вышеописанной Паледоно-Мечкеревской структуры. Здесь проявлению «сухого» андезитового вулканизма предшествовали интенсивный гранитоидный магматизм и игнимбритовый вулканизм. Вполне возможно, что предыдущие процессы гранитообразования на фронте подъема андезитовых магм обусловили уменьшение количества порового флюида в разнообразных породах коры и дифференциация андезитового расплава происходила без существенного влияния летучих компонентов вмещающих пород. В целом различия в термодинамическом режиме эволюции андезитовых расплавов определили не только состав и количество остаточных продуктов, но и проявления гидротермального метаморфизма и металлогенические особенности вулканических структур. Так, золото-серебряная минерализация наряду с относительно богатыми водой андезитовыми продуктами свойственны прогибам со значительным объемом кислых вулканитов.

Приняв в качестве возможного механизма, ответственного за проявление различных рядов пород, неодинаковый режим летучих компонентов, предложенный И. Н. Котляром, важно вновь коснуться вопроса происхождения андезитовых магм. Тесная ассоциация базальтов и андезитов делает маловероятным предположение о плавлении «габбрового» слоя при генерации расплавов андезитов. Появление андезитов в составе многообразных природных ассоциаций пород, по-видимому, пред-

полагает их гетерогенное происхождение. Это определяется геологической обстановкой формирования андезитовых расплавов и связанными с ней физико-химическими условиями.

В конце 50-х годов экспериментами Е. Ф. Осборна [303] было показано влияние повышенного парциального давления кислорода на эволюцию магм от базальтов к андезитам. Основное возражение предложенному Е. Ф. Осборном механизму формирования андезитов заключалось в отсутствии данных о значительном накоплении магнетита в глубоких базальтовых резервуарах. Кроме того, гапlobазальтовая система в указанных опытах исследовалась при общем давлении 1 кгс/см^2 , что было некорректно для модели глубинного базальтоидного магматизма. Недавно система форстерит — окислы железа — анортит — кремнезем изучена Е. Ф. Осборном и Р. И. Аркулусом [304] при общем давлении $10\,000 \text{ кгс/см}^2$. На рис. 26 сравниваются фазовые отношения этой системы при давлении 1 кгс/см^2 и $10\,000 \text{ кгс/см}^2$ с применением магнетит-гематитового буфера, т. е. при высоком и постоянном парциальном давлении кислорода. Изменения, которые вносит высокое общее давление по сравнению с давлением 1 кгс/см^2 , сводятся к следующему.

1. Пироксен-анортитовая поверхность (*pePE*) перемещается в сторону высоких значений анортита (*bcPd*), и его количество увеличивается от 50 до 60%.

2. Естественно, увеличивается размер первичного объема пироксена и шпинели, анортита же уменьшается.

3. Увеличивается содержание Al_2O_3 в пироксене до 12%.

4. Перитектическая точка *P* и эвтектическая *E* замещаются одной эвтектикой *d*, в которой сосуществуют высокоглиноземистый пироксен, анортит, шпинель, тримит и жидкость с газом.

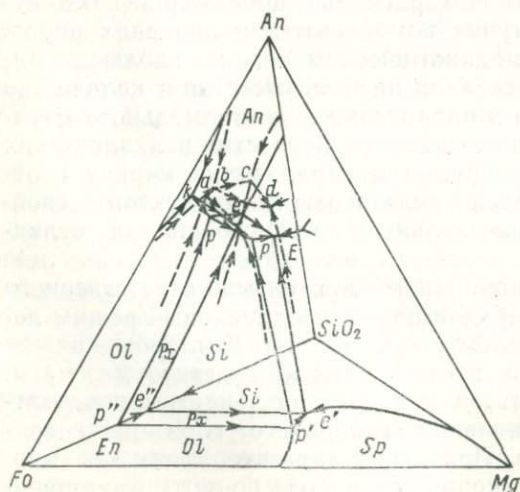


Рис. 26. Диаграмма системы Mg_2SiO_4 (Fo) — Fe_3O_4 (Mg) — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (An) — SiO_2 , по Е. Ф. Осборну и Р. И. Аркулусу [304].

Сплошные линии — границы областей с давлением 1 кгс/см^2 , штриховые — с давлением $10\,000 \text{ кгс/см}^2$ и магнетит-гематитовым буфером для смесей, содержащих окислы железа.

5. Кривая κP (Sp—Ap—Ol—L) и кривая $p'P$ (Sp—Ol—Px—L) замещаются одной кривой, идущей в тетраэдре от точки a (Sp—Ol—Px—L), что является следствием несовместимости оливина и анортита при 10 000 кгс/см² в этой системе.

6. Температура различных реакций плавления увеличивается примерно на 100° С.

Эти различия ведут к изменению типов кристаллизации в системе при различном давлении. При высоком давлении фракционная кристаллизация будет создавать остаточные расплавы с более высоким содержанием Al_2O_3 (кривая bd), которые соответствуют высокоглиноземистым габбобазальтовым или габброандезитовым расплавам с пироксеном и шпинелью. При низком давлении эти расплавы на диаграмме находятся внутри фазового объема анортита. Следовательно, при быстром падении давления (при подъеме магм с глубины 35 км) пироксен и шпинель не кристаллизуются, анортит является фазой ликвидуса, а жидкость движется по направлению к кривой $pePE$ и кристаллизуются пироксен, затем оливин и еще позднее шпинель при низких температурах. Таким образом, возможной причиной высокотемпературной кристаллизации плагиоклаза в поверхностных условиях в качестве первой фазы ликвидуса является подъем магм с больших глубин.

Диаграмма, показанная на рис. 26, объясняет причину, по которой шпинель прекращает свою кристаллизацию. Кривая bd является реакционной кривой, вдоль которой по мере кристаллизации пироксена и анортита растворяется шпинель. При фракционной кристаллизации (по мере отделения пироксена и анортита) шпинель совершенно прекращает кристаллизацию. Лишь при достижении жидкостью точки d шпинель (теперь уже магнетит) вновь начинает кристаллизоваться.

Таким образом, если оливиновый базальт фракционно кристаллизуется в приповерхностных условиях, то обычно развивается кальциево-щелочное направление эволюции по мере кристаллизации магнетита. Второй путь осуществляется в начале фракционной кристаллизации на глубине с формированием андезитоподобных расплавов при продвижении их к поверхности. В этом случае плагиоклаз является первой фазой ликвидуса, позже кристаллизуется пироксен, а при самой низкой температуре — магнетит. Наиболее богатые кремнеземом остаточные расплавы обогащены и окислами железа. Эти фазовые отношения могут объяснять отсутствие магнетита в магмах, внезапно вынесенных к поверхности и кристаллизующихся в условиях систем, близких к закрытым.

Таким образом, в условиях возросшей мощности земной коры, в посторогенную стадию развития складчатых поясов, вслед за неоднородным проявлением гранитоидного магматизма возникает резко различная проницаемость геологических структур с развитием разрывных нарушений. При этом в одних струк-

чаях глубинные магмы базальтового состава на первом этапе своего существования эволюционируют при высоком давлении и лишь позже сформированный андезитовый расплав внедряется в верхние этажи. В других случаях базальтовые расплавы не имеют этапа эволюции при высоком давлении, а фракционируют в приповерхностных условиях. Эти различия ведут к неодинаковому проявлению рядов пород внутри андезитовых формаций.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КИСЛОГО СОСТАВА

Широкое развитие вулканических образований кислого состава, включающих лавы, туфолавы, игнимбриты, гипабиссальные и субвулканические гранитные тела, относится к завершающим (орогенным) стадиям геосинклинального развития. В этот период кислые вулканиды могут образовывать покровы, по площади достигающие нескольких десятков тысяч квадратных километров с мощностью в несколько сотен метров, локализующиеся в вулcano-тектонических депрессиях.

В разрезах восточных территорий СССР, от островных дуг, представляющих средние стадии геосинклинальных систем, на востоке к наложенным вулканическим поясам мезозоя и кайнозоя на западе, роль игнимбритов в составе пород и их мощности увеличиваются. Широко развиты туфолаво-игнимбритовые комплексы на территории срединных массивов, окруженных геосинклинальными поясами, где они возникают в период, когда эти гетерогенные сооружения вовлекаются в общее поднятие и расчленяются разломами [132]. При этом кислые вулканические продукты в срединных массивах широко проявляются в тех случаях, когда мощность «гранитно-метаморфического слоя» земной коры достаточно велика; общая мощность земной коры не имеет существенного значения. Например, кислые вулканиды развиты широко как в Родопском массиве с мощной корой (40—50 км), так и в области Хребтов и Бассейнов США, где кора имеет мощность всего 25 км.

В лавовой, экструзивной и интрузивной фациях рассматриваемых ассоциаций вместе с кислыми (крайними) разновидностями присутствуют средние и даже основные типы пород — базальты, андезиты и дациты. Соотношение различных по основности пород в пределах вулканических аппаратов и вулcano-тектонических структур может быть разнообразным. Так, в разрезах остаточных вулканических прогибов и краевых вулканических поясов туфолавы кислого состава и игнимбриты количественно подчинены основным и средним вулканидам. В других случаях, как, например, в поперечных вулканических зонах (Эльбрусская на Северном Кавказе), кислые вулканиды резко преобладают над основными. Последнее обстоятельство, а также отсутствие пород промежуточного между базальтами

и липаритами состава явилось основанием для того, чтобы не считать процесс дифференциации основной магмы ответственным за образование кислых эффузивов.

С генетической точки зрения интересны случаи, когда в одних и тех же структурах синхронно (с петрографическими доказательствами смешения лав) извергаются кислые и основные продукты. Известны излияния базальтов и андезито-базальтов, происходившие до и после образования игнимбритов, как это установлено в Йеллоустонском парке США, Новой Зеландии и других местах.

В большинстве случаев извержение кислых лав и пирокластического материала происходит в наземных условиях, и они ассоциируют с образованиями молассовой формации. Лавы липаритового состава, туфолавы и порфириновые интрузии часто образуют куполовидные структурные формы, тогда как игнимбритовые разновидности не связаны с определенными вулканическими конусами, а приурочены к разрывным нарушениям трещинного типа. Нередко трещины образованы не линейными, а кольцевыми формами. Вероятно, существует определенная связь между кольцевыми трещинами и кальдерообразованием. Кальдеры и депрессии формируют варьирующие по размеру (от одного до десятка километров в поперечнике) отрицательные структуры. В их периферийных частях распространены по преимуществу игнимбриты, а в окружении кальдер нередко располагаются кольцевые или полукольцевые тела гранит-порфиров, кварцевых порфиров и гранитов.

Петрографическое содержание термина «игнимбрит», введенное в литературу П. Маршаллом в 1935 г., определяло эту породу в соответствии с ее внешним обликом как промежуточную между лавами и пирокластическими образованиями; предполагалось, однако, что игнимбрит отличается от туфолав по генезису.

Эталонными типами игнимбритов являются породы риолитового плато Новой Зеландии, туфолововых полей Армении и ряда вулканогенных толщ Йеллоустонского парка США. Для понимания механизма образования мощных толщ пирокластического материала П. Маршаллом и несколько позже А. Н. Заварицким привлечены выводы К. Феннера об относительно высокой роли раскаленных туч, формирующих пирокластические потоки. Туфовый материал, образующийся из палящих туч, оседает при очень высоких температурах и сглаживает неровности рельефа. В пределах игнимбритовых полей отсутствуют вулканические конусы, на поверхности отложений нет шлаков. Вниз по разрезу породы становятся плотнее, их туфовая природа модернизируется под влиянием расплющивания обломков стекла и его раскристаллизации в фельзиты и сферолиты.

Включения стекла неправильной и сплюсненной формы, часто темной окраски, носят название «фьямме». Именно неко-

торые особенности фьямме позволили выдвинуть еще несколько гипотез образования игнимбритов. Так, А. Стейнер [199] обратил внимание на присутствие в этих породах стекла различного состава. Одно из них имеет показатель преломления 1,518, и в нем присутствуют глобулы, скопления глобулей и линзочки сплюсненной формы, другое — с показателем преломления 1,494 — формирует цемент обломочного материала игнимбритов. По мнению А. Стейнера, эти стекла консервируют в себе стадию несмесимости жидкого расплава, осуществляющуюся в условиях богатства магмы летучими компонентами. Быстрое освобождение летучих компонентов, при достижении предельной растворимости, очень существенно влияет на вязкость расплава и способствует частичному распылению вещества, т. е. формированию обломочных структур. Сохраняющаяся фаза расплава цементирует обломочный материал и имеет текстуры течения.

А. Стейнер указывает, что игнимбритовые продукты содержат больше воды (1—3%), чем обсидиан и липарит (1%), и, возможно, этим объясняется подвижный характер лавовых игнимбритовых извержений. Важным моментом, подтверждающим лавовую, а не пирокластическую концепцию образования игнимбритов, является нахождение интрузивных игнимбритов [253]. В последнее время лавовый, а не пирокластический характер игнимбритов отстаивается А. А. Маракушевым и Е. Б. Яковлевой [122]. Они указывают, что игнимбриты формируют не только покровы, но и силлы; в ряде случаев в интрузивных телах, имеющих в краевых участках текстуру игнимбритов, наблюдаются апофизы во вмещающие породы. А. А. Маракушевым и Е. Б. Яковлевой для более точного отражения генетической природы лавовых пород с проявлением обломочной структуры и текстуры течения предложен термин «флюид-порфир».

Работа указанных авторов посвящена широким вопросам классификации и генезиса кислых вулканических продуктов. В частности, ими выделяются три серии кислых вулканических пород (Ia; Ib и II), различающиеся соотношением щелочей и кремнекислотностью; рассматриваемые в этом разделе вулканиды попадают в группу II (рис. 27).

А. А. Маракушев и Е. Б. Яковлева считают характерной чертой кислых вулканидов группы II, куда включены образования поздних стадий развития складчатых поясов, не только высокое и постоянное отношение $K_2O : Na_2O$, но и относительно высокое содержание таких маγμαфильных летучих компонентов, как H_2O , P_2O_5 , HF , Li_2O и B_2O_3 . Эти летучие обладают хорошей растворимостью в силикатных расплавах, понижают температуры их кристаллизации, усиливают кислотные свойства и понижают вязкость. Авторы указывают, что вулканические продукты группы II, имеющие достаточно высокое и постоянное

отношение $K_2O : Na_2O = 0,8 \div 1,3$ (см. рис. 27), относятся к фтористому и борному типам кислых магм, что обеспечивается инфильтрационным просачиванием флюидов, обогащенных этими компонентами. Последнее положение, по-видимому, остается пока чисто эмпирической закономерностью, не получившей должного объяснения; непонятен также и калиевый характер даже относительно мафических вулканитов группы II (андезито-дацитов).

Вместе с тем логичное продолжение концепции А. А. Маракушева и Е. Б. Яковлевой приводит их к выводу о том, что существует высокое химическое сродство калия и фтора к силикатным и алюмосиликатным группировкам в расплавах наряду с их слабой связью с флюидной составляющей магм. Однако взаимное сродство фтора и калия невелико, что обуславливает явление несмесимости в расплавах и другие виды неоднородности. В частности, неоднородность в содержании летучих компонентов и вызванная этим неоднородность содержания порообразующих окислов в разных участках магм приводят к неодновременной кристаллизации, дифференциальной подвижности флюидных потоков, растрескиванию стекол и минералов.

Относительно генезиса самих магм игнимбритов или флюидпорфиров были высказаны различные точки зрения. Наиболее распространенной является гипотеза плавления сиалической коры при образовании вулканических и ассоциирующих с ними интрузивных образований. Ряд исследователей [253] считает игнимбриды производными андезитового глубинного магматического очага. Это мнение подтверждается не только минералогическими особенностями игнимбритов, но и некоторыми химическими их признаками (богатство K_2O и др.), указывающими на сходство этих пород с некоторыми типами гранитов, связанных «кровным родством» с андезитовыми магмами.

Интрузивные гипабиссальные тела кислого состава часто сопровождают вулканические поля липаритов и пирокластических образований. Общность тех и других определяется не

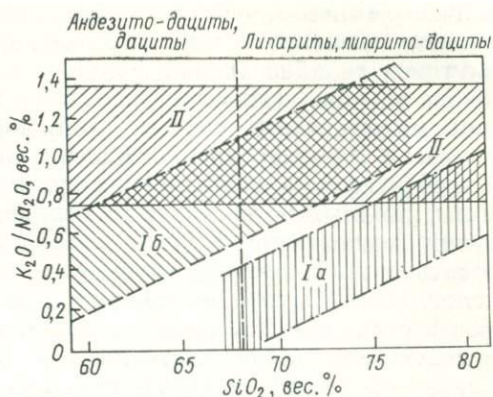


Рис. 27. Серия кислых вулканических пород (Iа, Iб и II), различающихся по соотношению содержания щелочных металлов в зависимости от количества кремнезема [122].

I—II — вулканиды различных этапов развития земной коры: Iа — геосинклинальных, Iб — орогенных, II — позднеорогенных и геосинклинальных.

только химико-минералогическими особенностями пород, но и одинаковыми процессами образования. Так, в ряде гранитных плутонов гипабиссальной фации установлены признаки проявления жидкой несмесимости. Одним из примеров кристаллизации магм кислого состава, сопровождающейся расслоением, является Эльджуртинский массив на Северном Кавказе [215]. Массив сформирован в результате двухфазного внедрения магм, сходных по составу, но различающихся содержанием летучих компонентов. Первая порция магмы начала кристаллизоваться на некоторой глубине в относительно равновесных условиях с выделением кварца и анортоклаза. Магма второй фазы испытала быструю и неравновесную кристаллизацию вследствие удаления летучих компонентов при подъеме расплава. В процессе кристаллизации произошло образование блочных кристаллов плагиоклаза, развитие миароловых пустот, появление карбоната, ассоциирующего с блочными вкрапленниками плагиоклаза и отсутствующего среди минералов основной массы. По Ю. С. Уткину, морфологические особенности вкрапленников плагиоклаза свидетельствуют о гетерогенности расплава в докристаллизационный период. В частности, установлены полосчатые и изогнутые линзы плагиоклазового состава, которые окаймлены анортоклазовыми кристаллами. Почковидное, агрегатное строение плагиоклазовых вкрапленников, подобное строению почковидных ликвационных структур в эффузивных породах, обусловлено слиянием и раскристаллизацией мелких пузырьков «плагиоклазитовой» магмы, обособившейся под влиянием углекислоты.

Эмульсионные выделения магмы, обогащенной углекислотой и «плагиоклазовым» компонентом, могут испытывать разнообразие изменения, зависящие от их размера (степени слияния), времени химической эволюции и степени раскристаллизации. Важно отметить, что в равновесных условиях кристаллизации взаимодействие между обособлениями жидкости «в пузырьках» и матрицей должно привести к уничтожению ликвационной структуры и к нормальным эвтектическим соотношениям минералов. При быстрой кристаллизации ряд стадий ликвационных преобразований расплава может быть законсервирован в реальных парагенезисах минералов. Таким образом, в интрузивных телах гранитного состава также намечаются признаки ликвационного разделения магм, обусловленные эманационно-флюидным типом дифференциации анхивтектических силикатных расплавов.

ГРАНИТ-СИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Ассоциации гранитных и сиенитовых интрузий довольно широко развиты на территориях складчатых областей и по времени формирования проявляются в постконсолидационные стадии их развития. В этом типе формаций интрузивные тела включают широкий спектр пород от

нормальных гранитов, кварцевых сиенитов и сиенитов до недо-
сыщенных кремнеземом пород типа нефелиновых сиенитов.
Указанные разновидности могут слагать самостоятельные тела
или формировать сложные по составу интрузии, которые харак-
теризуются сочетанием гранитных и сиенитовых, сиенитовых,
нефелин-сиенитовых и других разновидностей пород.

Гранит-сиенитовая формация, развитая на территории Север-
ного Тимана, изучена нами совместно с М. Ю. Смирновым; вхо-
дящие в нее породы являются наиболее распространенными
магматическими образованиями этого региона. Гранитоидные,
сиенитовые и жильные породы Северного Тимана локализируются
в пределах крупного Северо-Румяничного разлома и имеют со-
гласное с ним северо-западное простирание с крутым падением,
образуя таким образом трещинные интрузии. Эти тела проры-
вают толщу позднерифейских метаморфических сланцев и транс-
грессивно перекрыты платформенными отложениями лландовер-
рийского яруса. Время становления гранит-сиенитовой форма-
ции, таким образом, оценивается как позднепротерозойское.

В центральной части возвышенностей Северного Тимана
распространены гранитные тела (массивы сопок Каменных и
Болванской). Северо-западнее, в массиве Большой Камешек,
также преобладают граниты, контактирующие со сланцами, но
встречаются и кварцевые сиениты в зоне контакта с основными
вмещающими породами. Далее к северо-западу, в массивах
Малый и Крайний Камешек, распространены преимущественно
кварцевые сиениты, сиениты и граносиениты. В интрузивном
теле Малого Камешка присутствуют щелочные и нефелиновые
сиениты. Особенно широко распространены эти породы в край-
ней северо-западной части Тимана — на мысе Большой Румя-
ничный, где развиты поля сиенит-магматитов.

Наблюдаемая закономерность в расположении гранитов,
сиенитов и нефелиновых сиенитов может рассматриваться
с двух позиций. Согласно одной из них эта смена пород в про-
странстве фиксирует зональность, обусловленную внедрением
несколько различающихся по составу магм из глубинного ис-
точника. Другая точка зрения учитывает возможность образо-
вания субщелочных и щелочных пород реакционно-метасомати-
ческим путем на контакте гранитов и вмещающих основных
пород. Подобные процессы фиксируются в апикальных частях
интрузий гранитоидов и хорошо проявлены в северо-западной
части структур Тимана.

Лейкократовый тип магматизма Северного Тимана, вклю-
чающий интрузивные тела гранитов, граносиенитов, кварцевых,
щелочных и нефелиновых сиенитов, тесно ассоциирующихся
пространственно и образованных в одном возрастном интер-
вале, обуславливает постановку вопросов их происхождения и
формационной принадлежности. Представлениям о независи-
мом, более позднем или более раннем, образовании щелочных

интрузий из самостоятельных глубинных очагов противоречат геологические наблюдения о постепенных переходах гранитоидов в субщелочные и щелочные приконтактовые фации в ряде массивов. Кроме того, в северной части Тимана субщелочные мигматиты и нефелиновые сиениты прорываются дайками жильных гранитов.

Классические теоретические модели образования гранитных и нефелин-сиенитовых пород противоречат предположению об их формировании из единого магматического расплава, поскольку пересыщенные и недосыщенные кремнеземом эвтектики разделены термальным барьером. Последний является препятствием для эволюции гранитондной жидкости к нефелин-сиенитовой при нормальных процессах кристаллизации. Лишь в особых случаях этот барьер преодолевается лейцитсодержащими магмами или при аномальном богатстве железом полевых шпатов (см. с. 256).

Рассмотрим фактический материал, собранный при изучении гранитов, щелочных пород и их приконтактовых фаций в интрузиях Северного Тимана. Гранитные породы, слагающие ряд самостоятельных массивов, имеют магматическую природу и характеризуются мезоабиссальными условиями становления. Минеральные ассоциации пород свидетельствуют об их принадлежности к переходному типу между гиперсолъвус- и субсолъвус-гранитами (по О. Ф. Таттлу и Н. Л. Боуэну), т. е. указывают на относительно высокотемпературные условия кристаллизации. Изучение степени упорядоченности полевых шпатов и содержания альбитовой составляющей показывает, что в гранитах приконтактовых фаций остывание пород происходило быстрее, чем в центральных частях интрузий, а полевые шпаты в зоне контакта имеют более высокое содержание альбита и менее упорядоченные формы.

В зоне контакта гранитов и метабазитов возникает широкий спектр контактово-реакционных пород, состав которых является промежуточным между гранитами и сиенитами. Здесь выделяются граниты, расположенные ближе к центру массивов, граносиениты — в 25—50 м от контакта, контактово-реакционные породы, отвечающие кварцевому и щелочному сиениту, — в 10—25 м от контакта и, наконец, фельдшпатизированные метабазиты — в зоне экзоконтакта. Кроме последней зоны, продукты эндоконтактового взаимодействия гранитов и метабазитов по петрографическим и петрохимическим особенностям тождественны породам субщелочного и щелочного состава, слагающим самостоятельные массивы в северо-западной части Северо-Тиманской провинции. Характерной чертой процесса, ведущего к образованию реакционной серии пород, является не только увеличение содержания извести и магнезии при одновременном снижении количества кремнезема, но и увеличение щелочности этих более мафических пород (рис. 28).

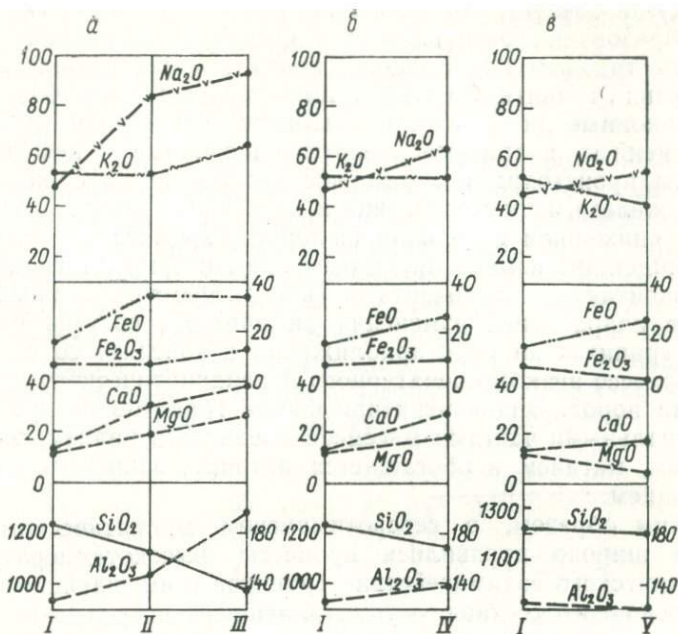


Рис. 28. Вариационные диаграммы изменения молекулярного количества петрогенных окислов.

a-v — ряды пород: *a* — изверженные породы северитиманской гранит-сиенитовой формации, *b* — граниты — контактово-реакционные породы вблизи исходных метабазитов, *v* — граниты — граниты эндоконтакта со сланцами; *I* — граниты; *II* — граносиениты и кварцевые сиениты; *III* — щелочные и нефелиновые сиениты; *IV* — контактово-реакционные породы вблизи исходных метабазитов; *V* — граниты у контакта со сланцами.

Массивы субщелочных и щелочных пород характеризуются как резкими интрузивными (Малый Камешек, Крайний Камешек), так и мигматитоподобными контактами (м. Большой Румяничный). Порфириовидный облик пород с зональным строением вкрапленников и относительно высокая температура конца кристаллизации сиенитов ($600-650^{\circ}\text{C}$) свидетельствуют о сходстве условий их образования с условиями образования гранитов.

По аналогии с зоной контакта гранитов и метабазитов химизм субщелочных и щелочных пород, слагающих самостоятельные массивы, при переходе от кварцосодержащих к нефелиновым разновидностям характеризуется увеличением содержания кальция и магния и возрастанием щелочности пород при общем снижении количества кремнезема (см. рис. 28). Геохимические данные указывают на повышение концентраций в щелочных разновидностях как некоторых «базальтоидных» элементов (кобальт, хром, ниобий), так и элементов, характерных для гранитных пород (свинец и др.).

Отсюда следует, что термодинамические и химические условия образования разновидностей сиенитов во многом тождественны такому при процессе контактово-реакционного взаимодействия гранитной магмы с вмещающими метагабброидами. Вариационные диаграммы показывают, что в ряду граниты — граносиениты, кварцевые сиениты — щелочные и нефелиновые сиениты происходит закономерное увеличение содержания щелочей, железа, кальция, магния и алюминия, которое компенсируется снижением содержания в породах кремнезема. Аналогичную тенденцию изменения химизма демонстрируют гранитоиды в эндоконтакте с метабазами (контактово-реакционный ряд). Другое направление изменения химического состава происходит в гранитах по мере приближения к контакту со сланцами и в процессе низкотемпературного постмагматического преобразования пород. Эндоконтактная фация гранитов по сравнению с центральными частями массивов обедняется калием, окисным железом, магнием и обогащается натрием, закисным железом и кальцием.

Таким образом, в северотиманском магматическом комплексе широко проявились процессы высокотемпературного магматического взаимодействия гранитов с вмещающими породами основного состава, осуществлявшиеся посредством равновесных с расплавом флюидов. Теоретическая модель подобного процесса, названного «принципом Коржинского», разработана Д. С. Коржинским [83—85, 87], Л. Л. Перчуком [161], И. Дж. Рэо, Дж. С. Н. Матхи [310]. Согласно этим исследователям, схема взаимодействия контактирующей магмы и вмещающих основных пород в химическом аспекте определяется повышением активности оснований в расплаве при растворении блоков метабазитов, с переходом извести и магнезии в систему магма — флюид. Высокая активность наиболее сильных оснований (щелочей) вызывает их миграцию в зону контакта и создает «волну отраженной щелочности». Н. В. Котовым и автором в развитие этой теоретической модели были осуществлены эксперименты по изучению системы ортоклаз — альбит — кварц в чистых водных гидротермальных условиях и в присутствии минерализаторов. В качестве минерализатора была выбрана добавка Na_2CO_3 , которая, как можно думать, незначительно снижает температуры кристаллизации гаплогранитной системы и является средой взаимодействия магмы и основных пород.

Проведенное исследование показало, что даже при отсутствии взаимодействия с мафическими составами гранитная система в присутствии растворов 1,5 М Na_2CO_3 кристаллизует канкринит вместо полевых шпатов, а в присутствии 2,2 М растворов — нефелин. В растворе 0,2—0,9 М Na_2CO_3 , как и в «чистой» водной среде без добавок, формируются твердые растворы полевых шпатов.

Температура появления канкринита при соответствующей концентрации Na_2CO_3 оценивается в 600°C , одновременно часть SiO_2 удаляется паровой фазой. Повышение температуры опыта до 700°C с одновременным повышением концентрации раствора до $2,2\text{ M Na}_2\text{CO}_3$ приводит к формированию нефелина и анальцима (рис. 29).

Таким образом, опытные данные демонстрируют неустойчивость полевых шпатов в присутствии флюидов, содержащих Na_2CO_3 в повышенных концентрациях. В этих условиях идет сокращение полевошпатового сольвуса и формируется полевой шпат, обогащенный альбитовой составляющей. Этот процесс был обнаружен в контактовой зоне гранитных интрузий Северного Тимана. Повышение концентрации в паровой фазе до $1,5\text{ M Na}_2\text{CO}_3$ обуславливает неустойчивость обогащенного натрием полевого шпата, вместо которого формируется высокотемпературный натродавин или карбонат — канкринит.

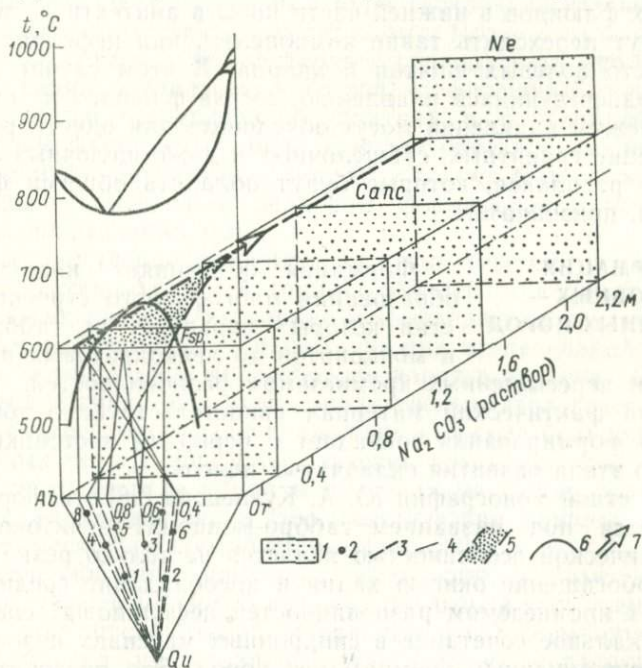


Рис. 29. Схема, иллюстрирующая переход от полевых шпатов к фельдшпатоидам при высокотемпературном натриево-карбонатном метасоматозе ($p_{\text{H}_2\text{O}}=2000\text{ кгс/см}^2$, $t=600\div 700^\circ\text{C}$, 3 ч).

1 — сечения трехмерной модели при различных концентрациях натриево-карбонатного раствора в опытах; 2 — исходные шихты (1—8) в треугольнике Ab—Og—Qtz ; 3 — проекции составов шихт на основание треугольника Ab—Og—Qtz ; 4 — то же, на плоскости $t\text{—Ab—Og}$, отражающие получение различных полевых шпатов в области сольвуса; 5 — область получения полевошпатовых твердых растворов; 6 — линии фазовых разделов в системе $\text{Ab—Og—H}_2\text{O}$ (при $p_{\text{H}_2\text{O}}=1750\text{ кгс/см}^2$); 7 — направленность изменения составов полевошпатовых твердых растворов при сужении области сольвуса и переходе к фельдшпатоидам.

В интервале концентраций 1,5—2,2 М Na_2CO_3 при $t=700^\circ\text{C}$ вместо канкринита появляются нефелин и анальцит. Последний представляет собой закалочный продукт, формирующийся при охлаждении флюидной фазы, обогащенной как щелочами, так и алюминием и кремнеземом. В природных условиях такая флюидная фаза приводит к образованию щелочных метасоматитов или мигматитоподобных сиенитовых пород, как это имеет место в северо-западной части Тиманской провинции. По-видимому, указанные процессы щелочного реакционно-контактового взаимодействия намечают принципиальную схему связи гранитных и щелочных пород в пределах одной возрастной и генетической формации. Мы предполагаем, что подобного рода взаимодействие между гранитной магмой и флюидами, содержащими карбонаты щелочей, может иметь место не только на уровне становления интрузивных тел. Возможен процесс, когда под влиянием высокого теплового потока и карбонатно-щелочных флюидов в нижней части коры в анатектический расплав будут переходить такие компоненты, как нефелин и лейцит, вместо полевых шпатов и кварца. В этом случае состав пород, подвергающихся плавлению, состав флюидов и температурный режим плавления могут обусловить для одного региона выплавление гранитных, субщелочных и даже щелочных лейкократовых расплавов, которые будут обладать общими формационными признаками.

ФОРМАЦИЯ ОСНОВНЫХ — ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Формация объединяет интрузивные образования многофазного строения, состав которых варьирует от габброндов и монцонитов до лейкократовых недосыщенных и пересыщенных кремнеземом разновидностей. Многочисленный фактический материал свидетельствует о том, что время их формирования совпадает с периодом постсинкинematического этапа развития складчатых поясов.

В известной монографии Ю. А. Кузнецова [98] эта формация описывается под названием габбро-монцонит-сиенитовой. Ее петрохимической особенностью является не только резко выраженное обогащение окисью калия и преобладание среди недосыщенных кремнеземом разновидностей нефелиновых сиенитов, но и уникальное сочетание в синхронных массивах недосыщенных и пересыщенных кремнеземом пород. Это обстоятельство рассматривалось ранее как следствие генетической и формационной неоднородности указанных массивов. Однако петрологическое изучение конкретных комплексов и экспериментальные данные показали, что породы принадлежат к единой генетической серии. Это положение достаточно хорошо доказывается на примере габбро-сиенитовой формации Туркестано-Алая и может быть распространено на другие подобные ассоциации (южное обрамление Сибири), как это показано автором в 1967 г.

Геологические условия формирования Туркестано-Алайской
щелочных пород Туркестано-Алая из габбро-сиенитовая
формация

Первые описания этих пород приведены еще Д. С. Белянкиным и И. А. Преображенским. Возрастное положение щелочных интрузий определяется тем, что некоторые из них располагаются в метаморфизованных породах пермо-карбона, но нигде не прорывают отложения мезозоя. Для ряда интрузивных тел определен абсолютный возраст. Так, Д. И. Щербаков [246] изотопно-свинцовым методом установил возраст Зардалекского массива в 190 и 200 млн. лет и Урусайского массива — 200 млн. лет. Калий-аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ для флогопита из Зардалекского массива определен возраст в 237 млн. лет. Близкие цифры получены в лаборатории ИГЕМ для Ходжаачканского массива — 210, 217, 220 млн. лет [165]. Согласно старой геохронологической шкале эти цифры соответствуют ранней перми. Новая шкала повышает возраст до триаса, и это заставляет предполагать, что формирование серии щелочных интрузий происходило значительно позднее процессов складкообразования в верхнепалеозойских структурно-фациальных зонах. Следует отметить, что некоторый разброс цифр определений возраста может быть объяснен относительно длительным периодом формирования этих многофазных интрузивных тел.

Пространственно щелочные интрузии тяготеют к осевой части Туркестано-Алайской горной области и концентрируются в верховьях рек Сох на западе и Исфайрам на востоке. Более ранними работами и в процессе наших исследований установлено исключительное многообразие пород в пределах щелочных массивов. Однако еще более значительным геологическим фактом оказалось многофазное, сложное строение большинства интрузивных тел. Дальнейшее изучение показало, что, несмотря на пестроту состава пород в пределах массивов, большинство из них укладывается в две генетические группы, территориально несколько обособленные (рис. 30).

В северной цепи массивов, тяготеющих к границе между среднепалеозойской зоной высоких предгорий и позднепалеозойской Сурметашской зоной, начальные фазы формирования интрузивных тел представлены относительно меланократовыми породами (габбро, монцититы), а заключительные фазы — щелочными и нефелиновыми сиенитами. К таким интрузивным телам относятся массивы (с запада на восток): Саркентский, Зардалекский, Урусайский, Чекинды, Западно-Кичикалайский. Необходимо подчеркнуть, что нефелиновые сиениты занимают подчиненное положение среди других разновидностей пород этих массивов.

Интрузии, расположенные в южной (приводораздельной) зоне, имеют существенно иной тип эволюции магмы. Первые

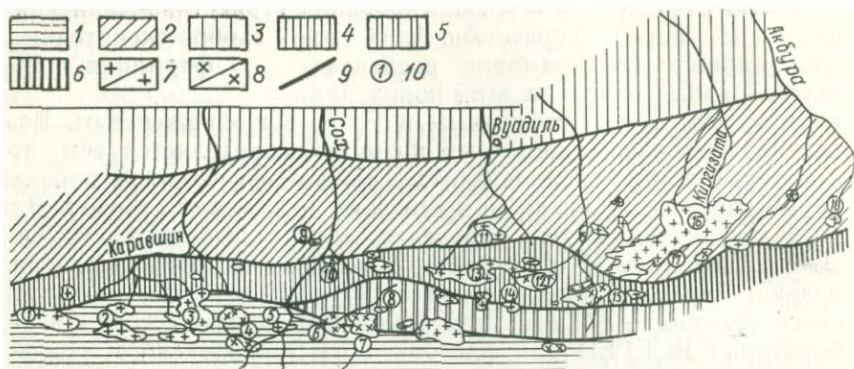


Рис. 30. Тектоническая схема центральной части Туркестано-Алая и позднепалеозойских интрузий (по Н. М. Синицыну, Г. С. Поршнякову, А. В. Яговкину).

1-6 — зоны: 1 — Зеравшанская, 2 — высоких предгорий Алая; 3 — Карачатырская, 4-6 — Сурметашская (4 — Джиптыкская, 5 — Ходжаачканская, 6 — Гульчинская подзоны); 7 — гранитоидные интрузии; 8 — щелочные интрузии; 9 — границы зон и подзон; 10 — массивы (цифры в кружках): 1 — Ляйлякский, 2 — Аксуйский, 3 — Джиптыкский, 4 — Матчинский, 5 — Актерекский, 6 — Кульпский, 7 — Ходжаачканский, 8 — Джилисуйский, 9 — Газский, 10 — Зардалекский, 11 — Мошилякский, 12 — Сурметашский, 13 — Аллоудинский, 14 — Коксуйский, 15 — Исфайрамский, 16 — Кичикалайский, 17 — Западно-Кичикалайский, 18 — Чалкуйрюкский.

фазы формирования представлены здесь нефелиновыми и щелочными сиенитами, образующими тела крупных размеров. Более поздние фазы сложены кварцсодержащими сиенитами и гранитами. Такие массивы (Матчинский, Кульпский, Ходжаачканский и др.) в целом занимают значительно большую площадь по сравнению с массивами северной группы.

Морфология тел щелочных пород в обеих группах близка между собой. Обычно интрузии имеют в плане округлую или изометричную форму и крутые контакты, с падением внутрь массивов. Для первых фаз внедрения характерны трещинные интрузии, последующие порции магмы изменяют форму тел, а заключительные располагаются по периферии массивов.

Своеобразна общегеологическая позиция формации щелочных пород Туркестано-Алая. Являясь наиболее молодыми интрузивными образованиями этого региона, они тесно связаны в расположении с формированием позднегерцинской Сурметашской зоны. При этом их появление контролируется относительно небольшим ее отрезком, протяженностью несколько более 100 км в центральной части зоны. В этом участке Туркестано-Алая Сурметашская зона, разделенная на две подзоны, имеет, вероятно, структуру ступенчатого грабена с оперяющими его крутыми разломами, тогда как к востоку и западу она приобретает характер мульдообразного прогиба, примерно сходного с прогибом Карачатырской позднегерцинской зоны. Следует указать, что в последней зоне магматические проявления позд-

него палеозоя отсутствуют. Таким образом, геологическое положение интрузивных тел щелочной формации указывает, что благоприятными тектоническими факторами их образования и размещения явилась возросшая роль глыбовых движений на конечных этапах формирования позднегерцинской Сурметашской зоны.

Типичным представителем этой провинции является Зардалекский массив, который располагается целиком в пределах моноклинально падающей на юго-восток толщи, сложенной сланцами и известняками, относящимися к лудлову и венлоку. Общие очертания Зардалекской интрузии в плане приближаются к изометрической форме с некоторой вытянутостью в северо-восточном направлении. Площадь интрузии $4,5 \times 3$ км, т. е. всего около 13 км². Почти вся контактовая поверхность массива является несогласной по отношению к структуре вмещающих пород, за исключением крайней северо-восточной его части (рис. 31).

Северная провинция щелочных пород

Массив сложен породами трех интрузивных фаз: первая фаза — габбро и монцониты; в отдельных участках в составе псевдослоистой серии появляются анортозиты, тешениты; тералитовое габбро; вторая фаза — трахитоидные сиениты, в подчиненном количестве присутствуют эссекситы и монцониты; третья фаза — нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты.

Породы габброидного состава наиболее широко развиты в южной части массива, где они слагают дугообразное тело, ограниченное с севера трахитоидными сиенитами второй фазы, а с юга — нефелиновыми сиенитами третьей фазы. К северо-востоку от этого тела извилистой формы габброидные участки продолжаются с небольшими перерывами почти до северной границы Зардалекской интрузии, однако в целом их объем незначителен.

Наряду с показанными на геологической карте участками развития габброидных пород в пределах массива установлены блоки габбро и монцонитов, растащенные при внедрении пород второй фазы. Весьма характерно наличие в южной полосе развития габброидных пород эруптивной брекчии. Последняя состоит из многочисленных обломков габброидов, сцементированных и густо пронизанных жильным материалом, представленным главным образом нефелиновыми сиенитами.

В породах первой фазы нередко наблюдаются первично-магматические структуры, позволяющие судить о форме и внутреннем строении массива. Наиболее ярким структурным элементом в породах первой фазы является полосчатость. В различных участках массива можно наблюдать псевдостратифицированное строение пород, которое выражается в чередовании слоев относительно меланократовых габбро и даже амфи-

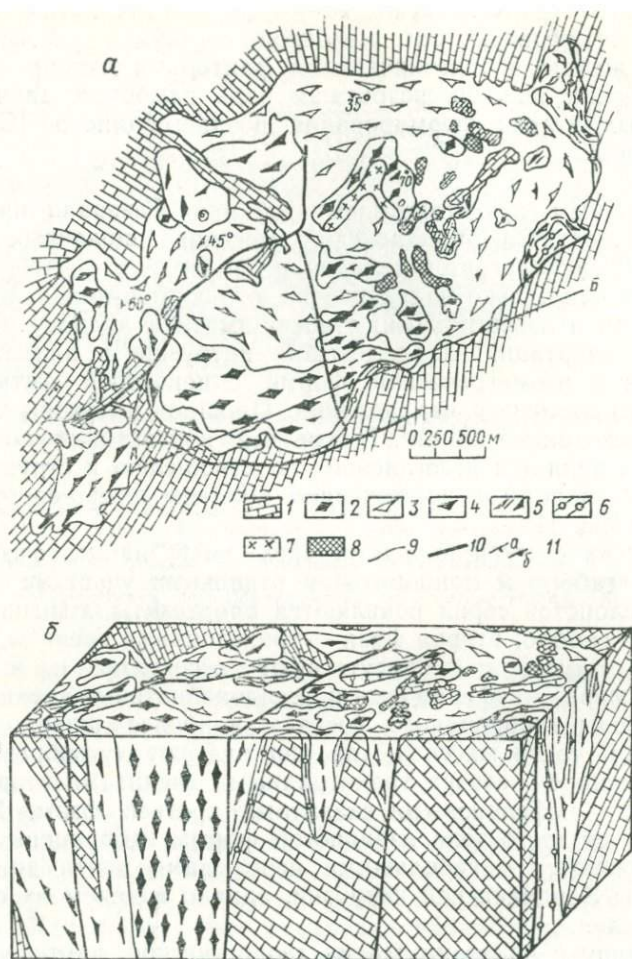


Рис. 31. Схематическая структурная карта (а) и блок-диаграмма (б) Зардалекского массива.

1 — известняки силура (лудлов-венлок); 2 — габбро; 3 — трахитоидные сенинты; 4 — нефелиновые сенинты; 5 — мелкозернистые нефелиновые сенинты; 6 — нефелинсо-держащие сенинты; 7 — гибридные породы; 8 — скарны; 9 — линии контактов; 10 — тектонические нарушения; 11 — элементы структур в известняках (а) и в изверженных поро-дах (б).

боловых пироксенитов с анортозитовыми разновидностями, содержащими амфибол, пироксен и биотит в количестве 15%. Мощность слоев колеблется от 1,5 м до 2 мм. Взаимоотношения лейкократовых и меланократовых слоев не всегда являются простыми и согласными. В ряде случаев установлены жилкоподобные ответвления верхних лейкократовых слоев в нижние, причем создаются секущие отношения. Пересекая несколько

горизонтов полосчатых пород, жилка обычно выклинивается. Породы полосчатого строения не имеют видимого преимущественного развития в зависимости от гипсометрического расположения в пределах массива.

Сиениты, относящиеся ко второй фазе становления Зардалекского массива, имеют разнообразный состав и являются наиболее распространенными породами в пределах интрузивного тела. Геологически установлено, что эти породы прорывают габбро и монциты и в свою очередь секутся нефелиновыми сиенитами. Нефелиновые сиениты образуют ряд штокообразных и дайкообразных тел и встречаются в виде маломощных жильных образований в породах более ранних фаз формирования Зардалекского массива. В состав северной провинции входит Урусайский массив, сложенный монцититами, сиенитами и альбититами.

Крайней западной интрузией щелочных пород является Саркентский многофазный массив. Он расположен на северном склоне Туркестанского хребта в верховьях р. Аксу и прорывает силурийские, девонские и каменноугольные известняково-сланцевые толщи. Массив имеет сложное строение, в его состав входят породы трех интрузивных фаз. Первая фаза сложена габбро, среди которых присутствуют две разновидности: роговообманковое габбро и оливниновое габбро. Ксенолиты этих пород в изверженных образованиях второй фазы подвергаются сильному метаморфизму. Породы второй интрузивной фазы представлены сиенито-диоритами и приурочены к зонам контакта массива с вмещающими породами. Сиенито-диориты обладают неравномернозернистой порфиривидной структурой с мелкозернистой структурой основной массы. Порфиривидные выделения представлены ортоклазом, близким к анортклазу. Характерно, что наряду с плагиоклазом, ортоклазом, роговой обманкой, диопсидом и биотитом в основной массе присутствуют зерна кварца. Породы третьей интрузивной фазы представлены сиенитами, также мелко- и среднезернистой структуры. Сиениты отличаются от сиенито-диоритов второй фазы лишь количественными соотношениями породообразующих минералов; кроме того, полевой шпат в породах третьей фазы имеет максимально триклинный характер. В массиве присутствует жильная фация, представленная сиенит-аплитами и сиенит-пегматитами.

В состав этой провинции входит ряд сложнопостроенных массивов, общей чертой которых является эволюция магм от щелочных к кислым.

Южная провинция щелочных пород

Матчинский массив приурочен к ядру крупной антиклинальной структуры в составе Зеравшанской зоны, осложненной многочисленными изоклинальными складками, опрокинутыми на север. В плане массив имеет форму почти правильного овала,

вытянутого в субширотном направлении (рис. 32). Видимые размеры интрузивного тела 12×5 км. Вмещающими породами являются тонкослоистые сланцы лудловского яруса с общим падением на юг под углом $45-75^\circ$. Матчинская интрузия сложена серией щелочных и субщелочных пород, в которую входят нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, окварцованные щелочные сиениты. Между тремя разновидностями пород наблюдаются

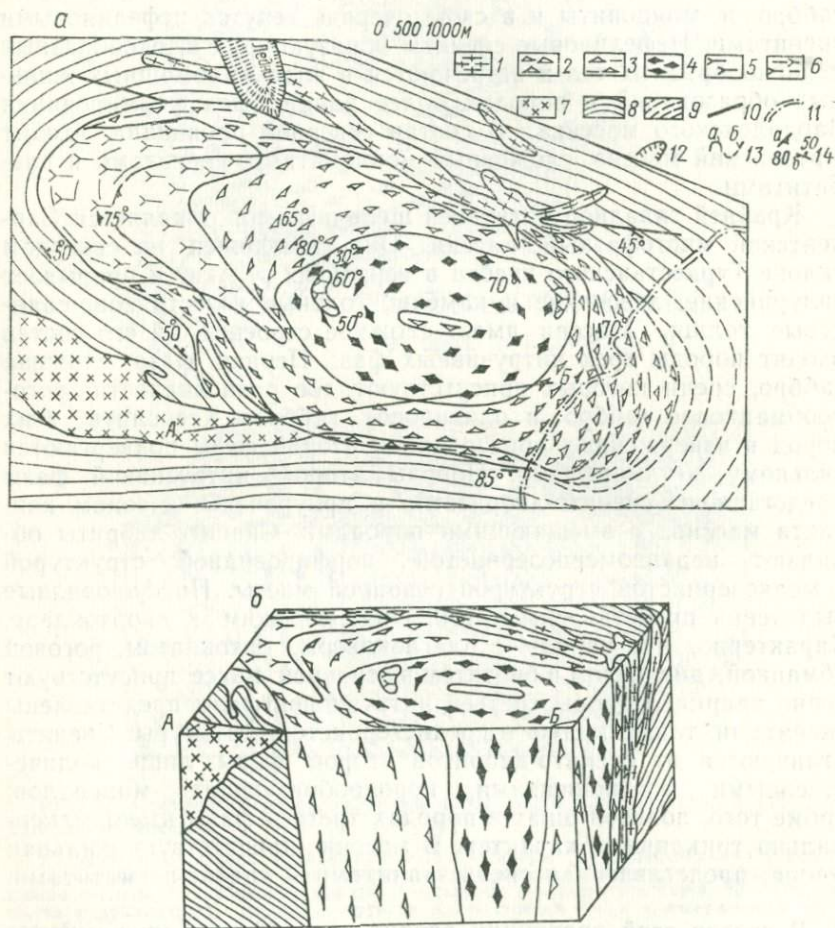


Рис. 32. Схематическая геологическая карта (а) и блок-диаграмма (б) Матчинского массива.

1 — турмалиновые граниты; 2 — кварцевые сиениты; 3 — зоны метасоматитов в кварцевых сиенитах; 4 — щелочные граниты; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — зоны метасоматитов в нефелиновых сиенитах; 7 — гранодиориты; 8 — сланцы S ld; 9 — карбонатизированные и мигматизированные сланцы; 10 — тектонические нарушения; 11 — граница зоны карбонатизации; 12 — ледник; 13 — линии контакта установленные (а) и предполагаемые (б); 14 — элементы залегания первичных структур в изверженных породах (а) и в осадочных (б).

постепенные переходы, однако нефелиновые сиениты никогда не сменяются непосредственно окварцованными разностями, переход совершается через полосу щелочных сиенитов.

Нефелиновые сиениты наблюдаются в западной и центральной частях массива. На западе они слагают крупный участок и непосредственно контактируют с вмещающими сланцами, в центральной части образуют отдельные небольшие тела среди щелочных сиенитов, причем смена фаций подчеркивается зо-

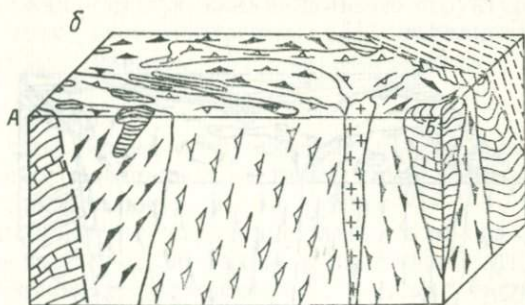
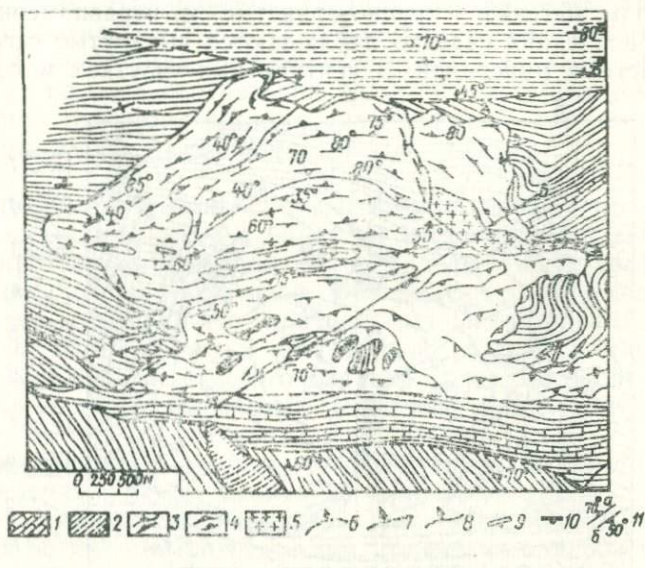


Рис. 33. Схематическая геологическая карта (а) и блок-диаграмма (б) Кульпского массива.

1 — известняково-песчанико-сланцевая толща S ld; 2 — сланцы C₃; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — сиениты и кварцевые сиениты; 5 — лейкокатровые граниты; 6 — региональный («центральный») разлом; 7 — тектонические нарушения; 8 — границы интрузивных фаз; 9 — дайки; 10 — элементы залегания осадочных пород; 11 — структурные элементы нефелиновых (а) и кварцевых (б) сиенитов.

нами дробления, по которым нередко происходит окварцевание пород.

Щелочные сиениты приурочены к центральным частям интрузии. От центра интрузии к периферии увеличивается степень катаклаза и окварцевания пород, так что в периферийных частях щелочные сиениты сменяются окварцованными, окружающими область развития щелочных сиенитов в виде широкого кольца. В окварцованных сиенитах нередко наблюдаются кварц-турмалиновые обособления.

Породы массива — крупнозернистые и неравномернозернистые, в последних нередко наблюдаются вытянутые сегрегации темноцветных минералов. В центральных участках массива от-

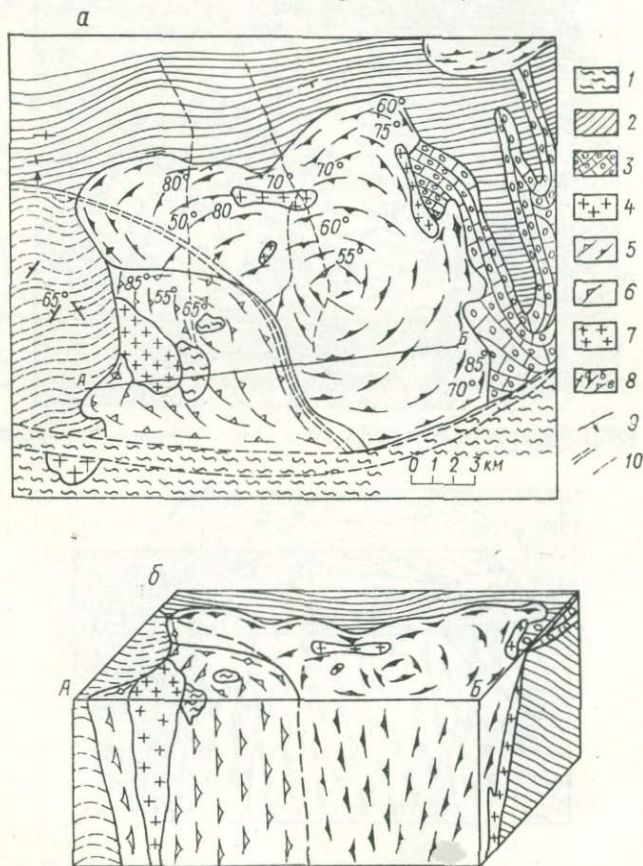


Рис. 34. Схематическая геологическая карта (а) и блок-диаграмма (б) Ходжаачканского массива.

1 — известняково-сланцевая толща S ld; 2 — сланцы C_3 ; 3 — известняковые конгломераты C_3 —P; 4 — гранодиориты; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — сиениты; 7 — лейкокраповые граниты; 8 — элементы залегания осадочных пород (а), нефелиновых сиенитов (б) и сиенитов (в); 9 — контакты; 10 — тектонические нарушения.

мечена гнейсовидность, обусловленная субпараллельным расположением слюды. Все эти элементы текстур позволяют установить субконцентрическое строение массива с падением к центру интрузивного тела под углом 60—80°.

Контакты интрузивных пород со сланцами имеют отчетливый инъекционный характер, причем зона согласного переслаивания сиенитов и сланцев образует полосу мощностью до 1 км.

Кульпский массив слагается породами трех интрузивных фаз (рис. 33). Нефелиновые сиениты первой фазы внедрения образуют отдельные блоки и развиты в северо-западной и северо-восточной частях интрузивного тела, а также в виде субширотных полос в центральной и южной частях интрузии. Поведению трахитоидности устанавливается, что внутренние структуры имеют падение от центра массива под крутыми углами.

Сиениты и кварцевые сиениты второй фазы занимают центральную часть массива и образуют в его пределах вытянутое в субширотном направлении тело. В западной части массива в породах первой и второй фаз отмечено большое число ксенолитов сланцев, что предполагает значительный провес кровли на этом участке. В центральной части Кульпского массива и на его восточном окончании располагаются дайкообразные тела турмалиновых гранитов третьей интрузивной фазы.

Ходжаачканский массив расположен в верхнем течении р. Ходжаачкан, между левыми ее притоками Лойсу и Тильбе, в осевой части Алайского хребта (рис. 34). Массив занимает площадь 56 км² и в геологическом отношении приурочен к зоне регионального разлома, разделяющего Зеравшанский антиклинорий и Ходжаачканскую синклиналиную структуру. Он сложен породами трех фаз внедрения: 1) нефелиновые сиениты, 2) кварцевые сиениты, 3) мелкозернистые турмалиновые граниты.

Анализ химических особенностей пород щелочных массивов предпринят не только с целью иллюстрации и сравнения эволюции магматических расплавов в процессе формирования интрузивных тел, но также в надежде получить информацию, объясняющую закономерность хода такого процесса. В первую очередь кажется наиболее удобным применить для сравнения химизма пород вариационные диаграммы, предложенные К. П. Торнтоном и О. Ф. Таттлом [316]. Эти диаграммы, несомненно, имеют физико-химическое содержание, наглядно увязывая между собой комагматические серии и более точно определяя путь и степень дифференциации. Для удобства чтения на рисунках приведена характеристика щелочных массивов северной и южной групп отдельно.

Главные черты химизма пород

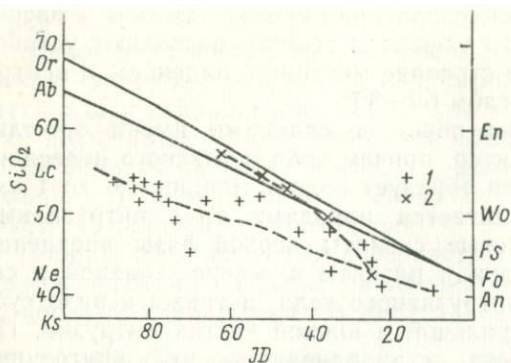


Рис. 35. Диаграмма Торнтон—Таттла для Зардалекского (1) и Саркентского (2) массивов.

На рис. 35 отражено изменение химизма пород в Северной провинции, содержащих в составе начальных фаз наиболее основные разновидности. В расположении фигуративных точек отчетливо видны две ветви. Для Зардалекского массива все породы от первой до третьей фазы располагаются в поле недосыщенных составов, стремясь к фonoлитовой эвтектике. Для Саркентского массива средние и конечные члены расположены уже в поле насыщенных пород и приближаются к высоким по щелочности, но и богатым кремнеземом породам — пантеллеритам. Урусайский массив менее охарактеризован химико-аналитическими данными, но весьма близок к Зардалекскому массиву, особенно если принять во внимание первично-магматический состав пород.

Исключительно своеобразно положение точек, характеризующих массивы ходжаачканской группы (Ходжаачкан, Кульп, Джилису) и Матчинского массива (рис. 36). Породы начальных фаз внедрения располагаются ниже критической полосы насыщенных SiO_2 разновидностей, тогда как в последующих фазах появляются пересыщенные кремнеземом породы.

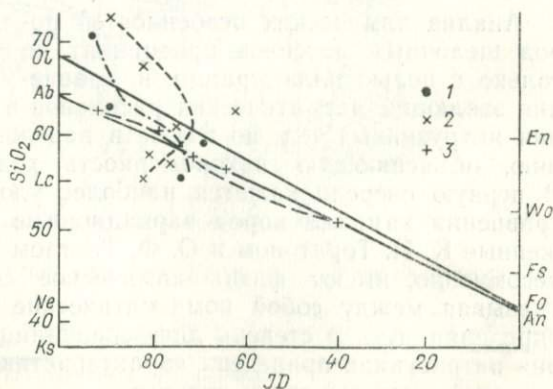


Рис. 36. Диаграмма Торнтон—Таттла для Матчинского массива (1), ходжаачканской группы (2), Сурметашского массива (3).

Породы вышеуказанных массивов представлены уже в первых фазах внедрения продуктами высокой степени дифференциации. С одной стороны, это, возможно, предполагает их зависимое, родственное отношение к ненасыщенным же, но более основным исходным магмам; с другой — эти порции магматических расплавов могли быть продуктами частичного плавления некоторых глубинных пород щелочного состава и, следовательно, представлять собой не продукты далеко зашедшей дифференциации, а лишь результат дифференциального плавления.

На диаграмме $Di-Ap-Ab$ (рис. 37), где нанесены нормативные составы наиболее основных разновидностей пород Туркестано-Алая, выделены два поля расположения точек: для зардалекских габбро и монцонитов и для габбро и сиенитодиоритов Саркентского массива со значительным перекрытием одного поля другим. Большинство точек располагается в поле анортита для безводных условий. Вместе с тем необходимо учитывать, что положение котектической линии, разделяющей поля плагиоклазов и диопсида, резко смещается с увеличением давления H_2O в сторону плагиоклазов. Рассмотрим, учитывая эти особенности, положение фигуративных точек для Зардалекского и Саркентского массивов. Оба поля располагаются в промежутке между положениями котектических линий для различных давлений. Это предполагает, что при низком давлении H_2O первой кристаллической фазой, появляющейся в жидкости, должен быть плагиоклаз.

Выделение этого минерала уменьшает содержание окиси алюминия в остаточной жидкости. С другой стороны, при высоком водном давлении и смещении котектической линии из тех же составов должен выделяться диопсид; остаточные жидкости

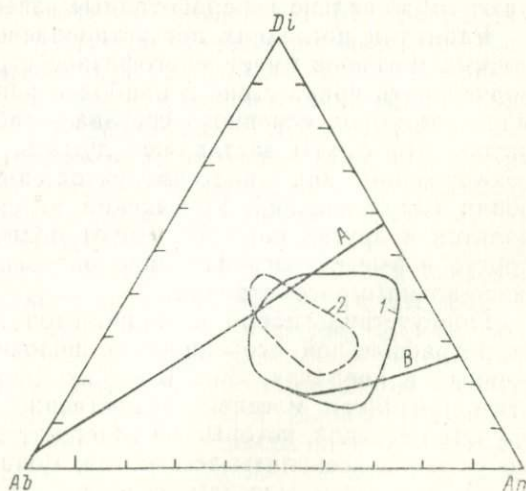


Рис. 37. Диаграмма альбит—анортит—диопсид.

$A-B$ — котектические линии: A — для давления 1 кгс/см^2 , B — для давления $P_{H_2O} = 5000 \text{ кгс/см}^2$; 1—2 — поля составов фигуративных точек пород Зардалекского (1) и Саркентского (2) массивов.

в этом случае обогащаются алюминием. Из приведенных анализов видна резко различная роль алюминия в начальных и конечных стадиях дифференциации в указанных массивах. Породы первых фаз Зардалекского массива, за исключением анортозитового габбро, содержат около 17% Al_2O_3 , тогда как в последующих стадиях содержание этого окисла достигает 23%. В Саркентском массиве габбро содержит до 23% Al_2O_3 , а сениито-диориты и сенииты — 18 и 11%.

Эти данные указывают на то, что при кристаллизации пород первой фазы Зардалекского массива котектическая линия была резко смещена в сторону плагиоклазов: кристаллизация началась с пироксена, что способствовало обогащению остаточной жидкости алюминием. В Саркентском массиве при кристаллизации пород первой фазы, вероятно, существовало меньшее давление H_2O ; действительно, фигуративные точки, соответствующие началу кристаллизации, располагаются в поле плагиоклаза. Значительная кристаллизация плагиоклаза определила высокоглиноземистый характер пород первой фазы, но обеднила алюминием остаточные расплавы.

Еще более ярко особенности кристаллизации магматических расплавов с образованием различных серий пород в массивах Туркестано-Алая демонстрируются с помощью экспериментальных данных.

Предыдущими исследователями интрузивных комплексов Туркестано-Алая было установлено, что в магматических породах содержатся ксенолиты более меланократовых пород. Такие ксенолиты были обнаружены в Исфайрамском массиве [30], массиве Тагобы-Собак [149] и др. И. К. Никитин, специально рассмотревший минералогию и химизм таких ксенолитов в массиве Тагобы-Собак, пришел к выводу, что ксенолиты представляют собой сильно переработанные известняки.

Работами последних лет установлено, что большинство щелочных массивов имеет многофазное строение; при этом нужно подчеркнуть присутствие в наиболее ранних фазах становления массивов пород основного состава — габбро, монцонитов, тералитов. Эти факты заставляют думать, что основные породы, обнаруженные как в виде продуктов самостоятельных фаз внедрения (Зардалекский, Урусайский массивы), так и в виде ксенолитов в других породах, имеют более важное значение, чем просто новые петрографические разновидности, и заслуживают специального рассмотрения.

Присутствие габбро и монцонитов является отличительной петрографической особенностью щелочных массивов, расположенных в пределах зоны Высоких предгорий. Объединяемые этим признаком массивы существенно отличаются от южной группы массивов, которые не содержат основных варьететов, но могут нести ксенолиты эссекситов, монцонитов и других пород.

Вместе с тем массивы северной группы (Зардалекский и

Саркентский) также различаются между собой петрографически. В Зардалекском массиве первая фаза становления представлена сложнодифференцированным телом амфибол-пироксеновых габбро, монцонитов, габбро-анортозитов и тералитов. В Саркентском массиве наиболее ранние породы представлены оливиновыми габбро. Другой отличительной чертой зардалекских габброидов является присутствие в них ксенолитов еще более меланократовых пород, имеющих состав пироксенитов и пироксеновых амфиболитов.

Для объяснения этих особенностей указанных массивов обратимся к экспериментальным данным по условиям равновесия главных силикатных фаз основных пород. Несмотря на повсеместное появление нормативного оливина в составе габброидов Зардалекского массива, в модальном составе пород этот минерал отсутствует. Экспериментальные данные по плавлению и кристаллизации природных базальтов [72] показывают, что оливины являются одной из главных равновесных кристаллических фаз базальтов и габбро, образованных в условиях давлений воды менее 1400 кгс/см^2 . В то же время для незначительно отличающихся по своему составу базальтов, кристаллизующихся при давлениях воды выше $10\,500\text{—}12\,600 \text{ кгс/см}^2$, амфибол является первой кристаллической фазой, появляющейся не только вместо оливина, но и вместо пироксена. В зардалекском габбро, несмотря на полное отсутствие оливина, пироксен является первой кристаллической фазой и имеет реакционное отношение с несколько более поздним амфиболом. Это заставляет предполагать, что оливиновая стадия кристаллизации была здесь подавлена вследствие существования давлений воды, превышающих давления в поле устойчивости оливина. Обусловленный различным давлением характер кристаллизации первых минеральных фаз в Зардалекском и Саркентском массивах способствовал в конечном счете и появлению различающихся между собой остаточных продуктов становления массивов. Ранняя кристаллизация пироксена и амфибола в Зардалекском массиве являлась благоприятным фактором для образования более недосыщенных SiO_2 нефелиновых и лейцит-нефелиновых пород. В Саркентском массиве кристаллизация оливина в условиях меньших давлений воды сопровождалась обогащением остаточного расплава кремнеземом и появлением сиенитов, содержащих нормативный кварц.

В нормативных составах сиенитов и нефелиновых сиенитов большую роль играют альбит, ортоклаз, нефелин и иногда лейцит. В настоящее время для системы нефелин—кальсилит—кремнезем достаточно хорошо известны фазовые отношения минералов, температуры кристаллизации и температуры распада твердых растворов благодаря работам Д. Д. Гамильтона и Ф. Фудали [268, 271]. На рис. 38 приведены диаграммы нефелин—кальсилит—кремнезем, по Ф. Фудали, на которых нане-

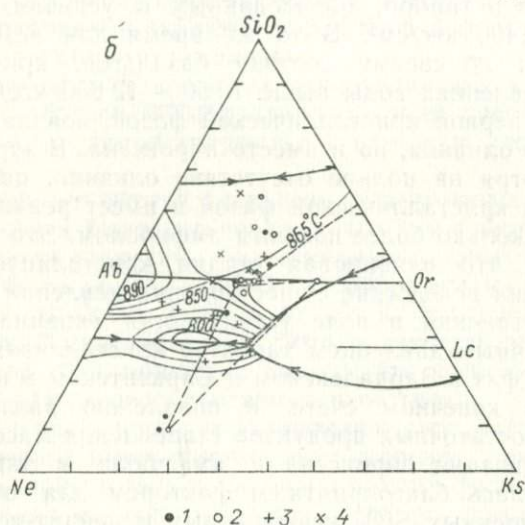
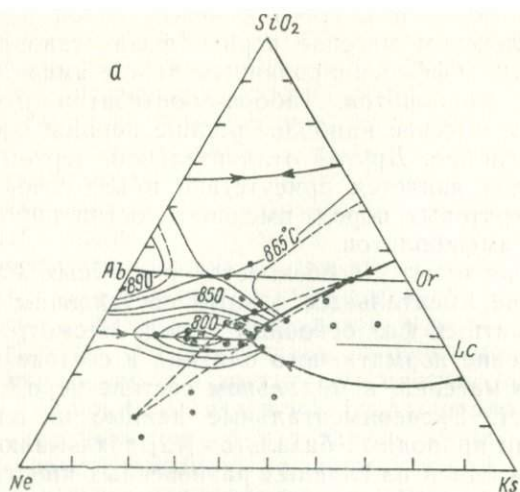


Рис. 38. Диаграммы нефелин — кальсилит — кремнезем для давления 1000 кг/см² [268] с нормативными составами пород Зардалекского массива (а) и южной группы интрузий (б)

Штриховый треугольник — парагенезис нефелина с полевым шпатом из одной породы. 1—4 — массивы: 1 — Ходжаачканский, 2 — Тагобы-Собақ, 3 — Матчинский, 4 — Сурметашский.

сены составы пород Зардалекского массива (рис. 38, а) и других массивов Алая (рис. 38, б). Для Зардалекского массива все фигуративные точки, соответствующие основным по составу разновидностям, располагаются близко к полю лейцита (при давлении 1000 кг/см²) и в пределах этого поля.

Диаграмма на рис. 38, б иллюстрирует расположение фигу-

Состав ксенолитов в породах (вес. %) различных массивов Туркестано-Алая [232]

Оксиды	Массивы			
	Зардалекский	Сурметашский	Исфайрамский	Тагобы-Собаки
SiO ₂	44,91	48,07	51,59	45,66
TiO ₂	0,98	0,04	1,02	1,27
Al ₂ O ₃	13,42	11,08	17,02	15,53
Fe ₂ O ₃	4,32	6,77	1,12	3,49
FeO	7,68	12,20	6,95	6,08
MnO	0,07	0,42	0,08	0,18
MgO	9,15	3,96	0,92	7,72
CaO	13,52	8,49	12,63	10,24
Na ₂ O	1,84	4,43	2,74	3,18
K ₂ O	3,11	2,30	3,15	3,94
H ₂ O	—	0,34	—	0,14
П.п.п.	—	2,57	2,04	2,31
Сумма	99,00	100,17	99,26	99,74

ративных точек пород южной щелочной провинции Алая. Легко заметить, что поле расположения точек пород отличается от поля точек пород Зардалекского массива. Большинство точек группируется у «термального барьера», разделяющего поле пересыщенных и недосыщенных составов. Породы первых фаз массивов ходжаачканской группы, щелочные породы Матчинской интрузии и массива Тагобы-Собаки расположены ниже линии $Ab-Og$ и в то же время на удалении от поля лейцита. Породы поздних фаз внедрения пересекают линию альбит — ортоклаз, располагаясь в поле твердых растворов полевых шпатов.

Для полного представления о природе меланократовых ксенолитоподобных пород, встреченных в магматических образованиях Туркестано-Алая, в табл. 20 приведены их химические анализы. Обращает на себя внимание щелочной характер пород в ксенолитах. В химическом отношении эти породы соответствуют калиевым пироксенитам, по В. Е. Трегеру [318]. В их нормативном составе содержится значительное количество лейцита и нефелина. Подобные породы, встреченные главным образом в выбросах Везувия, А. Лакруа [286] и позже А. Ритман [309] рассматривали как глубинные продукты первичной магмы, или кумулаты.

В минералогическом отношении ксенолиты характеризуются значительным содержанием пироксена и амфибола, тогда как лейкократовые минералы — плагиоклаз и калиевый полевой шпат — играют подчиненную роль, образуя цементирующую

массу. В нормативном составе пород наряду с лейцитом и нефелином содержится значительное количество оливина и анортита, отсутствующих или почти отсутствующих в виртуальном составе. Это, с одной стороны, помогает понять высококальциевый характер пироксена, а с другой — требует дополнительного объяснения, казалось бы, резко неравновесным отношениям.

При сопоставлении парагенезисов Зардалекского и Саркентского массивов было указано, что различия в наблюдаемых минеральных составах пород обусловлены различным давлением во время кристаллизации магм. Высокое давление, предполагаемое для становления Зардалекского массива, по-видимому, существовало не только в момент кристаллизации основной массы пород первой фазы внедрения, но и ранее, в стадию формирования пород ксенолитов. Высокое общее и водное давление, препятствующее появлению оливина и расширяющее поле пироксена и амфибола, одновременно сильно понижает температуры кристаллизации плагиоклаза, задерживая его выделение. Таким образом, можно признать, что несоответствие нормативного состава ксенолитоподобных пород их виртуальному составу является результатом образования этих пород в условиях больших давлений и, вероятно, на значительной глубине. Вместе с тем геологический и петрографический материал, который однозначно ответил бы на вопросы о причинах появления таких пород, отсутствует. Можно представить себе два случая.

1. Меланократовые породы образовались при кристаллизации из гомогенного расплава на значительной глубине в промежуточных камерах. Некоторое уменьшение давления вызвало перемещение уже гетерогенного расплава в верхние горизонты с вовлечением в движение «корок» пироксеновых амфиболитов, образовавших ксенолитоподобные породы в габброидах. В дальнейшем кристаллизация продолжалась в условиях меньшего, но все еще значительного давления, о чем свидетельствуют отсутствие оливина и очень высокий процент анортита в плагиоклазе.

2. Ксенолитоподобные меланократовые породы являются реликтовыми продуктами плавления исходного глубинного вещества, представленного для высоких давлений пироксеновым амфиболитом. Именно такое состояние предполагают Г. С. Йодер и К. Э. Тилли [72] для базальтовых составов на значительной глубине. Некоторое уменьшение давления в этих условиях приводило к разогреванию вещества и его плавлению. При появлении значительного количества жидкой фазы расплав мог перемещаться со взвешенными в нем ксенолитами пород. Лишь при прохождении горизонтов с меньшим давлением начиналась кристаллизация, уменьшающая способность расплава к движению, и его дифференциация на месте становления.

Изучение геологии и петрографии щелочных интрузий Туркестано-Алая пока зывает, что, несмотря на большое число разновидностей пород в пределах многочисленных массивов, устанавливаются геологические и генетические закономерности их образования. Особенности процесса становления щелочных интрузий северной и южной групп

С петрогенетической точки зрения последовательность образования и состав фаз в пределах отдельных массивов имеют резко выраженные различия. Одни из этих многофазных интрузий сложены породами, образующими ряд от габбро (или монцититов) через нормальные сиениты к нефелиновым сиенитам в качестве наиболее поздних фаз становления. Примерами таких тел являются Зардалекский, Урусайский массивы, массив Чекинды и отчасти Саркентский; правда, для последнего не установлено нефелиновых сиенитов, однако это может объясняться и своеобразными условиями кристаллизации в плутоне.

В другой группе массивов первые фазы становления представлены нефелиновыми сиенитами, образующими тела крупных размеров. В последующих фазах внедрения формируются кварцевые сиениты. Процесс консолидации таких массивов заканчивается формированием тел турмалиновых гранитов. Особенно полно такая серия проявлена в Ходжаачканском, Кульпском и Матчинском массивах.

Таким образом, в различных группах массивов природные процессы приводят к формированию различных остаточных продуктов. В первом случае устанавливается эволюция расплавов к нефелиновой эвтектике петрогенетической системы нефелин—кальсилит— SiO_2 , во втором случае — к кварцевой. Следует обратить внимание, что пространственно массивы первой и второй групп являются обособленными. Габбро-нефелиновый тип интрузий концентрируется в северной части полосы щелочных пород и располагается в пределах зоны Высоких предгорий; второй, нефелино-кварцевый, тип массивов тяготеет к южному обрамлению полосы и размещается в пределах Зеравшанской и частично Сурметашской зон.

Такая пространственная обособленность этих массивов не позволяет выяснить геологическими методами возрастную последовательность вышеуказанных серий пород. Очень близкие цифры абсолютного возраста и структурно-геологические особенности всех массивов говорят о близком времени их формирования.

Весьма сложен вопрос о механизме, который управляет процессом дифференциации в пределах различных групп массивов и в независимых интрузиях. Постановка этого вопроса не нова (например, провинция Осло, Нью-Хэмпшир и др.), однако он все еще далек от решения [312]. Одним из главных препятствий, мешающих некоторым рассмотренным путям дифференциации

в жидкостях, близких к системе нефелин—кальсилит— SiO_2 , является термальный барьер вдоль линии полевых шпатов. Этот барьер, присутствующий и в «сухой» и в «водной» системе, делает невозможной при простой кристаллизационной дифференциации эволюцию жидкости от нефелинового сиенита к граниту и наоборот. Сравнивая эмпирический фактический материал, можно было видеть, что габброидные меланократовые породы первых фаз внедрения в северной группе массивов являются образованиями, возникшими из расплавов, находившихся при более высоких температуре и давлении по сравнению с нефелиновыми породами первых фаз внедрения в южной группе.

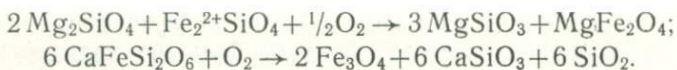
Это очевидно не только из сравнения температур эвтектик габбро и нефелинового сиенита, но и из петрографического материала, указывающего на значительную перегретость магм, сформировавших меланократовые породы. Об этом свидетельствуют, в частности, широкая зона высокотемпературных шпинель-форстеритовых скарнов, гибридные породы и другие факты. Одной из причин возникновения такой перегретости магмы может являться значительная глубина ее формирования в условиях высокого общего давления. Как это было показано Сиднеем П. Кларком (мл.), И. Ф. Шейером и Дж. Д. Нейфвиллом, в системе диопсид—анортит—кремнезем эвтектическая точка при 20 000 кгс/см² имеет температуру на 175° С выше соответствующей точки при давлении 1 кгс/см² и обогащена анортитом [260]. Предположение о значительной глубине генерации магматических жидкостей, образовавших северную цепочку массивов, поддерживается и наличием «ксенолитов» амфибол-пироксеновых и амфибол-гранатовых пород. В любом случае, являются ли они реликтами вещества, подвергавшегося плавлению, или отражают стадии кристаллизации на промежуточных уровнях, их образование может происходить на глубине ниже 40 км.

Минералогические особенности пород типа габбро указывают, что первая образующаяся жидкость является субщелочной и всегда имеет нормативный нефелин. Следовательно, вещество в очагах, располагавшихся на больших глубинах, подвергавшееся плавлению, имело щелочно-базальтовый состав. Меньше уверенности в минералогическом состоянии этой материи, но возможно она была представлена пироксеновым амфиболитом. Дифференциация образованной жидкости, вероятно, подчинялась принципам фракционной кристаллизации. На это указывает прежде всего параллелизм в процессе дифференциации *in situ* и на глубине. Габброидные породы Зардалекского массива часто несут сегрегационные выделения нефелин-полевошпатового состава, образуют эруптивные брекчии, в которых цементирующий нефелиновый сиенит хотя и отличается от нефелиновых сиенитов третьей фазы внедрения, но вместе с тем помогает понять потенциальные возможности исходной жидко-

сти. Происходящая в большом объеме дифференциация ниже уровня становления массива образует большие количества фонолитовой жидкости.

Последние продукты дифференциации массивов северной группы имеют своеобразные черты: прежде всего это высокое содержание калия в магме, значительная температура кристаллизации и «сухость» обстановки. Все это приводит к появлению псевдолейцитовых санидиновых нефелиновых сиенитов; при отсутствии последней ассоциации сиениты все же являются типичными гиперсольвус-нефелиновыми сиенитами. Таким образом, нормальный ход фракционной дифференциации предполагаемой щелочно-базальтовой магмы продуцирует высококальциевые продукты, отличающиеся от типичной фонолитовой эвтектики и по составу, и по температуре кристаллизации.

В массивах южной группы основные по составу породы в качестве самостоятельных фаз внедрения отсутствуют. Такие породы (эссекситы, шонкинниты и др.) встречены лишь в виде ксенолитов в породах первых фаз становления. Эти последние представлены нефелиновыми сиенитами, которые на диаграмме нефелин—кальсилит— SiO_2 попадают в поле, примыкающее к фонолитовой эвтектике. Другой особенностью этих пород являются меньшие температуры образования и более высокое содержание воды в магме, чем в интрузиях северной группы. Так, массивы Джилисуйский, Кульпский, Исфайрамский и Матчинский содержат микроклин-альбитовую, полевошпатовую ассоциацию, что заставляет рассматривать их как субсольвус-нефелиновые сиениты. Контактное воздействие этих интрузий выражается в широких метасоматических преобразованиях с возникновением зон мигматитов, также подтверждающих высоководный характер магмы и длительную историю ее кристаллизации. Эта особенность магматических расплавов, участвующих в образовании южной группы массивов, является, как нам кажется, решающей в направлении их эволюции в сторону кварцевых пород. Прежде всего необходимо отметить, что количество суммарного железа в массивах этой группы всегда выше такого для сходных пород северных массивов. Кроме того, отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ увеличивается по мере перехода от ранних нефелиновых сиенитов к гранитам последних фаз. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что в высоководных магмах южной группы массивов имело место значительное возрастание роли кислорода в процессе кристаллизации. Как известно, окисление приводит к широкому интервалу кристаллизации магнетита за счет силикатных железосодержащих фаз. Такое влияние возрастающего парциального давления кислорода можно понять из рассмотрения результатов экспериментов Е. Ф. Осборна [303], А. Муана и Е. Ф. Осборна [292] и проиллюстрировать следующими реакциями, приведенными Х. С. Йодером и С. Е. Тилли [72]:



Вполне возможно, что именно процесс окисления при длительном остывании этих щелочных магм способствует насыщению и пересыщению их кремнеземом и формированию кварцосодержащих пород на последних стадиях. Это предположение поддерживается не только высокой ролью магнетита в породах южной группы интрузий, но и малым объемом гранитоидных жидкостей, образующихся при таком контроле.

Независимо от того, признаются ли удовлетворительными эти объяснения эволюции магматических расплавов в различных группах массивов, эмпирический материал указывает, что исходные жидкости при их формировании были различными. Щелочно-габброидная магма, сформированная на большой глубине, является исходной для формирования массивов северной группы. Эти массивы располагаются в среднегерцинской зоне Высоких предгорий, которая к моменту формирования щелочного комплекса была относительно жесткой.

Особенности магматических формаций Туркестано-Алая заставляют полагать, что в зоне Высоких предгорий на ранних этапах геосинклинального развития (средний палеозой) глубинной дифференциации подвергались верхние горизонты, вероятно, эфлогитовых слоев с фазовым переходом в базальт. В поздние этапы развития Туркестано-Алая вследствие консолидации верхних структурных этажей процессы дифференциации переместились на более глубокие уровни Земли. Тектонические нарушения могли достигать этих более глубоких подкоровых горизонтов, где в результате почти полного плавления исходных веществ генерировалась щелочно-базальтовая магма — Северная щелочная провинция.

Относительно образования щелочных массивов южной группы можно высказать предположение, что первые порции магмы, подающиеся в верхние структурные этажи (нефелиновые сиениты), являлись продуктами частичного плавления тех же исходных составов. Повышение общего давления могло сдвигать подвергавшиеся плавлению анхизвтектические составы в сторону увеличения содержания нефелина, что обеспечивало более высокую щелочность расплавов. Дальнейшая их эволюция на промежуточных уровнях осуществлялась при все возрастающем контроле водной фазы. Выделение несиликатных железосодержащих фаз на ранней стадии дифференциации и неполная их реакция с расплавом способствовали переводу недосыщенных жидкостей в пересыщенные [11].

Специфика массивов южной группы заключается также в интенсивном развитии процессов щелочного метасоматоза, который не только частично затушевывает первично-магматические черты пород, но и создает в контактах участки мигматитов

альбититового состава (Джилису́йский, Ходжаачканский массивы). Постмагматические изменения определяются высоководным и щелочным характером конечных продуктов дифференциации. Согласно экспериментальным данным Д. К. Бейли и Дж. Ф. Шерера [11], даже в безводной системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ остаточная жидкость, формирующаяся после кристаллизации нефелина, альбита и эгирина, обогащается натриевым дисиликатом. В природных условиях этому сопутствует обогащение летучими компонентами. В результате пересыщенные щелочами флюиды образуются не только после кристаллизации минералов фонолитовой эвтектики, но также после кристаллизации альбит-эгирина-кварцевой ассоциации в этой системе. Натриево-дисиликатные растворы могут оказывать несколько различный эффект на вмещающие породы и приводить к процессам нефелинизации или альбитизации в зависимости от отношения в них $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$. Отсюда становится понятным возникновение ареола альбититов в сланцах на контактах с нефелиновыми сиенитами в Матчинском, Ходжаачканском и Джилису́йском массивах. С другой стороны, не является неожиданным возникновение прожилков нефелиновых сиенитов, ассоциирующих с сиенитами Исфайрамского массива, на контакте со сланцево-известняковыми толщами. Второй сходный пример возникновения парагенезиса с нефелином был описан в известковых конгломератах на контакте с Ходжаачканским массивом.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Глубокая эрозия древнейших складчатых сооружений вскрывает разновозрастные и разнофациальные комплексы гранитных тел. Эти гранитоидные и мигматитовые поля, несмотря на большое морфологическое разнообразие, различия в составе и текстурно-структурных особенностях, в хорошо изученных регионах поддаются возрастной и структурной классификации. Значительно более сложными являются вопросы происхождения докембрийских гранитоидов.

В обобщенном разрезе древнейших докембрийских образований наиболее низкое структурное положение занимают гранулит-чарнокитовые комплексы, которые выше по разрезу сменяются породами амфиболитовой фации метаморфизма с распространенными в них аральными мигматит-гранитными телами.

Эти комплексы являются во многих регионах наиболее древними гранитоидными образованиями, развитыми среди метаморфических пород гранулитовой фации. Метаморфические гранулиты слагают блоки земной коры с общим куполовидным стилем тектоники. На фоне таких относительно простых форм развития напряженная складчатость со структурами течения.

В состав гранулитовых комплексов входят разнообразные первичные породы. Если судить об исходном составе гранулитов по парагенезисам метаморфических минералов, то присутствие графита и силлиманита, например, в гранулитовых гнейсах Скандинавского и Кольского полуостровов и Западной Гренландии и наличие в тех же свитах мощных прослоев мраморов, свидетельствует

ЧАРНОКИТ- ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГРАНИТОИДОВ

о первично-осадочном происхождении этих пород. Аналогичные ассоциации встречаются в докембрии Алдана и Анабарского щита.

В составе гранулитов Беломорья нередко кварцитовидные толщи, содержащие гранат, sillиманит и полевои шпат. В гранулитовых комплексах Украины и Алдана широко развиты пироксеновые гнейсы и пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы. В ряде мест вырисовывается покровный характер этих образований и можно установить признаки первичной шаровой отдельности. Это обстоятельство, а также присутствие в составе пироксен-плаггиоклазовых гнейсов и сланцев тел перидотитов и габбро позволяет рассматривать указанные комплексы как первичную офиолитовую формацию, метаморфизованную в фации гранулитов. В составе пород гранулитовой фации встречаются и относительно массивные породы анортозит-эндербит-чарнокитового ряда.

По парагенезисам минералов парапород гранулитового комплекса ортоклаз—пертит, плаггиоклаз—антипертит, sillиманит, дистен, альмандин, пироксен согласно существующим термобарометрам устанавливается температура перекристаллизации пород около 850—750°С при давлении от 9000 до 14 000 кгс/см². Эти оценки термодинамических параметров выдвигают несколько сложных для настоящего времени вопросов. Температура метаморфогенного минералообразования гранулитов одинакова с температурой магматических процессов. Это означает, что даже незначительное первичное содержание воды в данной системе или ее привнос извне вызовет процесс селективного плавления с образованием палингенных гранитоидов. Можно предположить и такой вариант метаморфических превращений, когда их температуры еще не достигают температур плавления, но при высоком (около 7000—9000 кгс/см²) давлении проникновение водного флюида вызывает обязательную инверсию пироксена в амфибол [10, 72, 294] и, следовательно, пироксеновые ассоциации становятся неустойчивыми. Плаггиоклазовая составляющая амфиболитов и полевошпат-кварцевая составляющая более лейкократовых гнейсов будут переходить в расплав.

Вышеприведенные физико-химические аргументы служат серьезным препятствием для любых моделей метасоматического гранитообразования в породах гранулитовой фации в широком масштабе. Схему образования чарнокитов, которую предлагает Э. Б. Наливкина [145] для архейского гранулит-чарнокитового комплекса Украины, с позиций термодинамики трудно обосновать. Этот автор считает, что основные вулканы, развитые на территории Бугско-Днестровского блока, в стадию складчатости или несколько позже претерпели региональный метаморфизм гранулитовой фации и подверглись наряду с этим региональной гранитизации с привносом К, Na, Si, Al, U, Th и выносом железом-магнезиальных компонентов. Судя по геофизиче-

ским данным, гранитизация гранулитового комплекса затухала с глубиной. Принципиально этот процесс если и допустим, то его осуществление должно происходить при давлениях, соответствующих не гранулитовой, а амфиболитовой фации.

Сходное по смыслу генетическое положение занимает формация чарнокитов, эндербитов и глиноземистых эндербитов в классификации, предложенной В. А. Рудником [189]. Гранулитовые породы, согласно этому исследователю, являются продуктами метасоматических процессов в зоне дегранитизации и гранитизации. При этом глиноземистые эндербиты возникают как продукты палингенно-анатектических процессов архейского времени и их образование регламентирует стадию погружения древнейших геосинклинальных систем. Палингенно-метасоматическое гранитообразование в условиях гранулитовой фации развивается, по В. А. Руднику, при очень сложных сочетаниях активности компонентов.

Заметим здесь, что понятие «активности компонентов» допустимо для растворов. В присутствии же растворов при термодинамических параметрах гранулитовой фации должна возникать магма.

В. А. Рудник считает, что давление воды равно 1000—2000 кгс/см²; с глубиной (при общем давлении от 7000 до 12 000 кгс/см²) происходит «увеличение сначала активности калия на фоне высокой подвижности и выноса натрия, затем — повышение активности натрия на фоне возраставшей подвижности и выноса калия и, наконец, возрастание активности алюминия на фоне повышавшейся подвижности и выноса натрия».

Комментировать эти надуманные положения вряд ли возможно, отметим лишь, что В. А. Рудник, видимо, понимает, что насыщение пород гранулитовой фации водой не может иметь места, и полагает, что процесс «инfiltrации» с ростом глубин сменяется «диффузионным» процессом, связанным с диссоциацией воды в расплаве.

Как видно из соображений вышеприведенных авторов, геологический смысл явлений гранитообразования в условиях гранулитовой фации неодинаков. Это может быть процесс вздымания (по Э. Б. Наливкиной) или максимального опускания (по В. А. Руднику) структур. Причиной миграции элементов являются водные растворы, возникшие на месте или связанные с подкоровыми процессами.

Несколько туманная сущность геологической и геохимической направленности процессов чарнокитообразования и их противоречивость в различных структурах компенсируются, по этим авторам, лишь одним — тезисом о метасоматической (очень произвольной) природе этих образований.

Однако существуют регионы, в которых устанавливается несомненно магматическая природа чарнокитовых серий. Наряду с описанными уже давно интрузивными чарнокитовыми

комплексами Центральной Австралии и Адирондакской провинции (США) к ним следует относить гранитоиды района г. Умба на Кольском полуострове, которые соединяют в себе черты чарнокитовых ассоциаций и гранитов рапакиви. Своеобразный минеральный состав и текстурно-структурные особенности пород, а также некоторые детали геологического положения массивов умбинского комплекса могут пролить дополнительный свет на общие черты петрогенезиса гранитоидов, в настоящее время рассматриваемых как разноформационные.

Умбинский комплекс гранитоидов распространен на северо-восточном берегу Кандалакшского залива среди развитых здесь гнейсов и гранулитов беломорской серии. Со времени исследований Е. С. Федорова в 1891—1901 гг. [218], который отнес изверженные породы Умбинского района к гиперстеновым диоритам, и более поздних работ И. С. Ожинского, объединявшего ряд плутонов в один интрузивный комплекс, эти образования считались магматическими. Однако многие признаки (наличие граната в интрузивных телах, присутствие порфиробласт полевого шпата на контактах с гнейсами) послужили основанием для выдвижения гипотезы о метасоматическом генезисе гранитоидов.

Породы комплекса слагают ряд массивов, состав которых изменяется от кварцевых диоритов, являющихся относительно ранними образованиями, к гранодиоритам и порфировидным гранитам. Наиболее мафические разновидности развиты в западной части побережья, а наиболее лейкократовые занимают крайнее восточное положение (рис. 39). По нашим данным, кварцевые диориты (эндербиты, по А. Н. Виноградову и Г. В. Виноградовой [33]), образуют два самостоятельных массива: Островогубский и Пирьегубский, разделенные полосой гнейсов и более поздним массивом гранодиоритов. Изучение внутреннего строения Островогубского массива показывает, что полосчатость и гнейсовидные текстуры отражают лополитоподобную форму интрузивного тела, почти согласного с вмещающими породами и имеющего в юго-западной части достаточно крутой подводящий канал. В какой-то степени закономерно по отношению к структуре интрузии расположены и разновидности пород. Наиболее глубокие части интрузивного тела сложены гиперстен-биотит-рогообманковыми кварцевыми диоритами; в более высоких горизонтах плутона породы становятся биотит-рогообманковыми; в центральной части интрузии, вблизи магмоподводящих каналов, широко развиты биотитовые кварцевые диориты.

Пирьегубский массив имеет форму усложненного пластиноподобного тела, вытянутого в северо-западном направлении. Интрузия занимает секущее положение по отношению к структуре вмещающих толщ, в теле плутона содержатся ксенолиты вмещающих гнейсов, а в породах рамы установлены дайки диоритов.

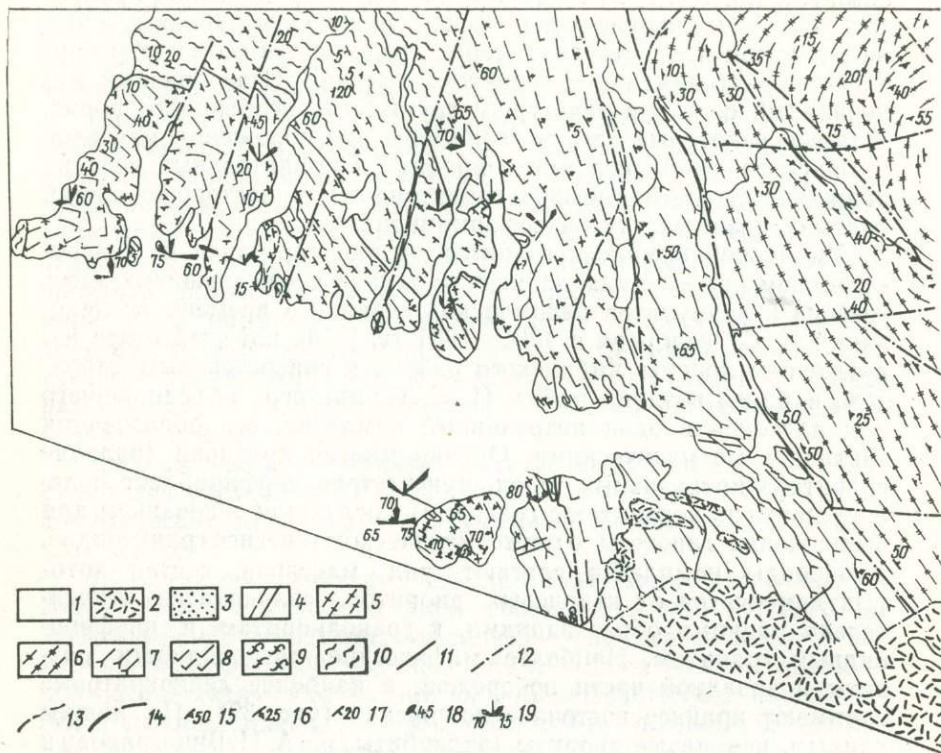
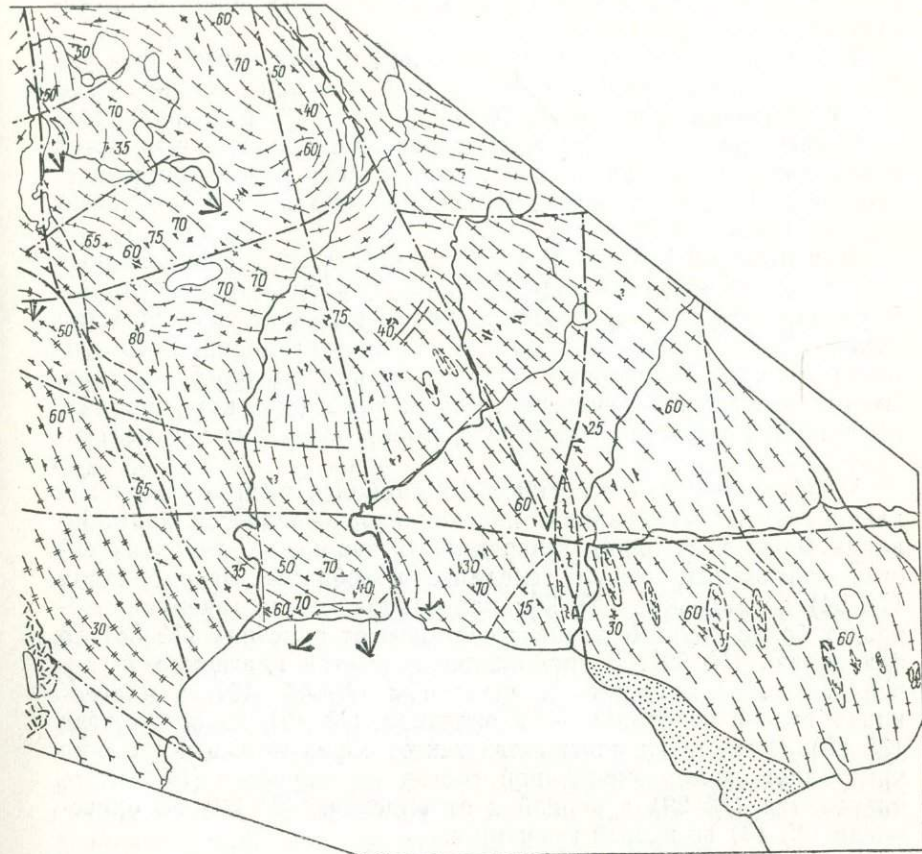


Рис. 39. Схематическая геологическая карта умбинского гранитоидного комплекса.

1 — моренные отложения; 2 — породы щелочно-ультраосновного комплекса; 3 — песчаники терской свиты; 4 — пегматиты; 5 — порфиroidные граниты; 6 — порфиroidные меланократовые граниты; 7 — порфиroidные гранодиориты; 8 — кварц-гиперстеновые диориты; 9 — гранито-гнейсы; 10 — гнейсы различного состава; 11 — границы прослеженные; 12 — границы по геофизическим данным; 13 — предполагаемые границы; 14 — тектонические

Гранодиориты (чарнокиты) слагают массив сложного строения, состоящий из двух ветвей северо-западного простирания с центром в районе Турьего полуострова и Вольострова. На последнем установлена воронкообразная структура питающего канала плутона. В районе этого канала развиты гиперстеновые разновидности гранодиоритов, несущие ксенолиты кварцевых диоритов.

Порфиroidные граниты — наиболее распространенные породы умбинского комплекса — слагают крупное (35×15 км) тело, вытянутое в субмеридиональном направлении. Структурные элементы и распределение пород внутри массива, а также поведение контактной поверхности характеризуют его как диапир-плутон с более мафическими породами (меланократовыми гранитоидами) по периферии и лейкократовыми в центре.



нарушения; 15—18 — элементы залегания: 15 — трахитоидности, 16 — гнейсовидности, 17 — слоистости, 18 — ксенолиты; 19 — розы-диаграммы трещин.

В пределах этого тела очень широко развиты дайковая и жильная фации, представленные пегматитами и аплитами.

Совокупная характеристика геологии интрузивных тел умбинского комплекса показывает, что их морфология изменялась во времени от пластообразных интрузий, свойственных кварцевым диоритам, усложненных конических тел, присущих гранодиоритам, к диапирическому штокоподобному телу порфиroidных гранитов. Одновременно центры магматической активности перемещались к востоку. Все это напоминает стиль изменения форм магматических тел, свойственный интрузиям центрального типа, формирующимся при высокой гидростатической активности магм. Несколько аномальные в таком случае формы, характерные для первых фаз внедрения умбинского комплекса, могут объясняться, по-видимому, высокой плотностью магм, достиг-

ших при внедрении менее плотных вмещающих пород и разместившихся в них.

Петрографической особенностью пород двух первых фаз умбинского интрузивного комплекса является присутствие гиперстен-биотитовых и гиперстен-роговообманковых разновидностей кварцевых диоритов и гранодиоритов. Гиперстен сохраняется в породах, испытавших относительно слабое автометаморфическое воздействие остаточных флюидных растворов. Его железистость составляет 26—40%.

В кварцевых диоритах, гранодиоритах и порфириовидных гранитах умбинского комплекса широко распространен гранат. В указанном ряду пород этот минерал изменяет свои свойства таким образом, что его железистость и марганцовистость возрастают при сохранении общего альмандинового состава. Весьма характерно, что гранат в метаморфических породах, вмещающих умбинский комплекс, имеет более низкую железистость.

Морфологической особенностью наиболее распространенных лейкократовых минералов — плагиоклазов — является формирование зерен нескольких генераций. В кварцевых диоритах состав плагиоклаза первой генерации колеблется от лабрадора (№ 54) до андезина (№ 37); плагиоклаз второй генерации образует более крупные зерна с составом от андезина (№ 38) до олигоклаза (№ 29). В гранодиоритах состав плагиоклаза первой генерации представлен андезином (№ 47—40), а плагиоклаза второй генерации — от андезина (№ 40) до олигоклаза (№ 28). В гранитах плагиоклаз также образует два поколения кристаллов, изменяющих свой состав от андезина (№ 39) до олигоклаза (№ 29) в первой и от андезина (№ 33) до олигоклаза (№ 13) во второй генерации.

В гранодиоритах, наиболее широко распространенных в составе умбинского комплекса, на индивидах калиевого полевого шпата развита агрегатная плагиоклазовая и плагиоклаз-кварцевая кайма; указанная особенность подчеркивает сходство этих пород с гранитами рапакиви.

Для гранитоидных пород комплекса была изучена зависимость между средними размерами вкрапленников калиево-натриевых полевых шпатов и частотой их встречаемости. Кривая этой зависимости представлена на рис. 40 и показывает, что кроме главного имеются дополнительные, меньшие по амплитуде, максимумы в области крупных размеров. Такое распределение может возникнуть в двух случаях: 1) если вкрапленники в изученных породах представлены несколькими генерациями и 2) если они принадлежат к одной генерации, но с переменной скоростью роста индивидов на отдельных стадиях процесса.

Для решения этой альтернативы необходимо установить, на какой стадии роста крупных, наименее распространенных

вкрапленников формировались мелкие, наиболее распространенные вкрапленники. Иными словами, центральным или периферийным частям крупных выделений соответствуют более мелкие кристаллы полевых шпатов. Ввиду трудности определения состава отдельных зон калиево-натриевых полевых шпатов были изучены вариации основности плагиоклаза и железистость биотита из включений в крупных вкрапленниках полевого шпата от центра к краю, а также состав плагиоклаза и железистость биотита из включений в мелких вкрапленниках и в основной массе пород.

Состав плагиоклазовых включений из крупных вкрапленников изменяется от андезина (№ 40) в центральной до олигоклаза (№ 25—15) в краевых зонах вкрапленников, а основность плагиоклазовых включений в мелких вкрапленниках отвечает андезину (№ 36) и олигоклазу (№ 20).

В гранодиоритах наблюдается также тенденция к увеличению содержания аннитовой составляющей в биотитовых включениях от центральной зоны к краевым частям крупных вкрапленников калиево-натровых полевых шпатов. Включения биотита во вкрапленниках малого размера по железистости сопоставимы с биотитом из краевых зон крупных вкрапленников и из основной массы (табл. 21). Эти данные показывают, что в гранитоидах умбинского комплекса присутствуют две или три генерации вкрапленников калиево-натрового полевого шпата.

Таким образом, особенности минералогии гранитоидов умбинского комплекса свидетельствуют об относительно низком содержании воды в расплавах (присутствие гиперстена), а также о многостадийности их кристаллизации. Процесс кристаллизации в водоненасыщенной магме неоднократно прерывался с наступлением этапа резорбции плагиоклазов по мере падения давления. Это падение общего давления вызывалось подъемом магмы в более высокие горизонты земной коры.

Изменение химических характеристик в ряду кварцевый диорит — гранодиорит — гранит показано в табл. 22 и на вариационной диаграмме (рис. 41). В этом ряду уменьшается содержание CaO , MgO и Na_2O и увеличивается количество SiO_2 и K_2O . Отметим близость состава умбинских гранитов с составом

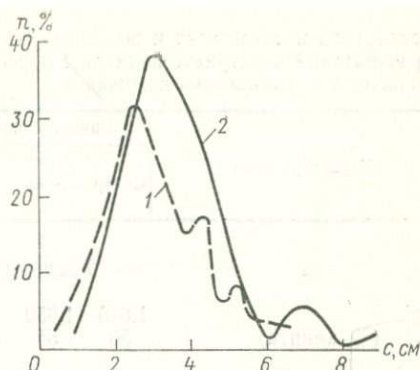


Рис. 40. Зависимость частоты встречаемости n от размера вкрапленника калиевого шпата c .

1 — гранодиориты; 2 — граниты умбинского комплекса.

Показатели преломления и железистость биотитов
из включений в натриево-калиевых полевых шпатах
гранитоидов умбинского комплекса

Характеристика	Крупный вкрапленник		Мелкий вкрапленник	Основная масса
	Центр →	край →		

Гранодиориты

Ng'	1,645	1,650	1,667	1,665	1,664—1,667	1,667
fm (% аннита)	50	55	68	67	65—68	68

Граниты

Ng'	1,657	1,657	1,657		1,657	1,657
fm (% аннита)	60	60	60		60	(1,671) 60 (72)

Примечание. В скобках приведены максимальные значения.

Таблица 22

Химические составы пород умбинского
гранитоидного комплекса (вес. %)

Окислы	Кварцевый дiorит (8)	Гранодиорит (5)	Гранит (6)
SiO ₂	62,58	62,99	70,94
TiO ₂	0,98	1,07	0,38
Al ₂ O ₃	15,83	14,96	13,72
Fe ₂ O ₃	1,30	0,83	0,42
FeO	4,26	6,42	2,87
MnO	0,05	0,10	0,05
MgO	2,69	1,86	0,80
CaO	4,63	3,86	1,82
Na ₂ O	3,38	2,85	2,81
K ₂ O	2,31	2,77	4,73
H ₂ O	0,01	0,31	1,18
П.п.п.	1,11	1,06	0,13
P ₂ O ₅	0,24	0,55	0,12
Сумма	99,34	99,73	99,57

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

типичного рапакиви. Следует указать, что по содержанию кремнезема породы первой фазы не отличаются от пород второй фазы становления массива; однако указанные породы различаются по общей железистости, содержанию MgO и CaO. Обращает на себя внимание содержание некоторых второсте-

пенных, но характерных элементов в породах комплекса. Так, содержания Cr (0,005), Cu (0,003) и Ni (0,002) превышают кларковые для гранитоидных пород и указывают на связь гранитоидных расплавов с более мафическим первичным источником.

Применение методов термометрии минеральных ассоциаций к породам умбинского комплекса, аналогия в этапах кристаллизации этих пород и комплексов рапакиви и экспериментальные данные устанавливают достаточно высокие температуры кристаллизации для первых фаз формирования плутона (850—800°C) и значительный интервал кристаллизации (200°C).

Минералогические и химические данные показывают, что уменьшение роли извести и окиси натрия в породах более молодых фаз и одновременное увеличение содержаний SiO_2 и K_2O были обусловлены фракционной кристаллизацией плагиоклаза в первичной магне состава кварцевого диорита. Модельные эксперименты по плавлению (кристаллизации) таких составов демонстрируют эволюцию остаточных расплавов, весьма близкую к эволюции магм умбинского интрузивного комплекса.

Образование всего комплекса пород и богатство текстурно-структурных форм гранитоидов определялись не только степенью дифференциации исходной магмы, но в значительной мере и процессами деформации первичных магматических камер и рамы, окружающей интрузии. Процесс отделения остаточных расплавов, а также их размещение сопровождалось значительными деформациями син- и посткристаллического типа. Лишь к конечным этапам кристаллизации остаточных гранитных расплавов давление воды достигало значительных величин. Это обусловило двуполевошпатовый характер кристаллизации

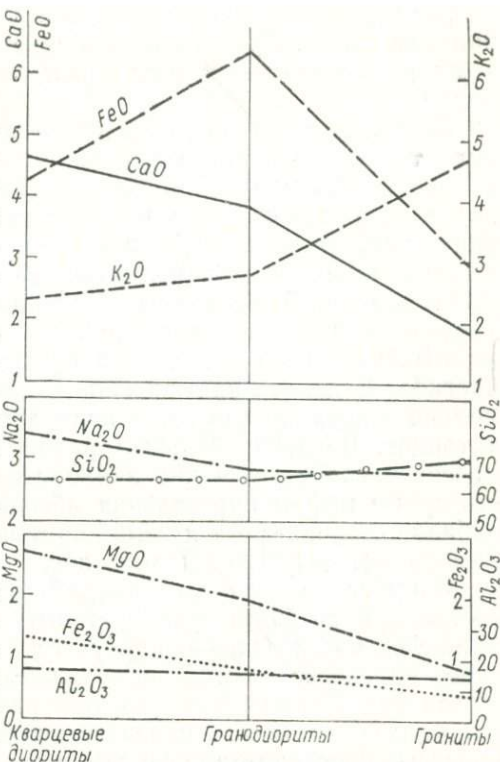


Рис. 41. Вариационная диаграмма содержания главных породообразующих окислов (вес. %) в породах умбинского комплекса.

и формирование оболочек плагиоклаза на калиево-натровом полево шпате. Кроме того, наличие флюидов привело к широкому развитию пегматитов и зон гидротермально измененных пород.

В последнее время довольно детально изучению подвергнут татарниковский комплекс гиперстеновых гранитоидов в Северо-Западном Прибайкалье [198]. Интрузивные тела гиперстеновых гранитоидов, в состав которых входят, с одной стороны, кварцевые мангериты и гранодиориты, с другой — кварцевые монзониты и адамеллиты, приурочены к системе глубинных разломов. Эти разломы, возможно, в виде флексуроподобных нарушений проходят на границе зон нижнепротерозойского Северо-Байкальского поднятия и среднепротерозойского краевого прогиба. В полосе протяженностью около 120 км установлены мелкие и крупные (до сотен квадратных километров) тела гранитоидов. В случае больших размеров предполагаемая форма массивов оценивается как лакколитоподобная. Достаточно достоверные цифры определения абсолютного возраста пород по рубидий-стронциевому и калий-аргоновому методам по амфиболом составляют 2120 ± 60 млн. лет.

Массивы данного комплекса имеют слегка варьирующий состав, причем более лейкократовые породы слагают периферические их части. Однако присутствие моноклинного и ромбического пироксенов и андезина в числе первых кристаллизующихся фаз, а также более позднее развитие амфибола, биотита, олигоклаза, калиевого полевого шпата и кварца напоминают процессы кристаллизации в серии эндербит—чарнокит в других комплексах. Гиперстену свойственна высокая железистость (66—70%), плагиоклаз имеет антипертитовое, а калиево-натровый полевой шпат — пертитовое строение. Судя по средним химическим составам пород в различных массивах комплекса и минеральным парагенезисам, эволюция магм в пределах татарниковского комплекса, так же как и в умбинском комплексе, управлялась фракционированием на ранних стадиях плагиоклаза и частично железо-магнезиальных минералов. Как и всем чарнокитовым комплексам, породам Северо-Западного Прибайкалья свойственны высокая железистость, повышенное содержание TiO_2 и калиевый характер поздних дифференциатов при общей повышенной щелочности пород (табл. 23). Из более тонких геохимических особенностей пород устанавливаются повышенные концентрации Sn, Zr, Mo, Ba, F, P по сравнению с кларками и небольшое значение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0,703.

Кристаллизация пород татарниковского комплекса происходила из магм, становление которых осуществлялось на незначительной глубине, но при относительно высоких (780—700°С) температурах. Низкое отношение изотопов стронция при повышенном содержании легкоплавких рудных элементов и летучих,

Средний химический состав (вес. %) гиперстеновых гранитоидов татарниковского комплекса [195]

Окислы и элементы	Кварцевые монцодиориты	Гранодиориты	Кварцевые монциты	Адамеллиты	I группа	II группа	Чарнокиты Топозерской интрузии
SiO ₂	54,67±0,46	58,43±0,66	62,00±0,73	64,02±0,29	56,55±0,74	63,00±0,52	66,40±0,40
TiO ₂	2,18±0,09	1,8±0,11	1,17±0,06	1,08±0,04	1,99±0,10	1,12±0,04	1,11±0,11
Al ₂ O ₃	14,11±0,30	15,07±0,20	15,19±0,26	14,82±0,22	14,09±0,18	15,01±0,18	13,07±0,52
Fe ₂ O ₃	3,69±0,37	3,68±0,24	2,04±0,30	2,40±0,50	3,54±0,22	2,22±0,29	1,91±0,31
FeO	9,55±0,37	7,76±0,33	5,50±0,23	4,68±0,13	8,65±0,39	5,09±0,21	5,23±0,42
MnO	0,21±0,01	0,18±0,01	0,16±0,01	0,13±0,01	0,20±0,01	0,14±0,01	0,07±0,02
MgO	2,65±0,25	2,06±0,18	1,14±0,17	1,03±0,12	2,35±0,18	1,09±0,10	1,20±0,11
CaO	6,15±0,23	4,87±0,23	3,19±0,15	3,07±0,17	5,51±0,28	3,13±0,11	3,27±0,11
Na ₂ O	3,04±0,12	2,98±0,10	3,41±0,15	3,49±0,14	3,01±0,08	3,45±0,23	3,28±0,10
K ₂ O	2,54±0,17	3,20±0,17	4,68±0,10	4,58±0,08	2,87±0,16	4,63±0,06	3,56±0,15
P ₂ O ₅	0,69±0,06	0,51±0,05	0,38±0,03	0,30±0,02	0,60±0,05	0,34±0,02	Не опр.
F	0,11±0,01	0,12±0,01	0,09±0,03	0,13±0,01	0,11±0,01	0,12±0,02	»
H ₂ O	—	Следы	0,05±0,01	0,08±0,01	Следы	0,06±0,01	0,10±0,03

Примечание. В I группу входят кварцевые монцодиориты и гранодиориты, во II — кварцевые монциты и адамеллиты.

возможно, свидетельствует об образовании исходных гранодиоритовых магм из смеси мантийного и нижнекорового вещества. Н. А. Срывцев предполагает, что вещество базит-гранулитового слоя испытывало плавление под воздействием глубинных флюидов. Не исключая возможности этого варианта, как термодинамически обоснованного, можно предполагать и другое альтернативное решение. Сходство общих химических особенностей и специфика геохимии редких элементов в породах данного комплекса и гранитов рапакиви хорошо заметны. Следовательно, возможно происхождение магм комплекса гиперстеновых гранитоидов при процессах сиалической контаминации базальтоидных расплавов в основании сиалической коры.

Массивы интрузивных чарнокитов (Топозерский, Нарвозерский и др.) известны в Северной Карелии. Они расположены в зоне глубинного разлома между архейским Беломорским блоком и Карельской подвижной зоной протерозойского возраста. Было показано, что эти интрузивные породы сохраняют первичные черты минералогии лишь во фрагментах, не подвергшихся последующей метаморфической переработке [195].

Несмотря на некоторые отличия по химическому составу от пород рапакиви, северокарельские чарнокитовые образования имеют и ряд общих черт с сублатформенными гранитоидами (табл. 24). Эта общность заключается в высокой железистости, богатстве щелочами и пониженной глиноземистости тех и других комплексов.

Гиперстеновые граниты интрузивного залегания, пространственно ассоциирующие с основными магматическими породами, описаны в Антарктиде [179, 180]. Эти тела располагаются среди плагиоклазовых гнейсов, метаморфизованных в гранулитовой фации, и, по мнению М. Г. Равича, являются продуктами

Т а б л и ц а 24

Средний химический состав (вес. %) чарнокитов и гранитов рапакиви [195]

Окислы	Чарнокит (19)	Рапакиви (57)
SiO ₂	66,84	73,10
TiO ₂	1,01	0,27
Al ₂ O ₃	12,74	12,71
Fe ₂ O ₃	1,94	1,55
FeO	5,35	2,04
MnO	0,06	0,04
MgO	1,12	0,25
CaO	3,11	0,92
K ₂ O	3,25	2,79
Na ₂ O	3,47	5,45

П р и м е ч а н и е. В скобках приведено количество анализов.

ультраметаморфического реоморфизма. Угловатые ксенолиты вмещающих пород, признаки пластического перемещения интрузивных масс и «ограниченно проявленные процессы метасоматической гранитизации вмещающих пород ... в узкой зоне контакта» свидетельствуют о магматическом характере образований. К этому нужно добавить, что парагенезис гиперстена и фаялита свидетельствует о крайне низком парциальном давлении воды в стадию максимально жидкого состояния магмы. По-видимому, именно эти особенности привели Д. С. Соловьева к представлению о магматическом характере гиперстен- и фаялитсодержащих пород.

По химическому составу разнообразные чарнокитоподобные породы Антарктиды, включающие габброиды, феррогиперстеновые и фаялитовые чарнокиты, а также жильные породы, образуют закономерный ряд, или «единую петрографическую серию» [179], с постепенным уменьшением содержания кальция, магния, железа и увеличением роли кремнезема и калия. Такие весьма убедительные признаки фракционной эволюции расплавов резко противоречат заключению М. Г. Равича, рассматривающего этот ряд пород как «гранитизационную серию». Что касается развития «явлений гранитизации» на контактах сланцев и габброидов с чарнокитами, то отмеченный процесс фельдшпатизации совершенно закономерен, ибо расплавы даже с ограниченным количеством воды содержат последнюю в большем объеме, чем субстрат, в который они внедрены, и это обеспечивает реакционно-контактовое взаимодействие интрузивных и вмещающих пород.

Представления о ведущей роли процессов гранитизации в образовании гиперстеновых гранитоидов Антарктиды должны быть оставлены по причине невозможности их осуществления в «относительно сухих условиях». Отметим, что в габброидах, входящих в чарнокитовый комплекс, сохраняются первичные офитовые структуры, состав исходных метаморфических пород также относительно постоянен. Сходство чарнокитов и их петрохимических серий на больших пространствах также противоречит допущению о ведущей роли аллохимических метасоматических преобразований в становлении чарнокитовых комплексов.

В генетическом плане процесс формирования гранитоидных формаций глубинных зон земной коры рассматривается с трех позиций. Согласно одной точке зрения, гранитоиды, расположенные среди пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма и часто обнаруживающие постепенные переходы к вмещающим образованиям, являются метасоматическими. Другая, противоположная первой, точка зрения приводит доказательства магматического генезиса гранитов и утверждает, что сечения, фиксирующие область рождения гранитных магм, не вскрываются в природе. Наконец, третий взгляд на сообщества пород глубоких сечений земной коры признает участие

в образовании этих пород взаимосвязанных процессов метаморфизма, метасоматоза и магматизма. При этом последние процессы определяются в основном как анатектические, а вся группа возникающих пород рассматривается в качестве «ультраметагенных комплексов».

В настоящее время, по-видимому, можно признать справедливым положение о том, что многие текстурно-структурные, структурные и даже ряд минералогических признаков не могут быть доказательствами того или иного генезиса гранитоидов. В самом деле, лишь при относительно быстрой кристаллизации расплава в поверхностных условиях породы сохраняют первично-магматические черты. В глубоко кристаллизующихся гранитоидах магматический этап может быть сильно затушеван автометаморфическими процессами и более поздними явлениями метаморфизма. Следовательно, наблюдая вторичные метасоматические проявления как в магматических породах, так и во вмещающих образованиях, легко переоценить их влияние.

От проявлений структурно-текстурных признаков процессов метасоматоза ряд исследователей переходит к преувеличенной оценке значения этих процессов в геологическом развитии глубинных областей. Декларируется, что направленные процессы метасоматоза, сопровождающиеся тепловым потоком, являются ответственными за формирование гранитоидных расплавов посредством палингенеза и анатексиса.

Доказать это положение чрезвычайно нелегко, поскольку в термальных метаморфических структурах, даже сопровождающихся анатексисом, установлен изохимический характер регионального метаморфизма. В то же время никакая гранитная серия не имеет тенденции к образованию мономинеральных пород, свойственных крайним метасоматическим процессам. Оба эти положения ведут нас к заключению о том, что термальные, метаморфические и метасоматические процессы вызываются главным образом плутонической активностью, в том числе и гранитной. Помимо этого существуют чисто геологические (структурные и возрастные) доказательства глубинного характера гранитоидного магматизма, следствием которого могут быть процессы метаморфизма и анатексиса.

Так, для относительно хорошо изученных районов развития докембрия в Канаде указывалось, что наиболее древние породы имеют заметное сходство с магматическими образованиями островных дуг.

Позднее было установлено, что основание докембрийской коры в Западной Австралии, Южной Африке и других районах сложено метаморфизованными вулканическими породами, которые могут быть интерпретированы как продукты океанического вулканизма [269]. Во всех случаях хорошо закартированные контакты между зелеными сланцами и древнейшими гранитами имеют интрузивные взаимоотношения (рис. 42). Это сви-

детельствует, во-первых, о том, что зеленокаменные пояса предшествуют образованию мобильных зон и проявлению гранитоидного магматизма, а во-вторых, о том, что источник гранитного вещества, выносимого в виде расплавов, лежал глубже существовавшей в то время коры. Гранодиоритовый и плагногранитный характер первых магматических порций в составе лейкократового магматизма может быть объяснен посредством двухстадийного механизма плавления эклогитового вещества, по Д. Х. Грину и А. Э. Рингвуду. Для более поздних докембрийских гранитоидов существует проблема эволюционной направленности, выражающаяся в смене натриево-кальциевых разновидностей калиевыми в пределах тектоно-магматического цикла. Эта последовательность хорошо объясняется, если калиевые, более лейкократовые, продукты образуются в результате частичного плавления первых фаз гранитоидов натриево-кальциевого типа. Или, как это имеет место в комплексах чарнокитов и рапакиви, богатство окисью калия достигается процессом, обратным фракционному плавлению, — фракционной кристаллизацией первичных кальциево-щелочных магм.

Одной из характерных особенностей высокометаморфизованных пород амфиболитовой фации является широкое развитие мигматитовых образований. Мигматиты представляют собой неоднородные по составу и текстурно-структурным признакам породы, состоящие из относительно меланократовых метаморфических пород, называемых субстратом или палеосомой, и более лейкократовой массы — гранитной, аплитовой, пегматитовой — неосомы.

К лейкократовой части мигматитов применяют название «жилыный, новообразованный, инъекционный материал», что

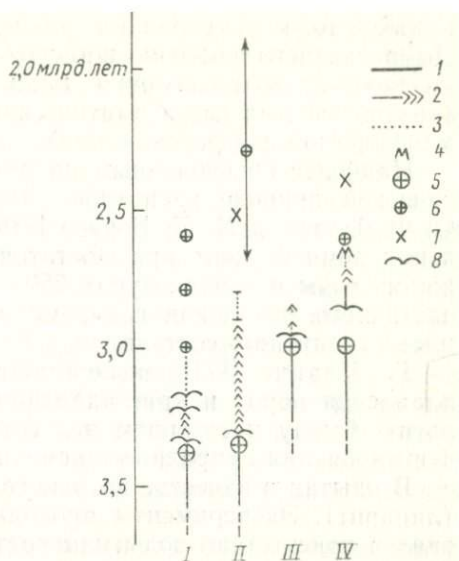


Рис. 42. Геохронологическая эволюция архейских образований в Южной Африке, Родезии и Австралии [269].

I — Южная Африка, Восточный Трансвааль; *II* — Родезия; *III* — система Пилбара, Западная Австралия; *IV* — система Калгурли, Западная Австралия. 1 — океаническая кора; 2 — основные и кислые вулканические породы; 3 — осадки; 4 — метаморфизм; 5 — ранние граниты; 6 — поздние граниты; 7 — основные дайки; 8 — несогласия.

МИГМАТИТОВЫЕ ГРАНИТЫ

в какой-то мере отражает различный подход к ее генезису. До последнего времени широко распространены три взгляда на природу возникновения жильного материала мигматитов (анатектических, метасоматических и возникших путем метаморфической дифференциации).

Наиболее обоснованным является представление об анатектической природе гранитного материала мигматитов. Работы О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна [319] показали, что в глубинных зонах земной коры при достаточно высоком (3—5%) содержании воды и температурах 650—700° С может возникать зона частичного плавления с переменным содержанием в ней расплава гранитного состава.

Г. Платен [171] экспериментально определил процессы плавления пород и кристаллизации расплавов и показал аналогию между поведением искусственных систем и процессами формирования природных мигматитов.

В опытах в качестве исходного продукта был взят обсидиан (липарит). Эксперименты проводились в изохимических условиях в присутствии воды или раствора 5 М HCl при давлении 2000 кгс/см².

На рис. 43 точка состава обсидиана (квадрат) расположена на линии котектики в системе Ab—Or—Qu—H₂O, поэтому можно предположить, что первыми кристаллическими фазами в расплаве обсидиана должны быть кварц и щелочной полевой шпат. В действительности первым начал кристаллизо-

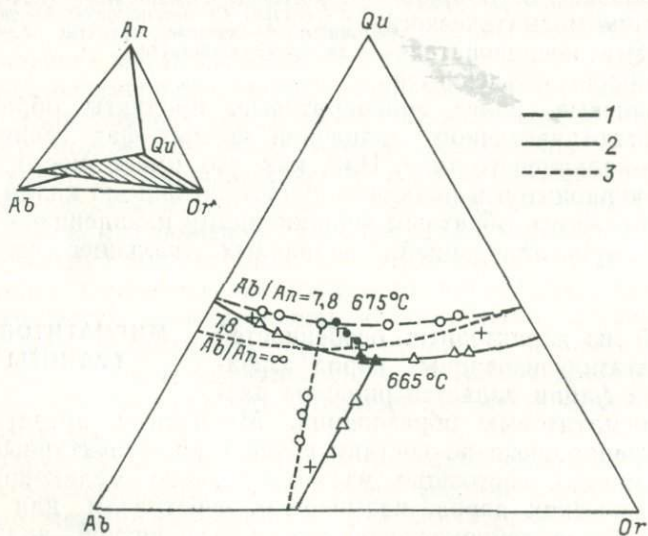


Рис. 43. Диаграмма [171] Qu—Ab—Or с котектическими линиями и эвтектическими точками, определенными для систем:

1 — обсидиан — вода (Ab/An=7,8); 2 — обсидиан — вода — HCl (Ab/An=7,8); 3 — система Ab—Or—Qu—H₂O, p_{H₂O} = 2000 кгс/см² (Ab/An = ∞).

ваться щелочной полевой шпат, позже к нему присоединился кварц, в конечные стадии кристаллизации появился наряду с первыми минералами плагиоклаз. Г. Платеном для системы обсидиан—вода определены котектическая линия и эвтектика, отличающиеся от таковых в системе $Ab-Og-Qu-H_2O$ и соответствующие определенному отношению Ab/An , показанному плоскостью в тетраэдре $Ab-Og-An-Qu$ (плюс — составы обсидианов, кружки — соответствующий расплав на рис. 43). Г. Платен отмечает, что при кристаллизации расплава гранитов важно не непосредственное содержание анортита, а нормативное содержание анортита и альбита или значение Ab/An . Для выбранного состава обсидиана эвтектический расплав кристаллизовался при $675^\circ C$, а полное плавление лейкократовых минералов происходило при $700^\circ C$. Это указывает на небольшой интервал кристаллизации трех главных фаз. В опытах с различным количеством биотита эта фаза кристаллизовалась первой и увеличение его содержания расширяло интервал кристаллизации.

В опытах, где в качестве флюидной фазы использовался раствор $5M HCl$, порядок кристаллизации и, следовательно, вид диаграммы плавкости иной. Здесь точка исходного состава попадает в поле кристаллизации кварца. Этот минерал выделяется первым, а позже к нему присоединяется плагиоклаз. Эвтектическая кристаллизация происходит при температуре $665^\circ C$ с выделением кварца, плагиоклаза и щелочного полевого шпата. Таким образом, состав флюидной фазы сильно меняет порядок кристаллизации.

Г. Платен изучил влияние содержания анортитового компонента (отношение Ab/An) на кристаллизацию гранитного расплава. В опытах осуществлялось плавление — кристаллизация обсидиана с содержанием анортита 4, 6, 8 и 15% и соответственно с изменяющимся отношением Ab/An (7,8; 5,2; 3,8; 1,8). На рис. 44 приведены диаграммы, показывающие влияние анортита на положение анатектических линий и эвтектик. При небольшом значении отношения Ab/An эвтектические расплавы обогащены кварцевым и ортоклазовым компонентами (аплитовый состав). С увеличением отношения состав эвтектического расплава приближается к тройному минимуму для системы $Ab-Og-Qu-H_2O$.

Описанные выше изменения вида диаграмм плавкости объясняют некоторые сложные вопросы формирования мигматитов. В частности, становится понятным частое обогащение калиевой составляющей лейкократового материала мигматитов. Г. Платен показал, что если в составе неизмененного гнейса отношение $Ab/An=3,0$ и он содержит мало калия, то в мобилизате калия значительно больше и его состав соответствует эвтектике. Следовательно, процесс анатексиса является наиболее вероятным при образовании мигматитов.

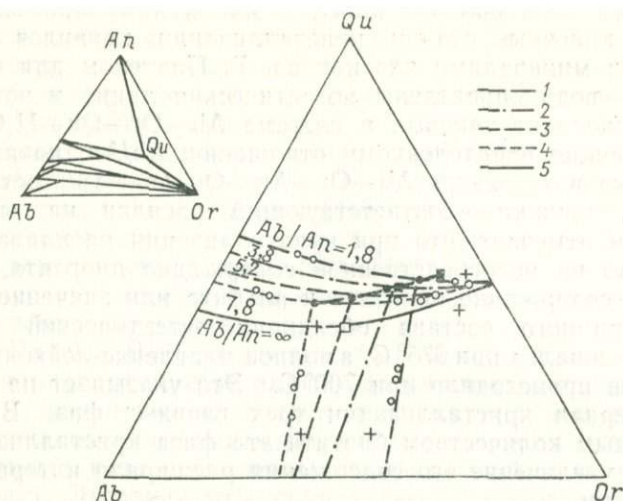


Рис. 44. Диаграмма Qu—Ab—Or [171] с котектическими линиями и эвтектическими точками, определенными для систем.

1 — обсидиан+15% An+H₂O; 2 — обсидиан+8% An+H₂O; 3 — обсидиан+6% An+H₂O; 4 — обсидиан+4% An+H₂O; 5 — Qu—Ab—Or—H₂O.

Г. Платен и его сотрудники сняли и другое возражение против анатектического происхождения мигматитов. Ими было определено, что в биотитовых гнейсах, не содержащих ни калиевого полевого шпата, ни мусковита, при плавлении в интервале температур от 690 до 730°С при давлении воды 2000 кгс/см² возникают анатектические лейкократовые расплавы, содержащие кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Последний компонент образуется за счет плавления биотита в результате следующих реакций:

1. В гнейсах без избытка Al₂O₃ (без силлиманита)



2. В восстановительных условиях



3. В гнейсах с избытком Al₂O₃ (с силлиманитом)



В последнем случае кордиерит возникает при низком давлении, при высоком же образуется алмадин.



Большое значение приведенных реакций для природных объектов Г. Платен обосновывает изменением пород, подвергшихся плавлению при внедрении базальтовой магмы. Первич-

ные породы в этом случае могут почти не содержать калиевого полевого шпата, однако в анатектических расплавах он появляется в большом количестве и состав пород изменяется от гранитного до гранодиоритового.

Полевые исследования подтверждают также, что по гнейсам, содержащим избыток Al_2O_3 , образуются мигматиты с кордиеритом и альмандином [115, 191]. Чарнокитовые граниты могут формироваться в результате анатексиса гнейсов, не содержащих избытка Al_2O_3 .

Результаты опытов с граувакками показали, что их первичный состав в значительной мере определяет количество возникающих при нагревании метаморфических минералов — кордиерита, биотита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Анатектическое плавление этих пород начинается при давлении воды 2000 кгс/см² и температуре 680° С. При этом чем меньше отношение Ab/An в породах, тем выше температура возникающего расплава. Кроме того, первые порции расплава содержат тем больше ортоклазового и кварцевого компонентов, чем ниже отношение Ab/An в метаморфизованных осадках. Полное плавление осуществляется при температурах 730—770° С, и состав анатектических расплавов конечной стадии зависит от состава исходных пород.

Все эти данные привели Г. Платена к выводу о том, что образование мигматитов обусловлено главным образом возникновением анатектических расплавов и не зависит от процессов метасоматоза.

Представление о решающей роли процессов метасоматоза в образовании мигматитов развивалось К. Е. Вегманом [324], Н. Г. Судовиковым [200, 201], Б. К. Кингом [75] и другими.

Еще относительно недавно очень решительно формулировал концепцию метасоматического происхождения мигматитов и гранитов Н. Г. Судовиков. Так, он писал: «Важнейшим для областей ультраметаморфизма и не менее характерным, чем мигматизация, является процесс гранитизации. Под термином «гранитизация» теперь понимается группа процессов, приводящих к превращению твердых пород в породы гранитоидного состава без прохождения их через магматическую стадию» [201, с. 330], и далее «... В связи с выявленным широким распространением гранитов, возникающих в процессе гранитизации, введена важная коррективa в понимание термина «гранит», который теперь определяется только петрографически. Образование гранитов при кристаллизации соответствующих расплавов не является обязательным, так как установлено для большей их части метаморфическое (метасоматическое) происхождение» [201, с. 331].

Какие же конкретные признаки минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород положены в основу трансформистских концепций? Первым признаком этих явлений,

по мнению трансформистов, является «изменение в составе плагиоклаза, увеличение содержания калиевого полевого шпата и кварца и разрушение и уменьшение количества цветных минералов». Гранитизация имеет метасоматический характер и тесно связана с сопряженно развивающейся мигматизацией. Вторым признаком является развитие «коррозионных структур». В качестве важного следствия этих явлений приводится тезис о том, что «изменение химического состава в типичных примерах гранитизации пород ладожской формации выражается в привносе щелочей и кремнезема и выносе железа, магния и кальция».

Перечисленные признаки показывают, что важные в генетическом отношении концепции принимаются главным образом на основании физиографических критериев, тогда как физико-химический и широкий аналитический материал не участвует в поддержке этой гипотезы. Выше, рассматривая появление калиевого полевого шпата в продуктах анатектических расплавов, образованных при частичном плавлении гнейсов без первичного калиевого полевого шпата, было показано, что его развитие обусловлено разрушением биотита, а возможно, и мусковита.

Изучение мигматитов с рассеянным гранитным материалом свидетельствует о том, что жильное вещество распространено в них равномерно. Наиболее вероятно образование жильного материала в этом случае путем метаморфической дифференциации исходных гнейсов, а наблюдаемая постепенность перехода его к субстрату, скорее всего, обусловлена неполнотой анатектической дифференциации. Самой же характерной особенностью этого типа мигматитов, которые часто выдаются за метасоматические, является парагенетическая однородность субстрата и жильного материала. Эта однородность является отражением стадии физико-химического равновесия между субстратом и жильным материалом. В. С. Шкодзинский [241, с. 30] правильно отмечает, что «почти все случаи парагенетической разнородности в мигматитах этого типа заключаются в том, что в жильном материале присутствует калиевый полевой шпат, отсутствующий в субстрате, и отсутствует один из темноцветных минералов субстрата (обычно биотит)». Отсутствие калиевого полевого шпата в субстрате вполне понятно при анатектическом происхождении мигматитов и объясняется полным его выплавлением и переходом в состав жильного вещества. Отсутствие же биотита в жильном материале и признаки его резорбции (коррозии) в субстрате связаны с явлениями разрушения биотита при дегидратации в условиях недостатка воды.

Эти важные для реконструкции процесса формирования мигматитов факты свидетельствуют о присутствии в нем фазы расплава, формировавшегося *in situ* в результате процессов дифференциации вещества в условиях температур амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Этот вывод, как

можно видеть, противоречит концепциям метасоматического привноса компонентов при формировании жильного материала.

Не только физико-химические закономерности парагенезисов минералов в мигматитах отвергают широкое влияние метасоматических процессов в их образовании. В последнее время проведены региональные геохимические исследования в областях широкой мигматизации и зонального метаморфизма, уточнившие баланс вещества при этих процессах. Так, для Северного Приладожья, уже упомянутого в цитате Н. Г. Судовикова, новые работы [110] показали, что средний химический состав различно метаморфизованных площадей ладожской формации свидетельствует «об изохимическом характере метаморфизма и позволяет подойти к реставрации первичных литологических особенностей метаморфических толщ» (с. 357), и далее в этой же работе указывается, что «процесс гранитизации протекал в изохимических условиях, без привноса и выноса вещества» (с. 358).

Очень важным вопросом, требующим своего обсуждения, является оценка роли воды при образовании мигматитов и гранитов. Согласно представлениям трансформистов, растворы, главным образом водные, всегда присутствуют в избытке и осуществляют привнос и вынос компонентов. В этом процессе путем инфильтрации растворов и диффузии вещества в них может осуществляться миграция ряда компонентов на значительные расстояния.

Относительно источника водных растворов исследователи высказывают различные предположения. Так, Н. Г. Судовиков считал, что главная масса воды образуется при процессах дегидратации водосодержащих минералов метаморфических пород и за счет межгранулярной жидкости, законсервированной в первично-осадочных породах. И. И. Седерхольм [313] отводил главное место эманациям, отделяющимся из гранитной магмы. Х. Рид [182] также признавал участие посторонних веществ в процессе гранитообразования и указывал, что их источником являются «гранитизирующие флюиды в кристаллизующемся сиенитическом слое под геосинклиальной зоной». Здесь нужно упомянуть, что даже исследователи, придерживающиеся магматического направления в вопросе о генезисе гранитов, представляют магматическую систему как открытую в отношении воды. В частности, Д. С. Коржинский [87] выдвинул гипотезу о магматическом замещении под воздействием восходящих «трансмагматических растворов». В этой гипотезе решающим является признание полной подвижности H_2O , K_2O и Na_2O при кристаллизации гранитных магм и вывод о том, что содержание воды в магмах не зависит от содержания воды в исходных породах.

Многие исследователи считают, что это положение применимо далеко не ко всем случаям метаморфических реакций и кристаллизации расплавов. В частности, минеральные парагенезисы и структурно-текстурные соотношения минералов в не-

которых гранитах служат доказательством того, что в периоды главных этапов кристаллизации (обычно раннего и среднего) расплав был водоненасыщенным.

Сомнения в подвижном и избыточном состоянии воды при метаморфизме амфиболитовой и гранулитовой фаций высказывались на основании существования для этих условий больших давлений и пластичного состояния вещества, препятствующих сохранению пор и трещин в породах. В последнее время накопилось немало фактов, которые свидетельствуют об инертном поведении воды и при мигматитообразовании. В. С. Шкодинский [242] суммировал эти доказательства следующим образом.

1. В высокотемпературных комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций сохраняется ассоциация кислый плагиоклаз — ортоклаз — кварц и, следовательно, реакция $P1_{Na} + Or + Qu + H_2O \rightleftharpoons L$, начинающаяся при температурах 630—670° С в амфиболитовой фации, не проходит до конца и при температурах 800—950° С в условиях гранулитовой фации. Эта «заторможенность» реакции и неполнота выплавления прежде всего обусловлены недостатком воды.

2. Присутствие многофазных парагенезисов в жильном материале мигматитов и их частая равновесность с парагенезисом субстрата свидетельствуют о недостатке воды и появлении в связи с этим лишней фазы в составе пород.

3. Изучение соотношений темноцветных безводных минералов в субстрате и жильном веществе мигматитов показывает, что их доля в анатектическом веществе в 2—3 раза выше, чем в субстрате (рис. 45), что, вероятно, обусловлено интенсивной дегидратацией темноцветных минералов расплавов в условиях недостатка воды. В этом случае вовлекаемые в процессы плавления амфибол, биотит и мусковит обеспечивают образование водосодержащего расплава и безводных темноцветных минералов — граната, гиперстена, кордиерита, силлиманита и др.

4. На различное содержание воды в метаморфических породах указывает также присутствие кварц-полевошпатовых и кварц-плагиоклазовых анатектических жил в пределах одного обнажения. Таким образом, эти метаморфические породы, изофациальные в отношении температуры и давления, обладают различным p_{H_2O} . Очевидно, более высокое значение p_{H_2O} имело место при формировании кварц-полевошпатовых жил. Кроме того, в биотитах этих последних установлено большее содержание воды, чем в биотитах жил кварц-плагиоклазового состава.

В целом приведенные данные свидетельствуют о формировании мигматитов в условиях метаморфической дифференциации и существования фазы расплава, но без привноса компонентов извне. Характерна также недосыщенность водой не только метаморфических пород, но и расплава.

Особое место в проблеме образования мигматитов и мигматитоподобных «гранитизированных» пород занимает вопрос

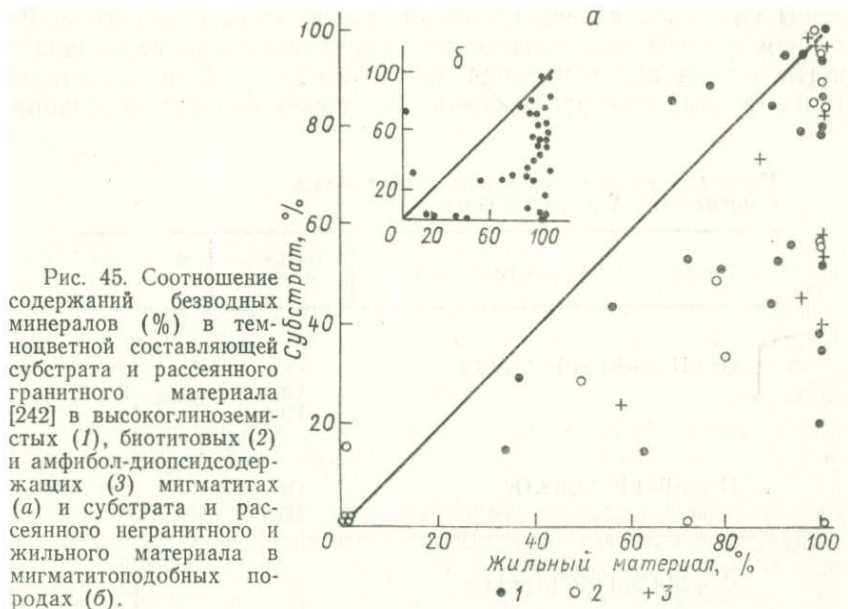


Рис. 45. Соотношение содержаний безводных минералов (%) в темноцветной составляющей субстрата и рассеянного гранитного материала [242] в высокоглиноземистых (1), биотитовых (2) и амфибол-диопсидсодержащих (3) мигматитах (а) и субстрата и рассеянного негранитного и жильного материала в мигматитоподобных породах (б).

о происхождении порфиробласт калиевого полевого шпата и ряда других минералов. Для трансформистского подхода характерно видеть в факте возникновения порфиробласт одно из доказательств аллохимического направления процесса гранитизации. Ряд исследователей считает, что формирование порфиробласт может быть объяснено воздействием флюида, вынесенного из анатектического расплава в регрессивную стадию его кристаллизации. Выделяющаяся при кристаллизации газово-водная фаза, находящаяся в равновесии с расплавом, способна создавать те же минералы, что и расплав. Кроме того, в регрессивную (автометаморфическую) стадию кристаллизации уже без фазы расплава флюиды воды и щелочных хлоридов могут кристаллизовать в относительно холодных участках порфиробластический калиевый полевой шпат.

Не менее важным механизмом образования порфиробласт является процесс метаморфической дифференциации при медленном росте минералов на ограниченном числе зародышей. В. С. Шкодзинским [240] было показано, что порфиробласты формируют только те минералы, которые накапливаются в этап прогрессивного метаморфизма и анатексиса. Табл. 25 иллюстрирует сказанное. В первом парагенезисе при прогрессивном метаморфизме и анатексисе должна осуществляться реакция изменения железистости темноцветных минералов с ростом количества калиевого полевого шпата, гиперстена и граната за счет кварца и биотита. Порфиробласты во всех случаях сло-

жены калиевым полевым шпатом, гиперстеном и гранатом. Во втором парагенезисе происходит рост калиевого полевого шпата и гиперстена при изменении железистости и глиноземистости темноцветных минералов опять же за счет биотита и кварца.

Таблица 25

Минералы, встреченные в виде порфиробласт в мигматитах Алданского щита

Парагенезисы субстрата мигматитов	Порфиробласты	Количество случаев
Gr + Hup + Bi + Pl + Qu ± Or		Σ=99
	Or	83
	Gr	3
	Hup	13
Hup + Bi + Pl + Qu ± Or		Σ=38
	Or	29
	Hup	9
Gr + Bi + Sill + Pl + Qu ± Or		Σ=26
	Or	13
	Gr	13
Gr + Bi + Cor + Sill + Pl + Qu ± Or		Σ=5
	Or	3
	Gr	1
	Sill	1
Pm + Hb + Hup + Pl		Σ=27
	Pl	6
	Pm	14
	Hup	6
	Hb	1
Gr + Pm + Hup + Hb + Pl		Σ=5
	Pm	3
	Gr	2
Hup + Hb + Pl		Σ=11
	Hup	6
	Pl	5
Hup + Hb + Pl + Qu ± Or	Or	7
Bi + Hb + Pl + Qu ± Or	Or	8
Bi + Pl + Qu ± Or	Or	6

Как показывает табл. 25, почти во всех 236 случаях порфиробласты сложены минералами, накапливавшимися в ходе метаморфических реакций и анатексиса. Осуществление этих реакций не требует метасоматического привноса компонентов. Они происходят при медленном обмене компонентами между минералами и росте порфиробласт избыточных минералов при

инертном поведении главных компонентов. В анатектических мигматитах порфириобласты образует главным образом калиевый полевой шпат как минерал, наиболее хорошо растворимый в расплаве и кристаллизующийся при наименьшем числе зародышей.

АНОРТОЗИТЫ

Анортозиты «массивного» типа широко распространены в докембрийских орогенных сериях пород в виде крупных по размерам тел. Название «анортозитовая формация» — довольно условное для этой ассоциации, поскольку, во-первых, состав плагиоклаза в таких образованиях обычно колеблется от андезина (Pl_{35}) до лабрадора (Pl_{60}), во-вторых, комплексы всегда содержат породы с 10—25% темноцветных минералов, т. е. габбро, габбро-нориты, и, наконец, с анортозитами часто ассоциируют кислые породы — сиениты, мангериты и даже адмеллиты.

В Советском Союзе анортозитовые комплексы встречаются в западной части Балтийского щита, в восточной части Алданского щита и в хр. Джугджур. Из зарубежных комплексов наибольшую известность имеют анортозиты Канады, Норвегии, Индии, Австралии и Мадагаскара.

Временное положение подобных комплексов относительно орогенных деформаций достаточно точно не установлено. Рядом исследователей они относятся к раннеорогенным образованиям, которые под влиянием поздних деформаций выведены из своего первоначального залегания, сильно дислоцированы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Одной из обширных провинций развития анортозит-мангеритовых пород является Гренвиллская, расположенная в южной части Канадского щита. Анортозитовые массивы образуют здесь крупные плутоны и мелкие пласты и силлы, в которых обнаружены явления зональности и псевдостратификации. Более поздние интрузии сложены габбро, диоритами, мангеритами и кварцевыми сиенитами. Для объяснения происхождения подобной серии пород уже давно Р. Болком [252] высказано предположение о диоритовом составе исходной магмы, которая вследствие фракционирования плагиоклаза в кинетической среде могла формировать пласты анортозитов, габбро и остаточную жидкость кислого состава. А. Ф. Баддингтон [257] при изучении адирондакского комплекса пришел к выводу о том, что кислые разновидности не являются комагматическими с анортозитами и габбро-анортозитовыми породами. Это дало основание предположить, что исходной для комплекса анортозитов является габбро-анортозитовая магма, богатая водой. Области генерации такой магмы, по А. Баддингтону, располагаются на мантийных глубинах — около 200 км.

Относительно недавние полевые исследования А. Р. Филпоттса [305] показали, что переходы основных пород к кислым наблюдаются в тех местах комплекса Квебек, где деформации пород были менее напряженными. Минеральные ассоциации устанавливают «сухие» условия кристаллизации, и вследствие этого — накопление железа в остаточных продуктах. На основании геологических наблюдений А. Р. Филпоттс пришел к выводу о диоритовом или кварц-диоритовом составе исходной магмы.

Анортозитовый комплекс Дальнего Востока приурочен к Джугджуро-Становой субширотной зоне, окаймляющей с юга и востока Алданский щит. Анортозитовые массивы располагаются в пределах блоков архейских пород, формирующих горст-антиклинорные структуры в зонах крупных разломов — Становом и Монголо-Охотском. Тела анортозитов, обычно согласные со структурой вмещающих пород, часто имеют тектонические контакты. Наряду с этим встречаются постепенные переходы к гнейсам и сланцам через «зону анортитизации». Тела анортозитов сложены лабрадоритами и андезинитами, занимающими центральные части массивов. В меньшем количестве по периферии тел располагаются габбро-анортозиты (до 20% площади) и подчиненные нориты, габбро-нориты, титаномагнетит- и ильменитсодержащие габбро, а также рудные ультраосновные породы. Все последние разновидности могут образовывать шлировидные участки в анортозитах. В краевых частях массива встречаются ксенолиты пироксен-плагиоклазовых сланцев с признаками «анортозитизации». Аналогичные явления метасоматического развития основного и кислого андезина установлены по лабрадоритам и рассматриваются как диафторические. Анортозитовые тела приурочены к блокам архейского фундамента, но отсутствуют в породах станового комплекса. Возраст пород радиологическим методом по апатиту определяется в 2250 млн. лет. Все это дает основание считать архейским время образования анортозитов. Развитие в них зон диафторитов, в том числе участков гранитизации, которые возникли в этап инверсии, позволяет связывать время формирования анортозитов с началом инверсионной стадии развития подвижной области.

С дальневосточными анортозитами нередко ассоциируют сиенит-мангеритовые, гранит-чарнокитовые образования и рапаквиподобные граниты. Ряд авторов определенно указывает на интрузивную природу этих образований и даже гипабиссальный их характер [106, 108]. Другие исследователи настаивают на признании их метасоматической природы [48]. Представления о генезисе джугджурских и становых анортозитовых массивов до сих пор весьма противоречивы. А. М. Ленников [106—108] предполагает плутоническое внедрение анортозитового комплекса Джугджура и глубинный, но не взаимосвязанный

с анортозитовыми источниками гранитных расплавов. В. Н. Мошкин и И. Н. Дагелайская [142] рассматривают дальневосточные анортозиты как продукты метасоматического процесса анортитизации, происходящего в глубоких зонах земной коры. Этот процесс осуществляется, по их мнению, в условиях гранулитовой фации метаморфизма (интервал температур 800—1000° С и давление несколько ниже 9000 кгс/см²). Химические преобразования исходных пироксен-плаггиоклазовых гнейсов и основных пород на первой стадии процесса заключаются в привносе Na и Al, в меньшей степени Si при одновременном выносе Mg, Fe, Ti. С развитием этого процесса во времени анортитизация сменяется андезинизацией; при этом возрастает привнос K и Si.

Указанные авторы и мангерит-гранитную серию считают метасоматической. По их мнению, в процессе ее образования происходит привнос K и Si и в меньшей степени Na. Кроме того, привносятся Zr, P, Ba, Zn, но осуществляется вынос Ca, Mg, Fe, Ti, Cr, Ni. Авторы не приводят какой-либо логической схемы, объясняющей направленность и смену последовательности процессов анортитизации, андезинизации и гранитизации. В целом вызывает недоумение мистическое избирательное замещение основных пород анортозитами, при котором выносимые железо-магнезиальные компоненты вновь формируют основные разновидности.

Не умаляя значения установленных авторами метасоматических явлений, необходимо все же отметить, что приписываемая им роль индикатора процессов селективного плавления нуждается в корректировке. В условиях гранулитовой фации метаморфизма любое проникновение флюида в комплекс пород, по составу отвечающих кварцевым диоритам, приведет к плавлению и появлению расплава (рис. 43). Одновременно будет происходить перекристаллизация остаточного кристаллического вещества с широким кругом метасоматических процессов во вмещающих гнейсах и лабрадоритах.

Привлечение современных результатов аналитических исследований позволяет более полно и объективно понять генезис анортозитов. Проблема самостоятельных анортозитовых интрузий с точки зрения магматического их генезиса на основании экспериментальных данных рассмотрена Д. Х. Грином [44]. Им изучено поведение смесей кварц-диоритового и габбро-анортозитового состава при высоких давлениях и температурах. Именно такие составы исходных магм предполагались полевыми геологами для образования анортозитовых комплексов пород. Для составов кварцевых диоритов в ряду давлений от 0 до 13 500 кгс/см² присутствует широкое поле кристаллизации плаггиоклаза; кристаллизация пироксена в этом случае подчиненная и более поздняя. При давлении 18 000 кгс/см² устойчивым на ликвидусе становится не только плаггиоклаз, но и гранат. Соотно-

шение альбита и анортита в плагиоклазе растет с увеличением давления. При этом составы остаточных жидкостей, находящихся в равновесии с закристаллизованными фазами, колеблются от гранодиорита до адамеллита.

Применение этих результатов к природным комплексам показывает, что если кварц-диоритовая или андезитовая магма образует резервуар на глубине до 33 км (что соответствует давлению 13 500 кгс/см²), то ее кристаллизация приводит к отделению большого количества плагиоклаза с небольшой примесью пироксенов и рудных минералов. При наличии градиента температур в наиболее нагретых участках остывающих тел будут сформированы анхимономинеральные плагиоклазиты, а на периферии области кристаллизации к плагиоклазу присоединяются пироксен и рудный минерал. Такое фракционное выделение минералов обусловит зональное строение массивов с плагиоклазитовым центром и габбро-анортозитовой или габбро-норитовой периферической зоной. Остаточные расплавы преимущественно гранитоидного состава лишь в статичных условиях остывания масс могут сохранять связь со своими элементарными ранними сериями плагиоклазита — габбро. В мобильных условиях низкоплавкая гранитная фракция будет перемещена (в результате отжимания) в более верхние горизонты, где она сформирует самостоятельные интрузивные тела.

Вторым возможным процессом образования анортозитовых тел, согласно экспериментам Д. Х. Грина, является механизм частичного плавления коры, по составу отвечающей кварцевому диориту. В условиях высоких температур плавление таких кварц-эндербитовых составов формирует низкоплавкую гранитную фракцию и кристаллический остаток, отвечающий габбро-анортозиту. Состав плагиоклаза определяется глубиной частичного плавления. Пространственные взаимоотношения расплава и кристаллического остатка зависят от тектонической обстановки.

Экспериментальное изучение габбро-анортозитовых исходных составов показывает, что в них также существует широкое поле кристаллизации плагиоклаза на ликвидусе вплоть до давлений 22 500 кгс/см². Однако низкоплавкая фракция после выделения плагиоклазов и частично пироксенов имеет состав щелочного габбро. При еще больших давлениях (27 000—36 000 кгс/см²) существует широкое поле кристаллизации глиноземистых пироксенов, что не способствует образованию анортозито-габброидных расплавов на больших глубинах. Следовательно, главным препятствием для признания за габбро-анортозитовой магмой ведущей роли в образовании анортозитовых комплексов является несоответствие ее дифференциации стилю эволюции в природных комплексах. Кроме того, проблема обра-

зования самой габбро-анортозитовой магмы на больших глубинах остается нерешенной.

Исходя из геолого-петрологических данных, а также модельных экспериментов, наиболее вероятными являются два равноправных процесса образования анортозитовых комплексов и ассоциирующихся с ними мангерит-гранитных серий: 1) внедрение кварц-диоритовых магм в начале инверсионного периода, как отражение глубинных процессов мантийной эволюции эклогитов; магматизм этого этапа знаменует собой повышение термической активности, изменение тектонического режима и т. п.; 2) проникновение в сухие породы основания коры потоков ювенильных флюидов. В общем случае для «сухих» глубинных систем, находящихся под большим общим давлением (рис. 46), положения «безводного ликвидуса» и начала плавления систем с $p_{H_2O} = p_{общ}$ сильно различаются. Следовательно, добавление в «сухую» систему летучих компонентов приведет к выплавлению широкого ряда составов от эклогитов до гранитов. Поскольку состав основания континентальной коры по многим оценкам близок к составу кварцевых диоритов, состав первых расплавов будет отвечать гранит-мангеритовой серии, а кристаллический остаток — анортозиту. Привлекательным в этой схеме является возможность проявления метасоматических процессов на периферии зоны плавления

вследствие агрессивности расплавов, содержащих летучие в максимальном количестве для данных температур и давлений. Можно представить случаи неоднократного проникновения флюидов в зоны повышенной тектонической активности. В зависимости от режима $p-t$ эти флюиды могут вторично производить плавление или быть агентами диафорических метасоматических процессов. Состав предполагаемых флюидов едва ли может быть однозначно оценен по парагенезисам анортозитов и комплементарных им пород. Экспериментальные данные свидетельствуют о кремне-

$p, \text{ кгс/см}^2$

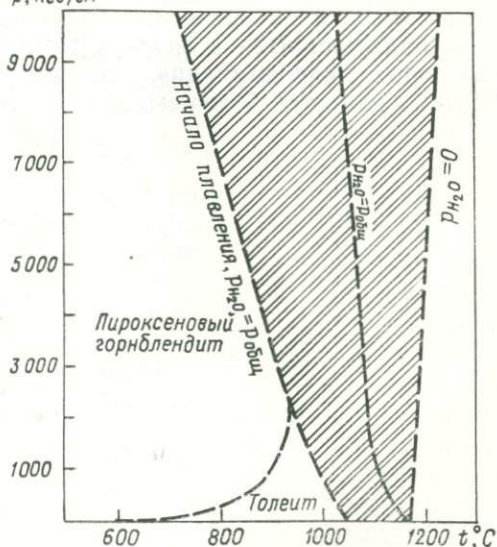


Рис. 46. Условия плавления эклогитов в интервале давлений 0—10 000 кгс/см² в безводной обстановке и в присутствии воды [10].

Заштрихованная часть — начало плавления безводных составов в результате добавок водных флюидов.

кислом или кремниво-щелочном характере растворов, выделяемых мантией.

В заключение нужно отметить, что описанные ранее анортозитовые ассоциации (см. гл. II), характеризующиеся большей ролью габброидных дифференциатов и меньшим распространением или отсутствием кислых комплементарных разновидностей, имеют, по-видимому, иной состав первичной магмы, чем породы анортозитовой формации. Для габбро-анортозитовых ассоциаций исходной, вероятно, является базальтовая магма, как предполагалось еще Н. Л. Боуэном. В недавнее время это нашло подтверждение при изучении ряда массивов, сложенных габбро, анортозитами и малым количеством кислого материала [311]. Установлено, что исходной для таких ассоциаций служит магма, по составу отвечающая высокоглиноземистому базальту и кристаллизующаяся в гранулитовой фации метаморфизма. Для плутонов анортозитовой формации, как было показано выше, первичной является магма кварц-диоритового состава.

С нашей точки зрения, различия в составе первичных магм существенны, но не принципиальны, если учитывать их глубинное мантийное происхождение и наличие возможной генетической связи между базальтовыми и андезитовыми расплавами. Справедливость этого положения подтверждается существующими современными оценками значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые для анортозитов и океанических базальтов близки (0,703—0,706). В ассоциирующихся с анортозитами норитах и мангеритах, испытывавших контаминацию вмещающих гнейсов, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ является более высоким — 0,707—0,713 [258].

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМ

На начальной стадии формационного изучения магматических пород наряду с геосинклинальными были выделены платформенные магматические формации, к которым относились трапповая, кимберлитовая и другие ассоциации. Однако это выделение не было обоснованно, так как известно, что непроницаемость платформенных структур нарушается только в связи с резким возбуждением тектонической активности и разрывными нарушениями.

В настоящее время стало ясным, что локализация магматических образований, расположенных в пределах платформ, определяется глубинными процессами, а форма магматических тел зависит от тектонических причин и активности магм. Таким образом, выделение трапповой и кимберлитовой ассоциаций пород в разряд магматических формаций платформ, по сути дела, является условным.

Щелочно-ультраосновные комплексы пород, тесно связанные условиями образования с карбонатитами, а также псевдостратифицированные интрузии, близкие к трапповой формации, относятся к разряду формаций тектоно-магматической активизации. Следовательно, выделение платформенных магматических формаций является традиционным и может лишь отражать особые платформенные условия проявления этапа тектоно-магматической активизации.

В 1932 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг впервые употребил термин «петрографическая трапповая формация» к платформенным вулканическим образованиям Сибири. Другими возможными определениями для обозначения разнообразных

ТРАППЫ

платформенных производных базальтовой магмы являются толеитовая, толеит-базальтовая, кварц- и оливин-толеитовая, платобазальтовая ассоциации [323], покровные базальты [320].

Для трапповой формации характерны огромные площади и объемы, занимаемые вулканическими продуктами: на Сибирской платформе — 1,5, на Южно-Африканской — 0,6, на Индийской — 0,5 млн. км². Близкие, но меньшие цифры характеризуют Русскую, Бразильскую, Южно-Китайскую платформы, плато Колорадо, Колумбийское, Антарктиду и о. Тасмания.

Траппы включают три фации пород: 1) покровы базальтов; 2) интрузивные образования, формирующие силлы, залежи и дайки долеритов, и 3) пирокласты, слагающие горизонты вулканогенно-обломчных пород — туфов и пр. Покровная фация траппов развита в верхнем структурном ярусе платформ с пологим залеганием толщ и мощностью до 2—3 км. При большей мощности осадочно-вулканических пород активность магмы реализуется в образовании силлов и залежей. Обычно наиболее низкие гипсометрические уровни в разрезе платформ занимают лакколитоподобные и воронкообразные интрузии.

Существовало мнение, что траппы тяготеют к структурным элементам типа синеклиз в пределах платформ. Однако, например, в Тунгусской синеклизе Сибирской платформы мощность траппов максимальна в бортах синеклизы, на периферии платформы, тогда как в центральных частях синеклизы она уменьшается. Можно думать, что образование трапповой формации сопряжено с растяжением рамы платформы под действием вертикальных тектонических движений и формированием пологих сводообразных поднятий.

Важно подчеркнуть, что трапповая формация проявляется не только в пределах древних платформ, но и в субплатформенный этап развития областей завершенной складчатости (Таймыр, Тасмания), а также в пределах «молодых платформ» (Зауралье, Кузбасс).

Несмотря на то что временной интервал образования трапповых формаций растянут от докембрия до палеоген-неогенового периода, максимум базальтового магматизма приходится на поздний палеозой, мезозой и кайнозой. Так, на Сибирской платформе время трапповых излияний соответствует поздней перми и среднему триасу, в Южной Африке и Южной Америке — позднему триасу — ранней юре, на п-ове Декан и в Северной Америке — мелу — палеогену.

Средний химический состав пород трапповых формаций, занимающих несколько различное геоструктурное положение, приведен в табл. 26. Из нее следует, что существует большое сходство в химизме трапповых формаций древних платформ (Сибирская, Африканская, Индийская), талассократонов, так называемых молодых платформ (Кузбасс, Зауралье, Тургайский прогиб) и эпикратонов. Области завершенной складчато-

Средний состав пород (вес. %) трапповых формаций в пределах континентов и океанов [161, 265]

Оксиды	Древние платформы (258)	Молодые платформы (90)	Области завер-шенной склад-чатости (126)	Толейтовые базальты океанов (110)	Океанический толент
SiO ₂	49,2	50,2	51,85	49,15	49,3
TiO ₂	1,5	1,7	0,9	2,1	1,5
Al ₂ O ₃	15,2	15,6	15,5	15,1	17,0
Fe ₂ O ₃	3,2	5,1	2,9	3,35	2,0
FeO	9,3	6,9	7,9	7,6	6,8
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	6,2	4,65	6,2	7,75	7,2
CaO	10,5	8,1	10,7	10,6	11,7
Na ₂ O	2,2	2,9	1,9	2,2	2,7
K ₂ O	0,75	1,3	0,9	0,3	0,2
P ₂ O ₅	0,15	Не опр.	—	0,2	—

Сумма 99,40 96,65 98,95 98,55 98,6

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

сти с развитием траппов — Таймыр, Тасмания и Антарктида, по В. А. Кутолину — «эпикратонные области»; толейтовые базальты океанов входят в «океаническую оливин-базальтовую формацию». В выборку указанным автором включены базальты и долериты недифференцированных интрузий. В пределах молодых платформ отмечается обогащенность траппов щелочами, что является отражением перехода областей завершенной складчатости к стадии постконсолидационной активизации.

В СССР наиболее представительная **Эффузивный** трапповый магматизм Сибирской платформе, ограничиваясь контурами Тунгусской синеклизы. Мощность трапповой толщи, с несогласием перекрывающей терригенные отложения верхней перми, колеблется, по данным Я. И. Полькина [117], от 2,8 км (Хараелахское плато на северо-западе синеклизы) до 2,2 км (плато Путорана, на северо-востоке), 1 км (Норильское плато) и 0,8—1,2 км в центральных районах (р. Нижняя Тунгуска). Схема распространения фаций траппов позднепалеозойского-раннемезозойского возраста (рис. 47) наглядно показывает, что породы по преимуществу туфовой фации, общей мощностью от десятков метров до 600—800 м, образуют полосу, окаймляющую с юга, запада и востока грандиозное лавовое плато (площадь около 350 тыс. км²). Интрузии в виде огромного, почти замкнутого кольца трассируют зоны разломов, оконтуривающие окраины Тунгусской синеклизы. Суммарная мощность силлов

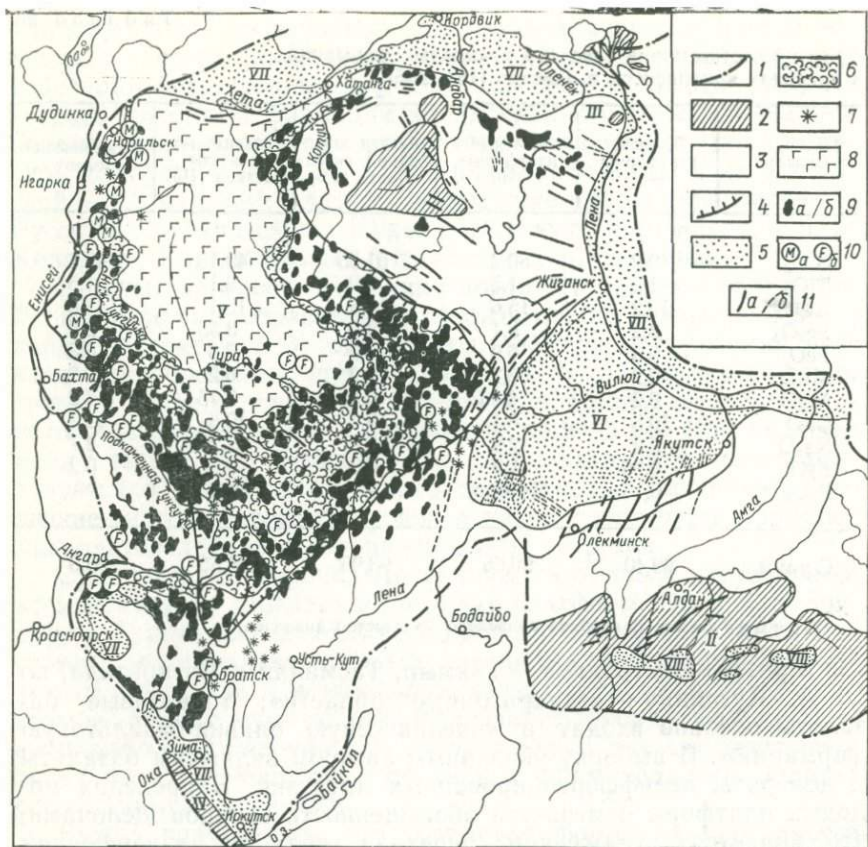


Рис. 47. Схема распространения фаций траппов на Сибирской платформе [112].

1 — границы Сибирской платформы (по Т. Н. Спизарскому); 2 — выходы кристаллического фундамента платформы в сводах антеклиз и поднятий (I — Анабарский щит, II — Алданский щит, III — Оленёкское поднятие, IV — Шарыжалтайское поднятие); 3 — области преимущественного развития платформенного чехла протерозойского, синийского и палеозойского возраста; 4 — граница позднепалеозойско-раннемезозойской Тунгусской синеклизы (V); 5 — мезозойские прогибы и впадины (VI — Вилюйская синеклиза, VII — передовые, предгорные и краевые прогибы, VIII — впадины в области мезозойского глыбового тектогенеза); 6—11 — позднепалеозойская—раннемезозойская трапповая формация: 6 — туфогенная толща, 7 — базальтовые вулканические трубки 8 — базальты, 9 — преимущественно sill (a) и отдельные крупные дайки (б) недифференцированных траппов преобладающего типа, 10 — отдельные интрузии дифференцированных траппов, обогащенных магнием (a), железом и щелочами (б), 11 — дайки траппов, обогащенных щелочами и титаном (a) и не выходящие по данным аэромагнитной съемки на дневную поверхность (б).

варьирует от десятков метров до 0,7—1,5 км. Объемы пород эффузивной и интрузивной фаций на Сибирской платформе примерно одинаковы (по 340 тыс. км³); объем эксплозивной фации несколько меньше — около 200 тыс. км³ [112].

Уже в 40—50-х годах текущего столетия на основе комплексного изучения геологии и петрографии базальтов В. К. Ко-

тульским [92] и М. Н. Годлевским [39] была предложена типовая модель палеовулканического траппового процесса, основанная на принципе магматической цикличности. Эта цикличность имеет петрохимическую основу и выражается в формировании разнообразных эффузивных и интрузивных траппов при дифференциации одного магматического очага. М. Н. Годлевский выделил в Норильском районе четыре цикла (один позднепермский и три триасовых), для каждого из которых характерна антидромная направленность дифференциации базальтового расплава.

В более позднее время различные исследователи траппов Сибирской платформы стали выделять тектоно-магматические фазы и магматические субпровинции. Эти крупные категории различаются геологическим режимом, а также неоднородностью продуктов вулканизма во времени и пространстве.

Принцип магматической цикличности был дополнен и с успехом применен А. А. Кузнецовым [96, 97] к самой сложной для изучения серии траппов — так называемым «недифференцированным» базальтам. В основе, как оказалось, возможного разделения «однородных» эффузивных трапповых образований лежит детальное петрографическое изучение базальтов и сопоставление этих данных с результатами экспериментальных исследований.

В основании разрезов трапповых образований в районах Тунгусской синеклизы и Норильского плато располагаются слои и пачки пирокластических пород, образующие не выдержанные по мощности горизонты туфов, туффигов, агломератовых лав и агломератовых брекчий. Эти переслаивающиеся породы, мощностью в первые сотни метров, могут проследиваться на десятки и сотни километров.

Эффузивные представители траппов могут быть классифицированы по степени кристалличности. Крупнокристаллические базальты (размер зерен до 1—3 мм) имеют пойкилоофитово-интерсертальную, толеитовую и сериально-порфиловую структуры. Они образуют потоки мощностью 1—5 м, покровы — до 10—20 м. Мелкозернистые базальты, главным образом с микродолевой структурой, образуют мощные (30—40, реже 60—100 м) покровы, занимающие площади в сотни и тысячи квадратных километров.

Различие крупно- и мелкозернистых базальтов заключается не только в мощности морфологических единиц, но и в том, что потоки и покровы крупнозернистых базальтов обладают значительными нижними и верхними зонами пузыристых, пористых базальтов, или мандельштейнов, объем которых достигает 50—80% общего объема тел. Нередки случаи, особенно типичные для маломощных (1—3 м) потоков, когда они нацело представ-

Структурно- текстурные

особенности базальтов

лены мандельштейнами. Напротив, покровы мелкокристаллических базальтов имеют сравнительно слабо развитые, обычно верхние зоны мандельштейнов, составляющие лишь 10—30% от мощности тел. Таким образом, устанавливается резкое различие объемов мандельштейнов в базальтах неодинаковой крупности зерна. Казалось бы, логично предположить, что базальты мощных покровов должны иметь более крупнозернистую структуру, поскольку в таких покровах происходит относительно медленная отдача тепла в процессе кристаллизации. Однако наблюдается обратная картина. Отсюда можно сделать вывод о том, что режим кристаллизации определяется не мощностью тел, а другими факторами, в частности содержанием летучих компонентов и вязкостью расплавов.

Мощные зоны мандельштейнов, характерные для крупнозернистых базальтов, являются непосредственным доказательством высокой концентрации летучих компонентов в этих порциях магм. Содержание летучих компонентов в магмах крупнозернистых и мелкозернистых базальтов определяет степень их вязкости, поскольку установлено, что увеличение содержания воды в силикатном расплаве снижает вязкость лавы в 5 раз. Вследствие этого магма крупнозернистых базальтов не испытывала переохлаждения. В ней возникало мало центров кристаллизации, а линейная скорость кристаллизации была значительной. Напротив, магма мелкозернистых базальтов имела много центров кристаллизации и небольшую скорость роста минералов. Иными словами, низкое содержание летучих компонентов обусловило большие температуры ликвидуса. Подтверждением такого общего воздействия летучих компонентов на процесс кристаллизации базальтов является усиление их влияния в верхних частях отдельных тел.

Минеральный и химический состав базальтов

Минеральный состав базальтов приведен в табл. 27, где типичные разновидности расположены в ряду убывания среднего размера минералов. Наряду со структурными изменениями в базальтах этого ряда отмечаются падение лейкократовости пород одновременно с возрастанием роли оливина и пироксена; увеличение основности плагиоклаза от 47 до 60% An; изменение порядка выделения вкрапленников от плагиоклаза в начале ряда к пироксену в середине и оливину в конце.

Химический состав базальтов (табл. 28) также не является постоянным. Крайние дифференциаты заметно отличаются от нормальных траппов. Двуполевошпатовые базальты* характеризуются повышенным (на 1—3%) содержанием щелочей при

* В литературе встречается не совсем удачное название этих разновидностей — «трахибазальты».

Модальный состав (%) типичных разновидностей эффузивных траппов (базальтов) северо-запада Сибирской платформы

Минералы	Двуполево-шлатовый базальт	Структуры				
		Офитово-толентовая	Сериально-порфи-ровая	Пойкило-офитово-интерсер-тальная	Таксито-офитовая	Микро-долеритовая
Плагиоклаз	52,3 *	46,2	45,3	43,4	44,5	45,8
Клинопироксен	23,4 **	28,4	29,8	30,9	37,0	38,8
Оливин	6,2	1,2	3,5	2,7	4,3	6,8
Титаномагнетит	6,2	2,4	2,4	4,3	4,0	5,0
Мезостазис	10,7	21,6	18,7	18,7	10,2	3,6
Апатит	1,2	0,2	0,3	—	—	—
Кол-во шлифов	6	6	7	30	7	14

* Андезин с каемками анортклаза (?).

** Титан-авгит и резорбированные «ядра» ромбического пироксена.

высокой роли K_2O , высоким значением общей железистости и содержания титана, низкой ролью магнезии. Напротив, пикритовые базальты имеют высокие содержания магнезии (более 17%) и минимальные (в серии других разновидностей траппов) значения SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и суммы щелочей.

Сопоставление химического состава базальтов с их геологическим положением в разрезе показывает, что для химического состава траппов во времени характерно падение щелочности и усиление магнезиальности пород. Нормативный состав сибирских траппов (см. табл. 28) позволяет отнести их согласно существующим классификациям базальтов [72, 270] к серии, включающей кварцевые толенты (двуполевошлатовые базальты), толенты (голокристаллические базальты) и оливиновые толенты с нормативным гиперстеном и оливином (пикритовые базальты). Даже наиболее распространенные базальты, относящиеся к кварцевым толентам, имеют различное содержание нормативного кварца. В крупнокристаллических разновидностях кварца около 5%, в мелкокристаллических — около 1%.

Термографическое изучение базальтов показывает различное содержание воды в мезостазисе (вулканическое стекло, илдингсит-боулингит, палагонит, цеолиты) и в ряде породообразующих минералов — оливине, пироксене и др. Количество низко- ($200^\circ C$) и высокотемпературной ($200-1000^\circ C$) остаточной воды в образцах траппов, определенное термовесовым анализом, варьирует от 0,5 до 4,9%. Содержание воды при $200^\circ C$ колеблется от 0,3 до 3,3%, а при $200-1000^\circ C$ — от 0,2 до 1,8%. Эти изменения находятся в прямой зависимости от петрографического состава базальтов и определяемого им количества пер-

Химический (вес. %) и нормативный составы типичных разновидностей
эффузивных траппов (андезитов и базальтов) северо-запада Сибирской платформы

Окислы и минералы	Двуполе- шпатовый андезит (11)	Структуры					Микро- и гиалокри- сталлический (2)	Гломеро- плагио- фиртовый (1)	Пикри- товый (19)
		Офитово-то- леитовая (2)	Серияльно- порфирова- я (3)	Пойкилоофи- тово-интер- серральная (13)	Таксито-офи- товая (2)	Микродоле- ритовая (12)			
SiO ₂	49,5	51,5	48,0	48,6	48,6	49,1	49,8	49,0	43,3
TiO ₂	2,0	1,2	1,3	1,2	1,2	1,2	1,3	1,0	1,9
Al ₂ O ₃	13,5	14,4	16,0	14,6	15,1	14,9	14,5	18,7	8,5
Fe ₂ O ₃	6,4	5,7	6,8	6,3	5,1	3,3	2,7	3,8	6,0
FeO	8,2	4,7	5,4	6,0	7,7	8,9	10,3	6,9	8,2
MnO	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	3,8	6,4	6,5	7,0	7,1	7,0	7,5	6,0	17,3
CaO	8,4	9,1	11,5	11,4	10,9	11,3	10,6	11,0	7,8
Na ₂ O	3,2	3,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,1	1,0
K ₂ O	2,2	1,1	0,3	0,3	0,4	0,5	0,6	1,1	0,4
P ₂ O ₅	0,6	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
П. п. п.	2,3	2,6	2,2	2,3	1,8	1,6	0,4	—	4,8
Сумма	100,4	100,1	100,4	100,0	100,3	100,2	100,1	100,0	99,6
ap	1,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
il	3,8	2,3	2,4	2,3	2,3	2,3	2,4	2,0	3,6
mt	9,3	8,3	10,0	10,2	7,4	4,9	3,9	5,6	8,8
or	12,8	6,7	1,7	1,7	2,2	2,8	3,3	6,7	2,2
ab	27,3	25,2	16,8	16,8	17,8	17,8	17,8	17,8	8,4
an	15,9	22,5	33,9	29,8	30,6	29,8	28,4	38,1	17,5
di	17,0	17,2	17,6	20,1	18,2	20,7	19,1	12,7	16,1
hy	8,1	10,1	10,4	11,3	17,1	19,3	24,3	16,7	25,5
ol	—	—	—	—	—	—	—	0,2	12,2
qu	2,3	4,9	5,1	5,4	2,5	0,8	0,1	—	—

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

вичных водосодержащих минералов. Так, базальты с пойкило-офитово-интерсертальной структурой содержат 3,7% остаточной воды, таксито-офитовые — 2,8, микродолеритовые — 1,4, недифференцированные долериты всего 0,5.

В соответствии с изменениями структурных свойств базальтов установлено различие в степени окисленности железа, даже для тех из них, которые близки по составу и имеют одинаковую сумму окисного и закисного железа. Как правило, чем более крупнозернисты базальты, тем больше в них значение отношения Fe_2O_3/FeO . По-видимому, эффузивные траппы, близкие по морфологии к «гавайским лавам», испытывали незначительное «вторичное» окисление железа кислородом воздуха. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что в одном вертикальном разрезе соседние покровы базальтов с различающейся структурой имеют неодинаковое отношение Fe_2O_3/FeO , а с одинаковой — тождественное.

Помимо уже отмеченных структурных, минералогических и химических особенностей базальтов, вызываемых различным содержанием летучих компонентов, приближенной характеристикой первоначального количества воды в магме служит значение p_{O_2} , существовавшего в период кристаллизации железосодержащих фаз из расплава. Корректность расчета значения p_{O_2} по формуле Кеннеди на основе соотношения окисного и закисного железа в породе и экспериментально определенной константы равновесия для базальтового состава доказывается совпадением расчетных значений p_{O_2} для базальта и андезита с аналитическими определениями летучести кислорода.

Сравнение значений p_{O_2} в траппах показывает, что крупнозернистые базальты обладали в 2—3 раза более высоким p_{O_2} по сравнению с базальтами мелкозернистыми (табл. 29). Общая статистическая закономерность, видимая из таблицы, заключается в том, что магма с низким отношением Fe_2O_3/FeO была менее обогащена водой.

Все отмеченные различия базальтов и ряд других геологопетрологических характеристик приведены в табл. 30. Совокупность данных является основанием для выделения среди траппов двух крайних типов базальтов. Первый из них представлен относительно крупнозернистыми разновидностями со значительным количеством летучих компонентов. Это — двуполевошпатовые базальты, базальты с офитово-толеитовой, офитово-интерсертальной, пойкилоофитовой, сериально-порфировой и пойкилоофитово-интерсертальной структурами. Второй тип, образованный из лав с меньшим количеством летучих компонентов, представлен базальтами с микронтерсертальной структурой, анамезитами, голокристаллическими базальтами. Особенно часто в них наблюдается микродолеритовая структура. Базальты собраны в пачки из варьирующего числа покровов; та-

Значения ρ_{O_2} в трапповом расплаве некоторых провинций земного шара ($t=1100^\circ\text{C}$)

Район	Порода	$\rho_{O_2}, 10^{-6}$ кгс/см ²	Кол-во анализов	Исследователь
Сибирская форма	Базальт	9,5	146	Ю. И. Томанов- ская
	Долерит	3,1	167	М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис
	Породы интрузии Норильск I	3,4	75	И. А. Коровяков
Декан	Базальт *	1,4	16	Д. Тиррель, К. Сандфорд
Провинция Карру	Закаленный ба- зальт	15,0	6	Ф. Уокер, А. Польдervарт
	Долерит	18,0	43	
О. Тасмания Антарктида	Базальт	7,0	6	А. Эдвардс
	Долерит	25,0	2	Ф. Уокер, А. Польдervарт
Юж. Америка	Базальт	9,2	8	
Палисад (Сев. Америка)	Закаленный ба- зальт	13,0	4	
О. Гренландия	Породы краевой зоны Скергаарда	23,0	2	Л. Уейджер, В. Дир
О. Шпицберген	Базальт	2,5	4	Д. Тиррель, К. Сандфорд
	Долерит	1,3	4	
	Океанический то- леит	2,2	—	К. Дж. Энгель
	Океанический ще- лочно - оливни- вый базальт	17,8	—	
	Толентовый ба- зальт	1,5	—	С. Р. Нокколдс
	Щелочно-оливни- вый базальт	2,3	—	

* См. сводку химических составов пород трапповых провинций и сравнение их у Ф. Уокера и А. Польдervарта [188].

кие подразделения выделяются и картируются как литологические свиты (и подсвиты) пород. В то же время определенные сочетания разных типов базальтов позволяют выделить среди траппов циклические образования, начальные и конечные члены которых различаются не только по химическому составу, но и по количеству летучих, растворенных в первичном расплаве. Ряды базальтов внутри циклов являются прерывистыми, антидромными по геологическому проявлению. Они начинаются пересыщенными кремнеземом и обогащенными летучими компонентами траппами и заканчиваются разновидностями, недосыщенными SiO_2 и относительно обедненными летучими.

В северо-западной части Сибирской платформы в сводных стратиграфических колонках наблюдается различное чередование покровов, потоков и горизонтов туфов отмеченных двух типов. В том случае, если за начало отсчета брать естественную границу, проведенную по подстилающим терригенным отложениям верхней перми, то в каждом цикле наблюдаются пачки лав мощностью до 200—500 м. Нижняя обычно сложена базальтами первого, а верхняя второго типа. К основанию циклов могут быть приурочены пачки вулканогенно-обломочных пород.

Практическое применение принципа цикличности, суть которого — антидромный характер дифференциации при периодически повторяющихся излияниях лав, сопровождается убыванием летучих компонентов в магме, позволяет выделить в стратиграфическом разрезе трапповой формации Сибири от одного до пяти крупных вулканических циклов. В направлении с север-северо-запада на юг-юго-восток количество циклов закономерно уменьшается. В пределах Норильско-Хараелахского плато конкретный объем циклов следующий (из-за максимальной мощности данный разрез фактически является сводным): пермо-триасовый цикл — яргалахская и сыверминская свиты, первый триасовый — хаканчанская, логанчинская и надеждинская свиты, второй триасовый — двурочинская, орыхская, аянская (или люронговская) и часть мокулаевской (хонна-макитской) свиты, третий триасовый — верхняя часть мокулаевской, хараелахская (неракарская) и кумчинская свиты, четвертый триасовый — самоедская свита и абагаладская толща. На юге северо-западной части платформы, в бассейне р. Нижней Тунгуски, выделяется один цикл мощностью 0,8—1 км. Цикл включает тутончанскую, корвунчанскую (туфовая фаза), нидымскую (вторая фаза «мокрых» базальтов), кочечумскую и ямбуканскую (третья фаза «сухих» базальтов) свиты. В промежуточных районах выделяются последовательно четыре, три и два цикла. Полными циклами, состоящими из трех фаз излияний, являются первые три цикла. Интенсивность эксплозивного процесса падает, таким образом, к концу вулканической деятельности. Примерная усредненная мощность пород циклов (от первого до пятого) равна: 200—350, 400—500, 700, 800—1000 и 600—700 м. В этом же направлении ослабевает степень глубинной магматической дифференциации. В первом и втором циклах она доходит до состава оливнивого толеита; в большинстве остальных амплитуда меньше: более пересыщенный — менее пересыщенный кварцевый толеит.

Расчленение вулканогенных толщ по принципу магматической цикличности произведено с учетом главных факторов вулканического процесса: химического состава вулканитов, физико-химических условий извержения и направленности их изменения. Периодически повторяющиеся вариации составов сибирских лав, регулируемые уменьшением содержания свобод-

Сводная характеристика эффузивных траппов, различающихся водонасыщенностью расплава (главные типы излившихся тел)

Характерные различия	„Мокрые“ фации		Относительно „сухие“ фации
	более	менее	
Геологические			
Положение в стратиграфических колонках (циклах)	Основание	Нижняя часть	Верхняя часть
Протяженность тел	Сотни метров — первые километры (потоки)	Десятки и сотни метров (потоки) Первые километры — десятки километров (покровы)	Десятки — сотни километров (покровы)
Средняя мощность тел, м	10—15	1—5 и 10—15	25—40 (Надаянский покров до 50—100 м)
Относительная доля мандельштейнов, %	40—50	50—60	20—30
Диаметр столбчатой отдельности, м	0,5—0,6	0,7—1 (до 3)	0,05—0,5
Петрографические			
Вкрапленники (для порфировых разновидностей)	Чаще плагиоклаз № 64 (24), пироксен	Плагиоклаз № 70 (25)	Плагиоклаз № 70 (26), пироксен и оливин
Преобладающая структура основной массы	Серияльно - порфировая (двуполюсовчатые базальты)	Пойкилофитово - интерсерральная	Микродолеритовая
Средний размер кристаллов, мм	1—1,5	1—2	0,2—0,5
Кристаллизационная способность по Дельтеру	8,3 (6)	4,0 (43)	26,8 (14)
Отношение плагиоклаз — пироксен	2,2 (6)	1,5 (43)	1,2 (14)
Петрохимические			
Относительные размеры оливина	Малые		Значительные
Кол-во апатита, %	1—2	≤ 0,1—0,3	≤ 0,1
Кол-во анортитовой молекулы в плагиоклазе из основной массы, %	48 (14)	57 (33)	59 (31)
Коэффициент железистости пироксена из основной массы	38 (17)	28 (40)	30 (46)
Химический состав			
Химический состав	Пересыщенный кварцевый толеит		Менее пересыщенный кварцевый толеит, насыщенный оливиновый толеит *
Fe ₂ O ₃ /FeO, вес. %	1,0 (16)	0,6 (51)	0,35 (73)
П.п.п., вес. %	2,5 (13)	2,3 (16)	1,6 (12)
H ₂ O ⁺ при 110° С, вес. %	—	1,2 (17)	1,1 (8)
Физико-химические			
pO ₂ , кгс/см ² (t=1100° С, по формуле Кеннеди)	21 · 10 ⁻⁶ (16)	5—6 · 10 ⁻⁶ (29)	3,2 · 10 ⁻⁶ (61)
H ₂ , мол. (t=1200° С, по формуле Керна и Вайсброта)	0,01	0,02	0,03
Степень упорядоченности плагиоклаза с содержанием анортита меньше 60% (по диаграмме А. С. Марфунина)	0,6 (16)	0,5 (23)	0,4 (10) и 0,6 для доделеритов (6)

Характерные различия	„Мокрые“ фации		Относительно „сухие“ фации
	более	менее	
Температура кристаллизации титаномагнетита, °С	—	870 (5)	910 (9) и 780** для долеритов (3)
Термографические			
Сумма H ₂ O при 200°С и H ₂ O при 200—1000°С	—	2,8—3,7	1,4
Петрофизические			
Вязкость, пз (t=1400°С, по формуле А. А. Леонтьевой, 1950 г.)	~300	~130	~100 и меньше
Плотность, г/см ³	2,85	2,8 (29)	2,9—3,0 (10)
Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁶ ед. СГС	2,000	1,250 (16)	820 (28)

Примечание. В скобках указано количество анализов, измерений.

* Пикритовый базальт и базальт с высоким содержанием глинозема.

** Температуры занижены примерно на 10% из-за трудоемкости получения чистой фракции рудного минерала.

ной и растворенной в магме воды, соответствуют механизму извержений некоторых современных вулканов (Алагёз, Эльбрус); два крайних типа излившихся базальтов, по-видимому, соответствуют типам пузырястой лавы аа (ah-ah) и волнистой лавы пахоехое (pah-ho-eh-ho-eh) в областях неовулканизма.

Возрастное и генетическое разделение интрузивных траппов — задача еще более сложная, чем расчленение эффузивных трапповых образований. Сложность

Интрузивный тип траппового магматизма

заключается в том, что отдельные дифференциаты глубинных магматических очагов не всегда совмещаются на одном уровне становления. Во многих случаях наиболее кислые представители интрузивных порций небольшого объема вообще не достигают высоких горизонтов коры. Вследствие этого, естественно, вызывает критику предложенное М. Л. Лурье, В. Л. Масайтисом и Л. А. Полунниной [111] разделение интрузивных траппов на возрастные и территориальные комплексы так же, как и разделение трапповых интрузий на петрогенетические серии.

Некоторые, весьма справедливые замечания относительно современных классификаций траппов суммированы Ю. С. Краковским, А. М. Стуловым и Л. И. Шахотько [94]. Эти авторы, по-видимому, правильно ограничивают число возрастных трапповых комплексов, не подтвержденных детальной аналитической и физиографической характеристикой. Можно с ними согласиться, что за реперный геологический момент, относительно которого следует рассчитывать время образования трапповых интрузий, целесообразно принимать период массового излияния эффузивных траппов. С учетом этого в притунгусской части Сибирской платформы предлагается выделить следующие этапы интрузивного траппообразования: 1) долавоый этап, включающий многократные и слабо дифференцированные интрузии; 2) лавовый этап — недифференцированные и слабо дифференцированные интрузии катангского комплекса; 3) первый послелавовый этап — интрузии кузьмовского комплекса (с явной железистой тенденцией); 4) второй послелавовый этап — недифференцированные и слабо дифференцированные интрузии.

В настоящее время имеются материалы, которые свидетельствуют о том, что содержание в магме летучих компонентов определяет ее энергетическую и механическую активность. Так, С. И. Набоко [144], проводившая наблюдения за распределением остаточной воды в продуктах извержения Ключевской Сопки, указывает, что интенсивность извержения и его механизм находятся в прямой зависимости от содержания воды в магме. Содержание остаточной воды (в вес. %) в различных фациальных разновидностях пород Эльбрусского вулкана, по Ю. П. Масуренкову, изменяется следующим образом, вес. %:

интрузии — 0,3 (53 анализа), лавы — 0,9 (30 анализов), ингим-
бриты — 1,8 (13 анализов).

Все эти данные показывают, что способность к излиянию или внедрению магм в значительной мере определяется давлением, связанным с содержанием летучих компонентов. Поэтому чем более насыщена ими основная магма, тем более она активна и способна к перемещению. Следовательно, пассивный характер интрузивной трапповой магмы определяется относительно низким содержанием в ней воды, и эта магма, будучи не в состоянии преодолеть давление нагрузки вышележащих пород, застывает, не достигая поверхности. По-видимому, этой причиной обусловлено внедрение интрузий в завершающие стадии магматических циклов.

Несмотря на то что в пределах районов развития пород трапповой формации выделяются разнообразные возрастные интрузивные комплексы, главный объем интрузивной фации приурочен к краевым частям синклинозных структур платформ. Интрузии подразделяются на два основных типа: недифференцированные и дифференцированные. Первый тип интрузий сложен преимущественно оливиновыми долеритами и габбро-долеритами. Однако иногда их состав соответствует субщелочным разновидностям — титан-авгитовым или пикритоподобным долеритам. Кроме того, анализируя состав отдельных представителей недифференцированных интрузивных тел, можно найти породы, подобные эффузивной фации траппов, и представить их в виде естественного ряда: трахидолерит — толентовый и кварцевый долерит — пойкилоофитовый долерит — троктолитовый долерит — микродолерит.

В указанном ряду пород на фоне в целом более низкого содержания воды в долеритах (по сравнению с базальтами) происходит закономерное уменьшение его. Необходимо отметить, что на трудности отличия недифференцированных силлов от покровов для полнокристаллических разновидностей неоднократно указывали многие исследователи. Степень упорядоченности плагиоклаза в интрузиях ($\sim 0,6$) почти не отличается от степени упорядоченности плагиоклаза базальтов ($\sim 0,5$). По-видимому, содержание летучих компонентов в покровах и интрузиях траппов оказывает примерно такое же влияние на кристаллизацию, как и глубина формирования. Несомненно, однако, что недифференцированные интрузии генетически связаны с эффузивными траппами и образование обоих типов магм регулируется сходными процессами. Интрузии дифференцированных траппов являются сложными, часто рудоносными магматическими комплексами.

В 1958 г. Н. Н. Урванцев [213] высказал предположение о генетическом единстве пикритовых базальтов и рудоносных дифференцированных интрузий норильского типа. Дальнейшее развитие этого представления нашло отражение в схемах маг-

матизма различных авторов, и в настоящее время считается доказанным, что дифференцированные интрузии Норильского, Талнахского и других узлов, заканчивая первый этап траппового магматизма (поздняя пермь — ранний триас), ассоциируются с пикритовыми базальтами.

М. К. Ивановым [64] разработана гипотеза о том, что дифференцированные интрузии рудных районов являются корневыми структурами полигенных субвулканов. В их развитии выделяются две главные фазы. В первую фазу внедрялась никеленосная ультраосновная магма, сформировавшая пикритовые габбро-долериты; во вторую — безрудная основная магма, соответствующая оливиновым габбро-долеритам. М. К. Иванов [64] и Т. К. Иванова [65] подчеркивают генетическую связь рудоносных пикритовых габбро-долеритов дифференцированных интрузий и их безрудных эффузивных аналогов — пикритовых базальтов. Это доказывается пространственной совмещенностью тех и других типов пород. Стратиграфическое положение интрузивных пикритовых габбро-долеритов всегда ниже пикритовых базальтов. Установлены переходы интрузивных пикритов в эффузивные на месторождении Норильск II. Количественно-минералогический состав указанных разновидностей также очень сходен, однако имеются различия в составе некоторых минералов. Так, содержание силикатного никеля в моноклиновых и ромбических пироксенах пикритовых базальтов (0,05 и 0,1% соответственно) вдвое больше такового в пикритовых габбро-долеритах (0,025 и 0,05%).

Таким образом, формирование пикритовых эффузивных пород в вулканических постройках служило своеобразным «барьером» для менее богатых водой порций магмы, кристаллизовавшихся в подводящем канале. Однако химический потенциал серы в интрузивных пикритах был выше, чем в эффузивных, и это могло способствовать проявлению ликвационно-магматического этапа кристаллизации и формированию сульфидного оруденения. М. К. Иванов [64] предполагает, что при этом осуществлялась миграция капель сульфидного расплава в верхние горизонты интрузий (в подводящие каналы вулканов). Трудно представить правдоподобность этого процесса, если считать, что в подводящих каналах существуют незначительные градиенты температур и давлений. Более вероятно широкое проявление несмешиваемости сульфидной и силикатной фракций магмы в глубоких магматических очагах, расположенных ниже магмоподводящих каналов. Смысл этого замечания станет еще понятней, если учесть, что лишь большое гидростатическое давление, испытываемое магмой на глубине, способствует поднятию очень тяжелой сульфидной фракции в апикальные части интрузий, в места вывода вулканических построек.

КИМБЕРЛИТЫ

Около ста лет назад при описании алмазоносной трубки в Южной Африке породы, представляющие собой эруптивную брекчию, были впервые названы «кимберлитами». Сильная измененность их и противоречивость структурно-текстурных признаков, имеющих черты глубинных и эффузивных пород, до сих пор затрудняют классификацию и разграничение кимберлитовых и близких к ним по составу пикритовых порфиритов. В противоположность стандартным петрографическим группам пород, разделение которых производится по главным химико-минералогическим параметрам, отличаются кимберлиты от родственных им образований на основании второстепенных, но важных минералов — алмаза и пироба.

В советской литературе большое значение в разработке вопросов геологической позиции, петрографо-геохимической характеристики и физико-химических условий формирования кимберлитов имеют работы В. А. Милашева [133—137], который так сформулировал определение термина «кимберлит»: «это группа порфировидных ультраосновных, часто обогащенных алюминием и щелочами пород, сложенных вкрапленниками оливина, а также флогопита, ильменита, аксессуарными зернами пироба, хромдиоксида, энстатита и алмаза, заключенными в основной массе, содержащей микролиты мелилита, монтичеллита, клинопироксена (?), а иногда, вероятно, и в голостекловатой основной массе. В большинстве случаев породы сильно изменены и основная масса целиком замещена вторичными минералами».

По химическому и минералогическому составу, а также геологическому положению в областях платформенного магматизма кимберлиты очень близки к формации щелочно-ультраосновных пород и особенно к их дайковой, субвулканической пикритовой фации (см. гл. VII). Очевидно, единственным достаточно надежным критерием для отличия кимберлитов от указанных пород является присутствие в них пироба и алмаза. Последние определяют субфациальную характеристику кимберлитовых пород. Кимберлиты алмазной субфации характеризуются не только высоким содержанием алмаза и обязательным присутствием пироба, но и преобладанием бесслюдяных разновидностей. Геологической формой проявления таких кимберлитовых тел являются трубки. Кимберлиты пиробовой субфации представлены слюдяными разновидностями. Им свойственно более высокое содержание железа, титана, алюминия и калия. По типу строения тел кимберлиты этой субфации равным образом представлены трубчатыми телами и дайками.

Количественный состав минералов в кимберлитах подвержен колебаниям. В. А. Милашев приводит следующие соотношения порфировых выделений (%): форстерит 20—50, флогопит 0,5—10, ильменит 5, пироб 1, иногда омфацито-диоксид 1, энстатит 1

и нередко алмаз $4 \cdot 10^{-5}$. Основная масса может быть представлена микролитами мелилита (до 30%) или монтичеллита (до 60%). Микролиты мелилита погружены в агрегат слюдисто-карбонатного вещества, тогда как монтичеллитовые микролиты заполняют все пространство основной массы. Предполагается, что в ряде случаев слюдисто-карбонатный материал замещает витрофировую основную массу.

Химические составы некоторых разновидностей кимберлитов приведены в табл. 31. Характерной особенностью кимберлитовых тел является наличие желваков (нодулей) полнокристаллических пород, которые могут быть разделены на три группы: 1) дуниты и дуниты с гранатом и пироксеном; 2) гардбургиты, лерцолиты и их гранатовые разновидности; 3) пироксениты — энстатиты, вебстериты, диопсидиты и гранатовые разновидности. Встречаются метасоматически измененные нодулы (см. ниже).

Таблица 31

Химический состав (вес. %) кимберлитов и родственных включений в них

Оксиды и элементы	Кимберлиты						Включения	
	По А. П. Бобривичу и В. С. Соболеву				Трубка «Дебирс» (6)	Трубка «Тейб-патсо» (1)	Гранатовый перидотит	Гранатовый пироксенит
SiO ₂	33,21	27,69	28,43	34,73	35,35	36,58	43,11	48,70
TiO ₂	1,46	1,99	1,47	1,62	0,94	2,67	0,03	0,31
Al ₂ O ₃	3,54	3,24	3,42	2,88	3,57	7,15	2,34	10,20
Fe ₂ O ₃	3,40	8,59	6,71	6,10	5,36	6,69	0,43	1,05
FeO	2,76	1,93	2,00	3,13	3,72	4,99	0,67	7,61
Cr ₂ O ₃	0,10	0,12	0,11	—	Не опр.		0,19	0,27
NiO	Не опр.	0,08	0,16	—	—	—	—	—
MnO	0,09	0,27	0,14	—	Не опр.	0,34	0,07	0,15
MgO	26,73	25,73	27,40	1,41	29,50	22,50	44,63*	22,98*
CaO	9,95	11,03	10,72	5,79	6,16	6,05	1,62	7,53
Na ₂ O	0,27	0,21	0,43	0,33	0,30	0,28	—	—
K ₂ O	0,36	0,10	0,20	1,17	0,78	0,47	0,14	0,22
H ₂ O	4,10	1,74	0,90	—	8,66	11,82	0,38	0,40
П.п.п.	12,73	8,76	11,80	9,20	—	—	—	—
Прочие	—	—	—	—	—	—	0,39	0,58
CO ₂	Не опр.	8,55	5,86	—	2,34	—	Не опр.	
F	—	0,11	0,19	—	—	—	—	—
S	0,87	0,05	0,11	—	—	—	Не опр.	
BaO	Не опр.	0,02	0,13	—	—	—	Не опр.	
P ₂ O ₅	0,49	0,14	0,25	3,64	1,14	0,38	—	

Сумма 100,06 100,38 100,44 100,00 99,42 99,96 100,00 100,00

Примечание. В скобках указано количество анализов.

* Включая NiO.

Геологические формы залегания кимберлитов и кимберлитоподобных пород неоднородны: они наблюдаются в виде трубок взрыва (диатремы), даек и силлов. Трубки взрыва, как показывают эксплуатационные работы, с глубиной переходят в дайковые тела очень небольшой мощности. Обычно диатремы сложены брекчиевидными (эксплозионными) породами и лишь в редких случаях имеют массивный облик. Падение диатрем субвертикальное с наклоном стенок внутрь тела, так что сечение трубки с глубиной уменьшается. Переход диатремы в дайку осуществляется на незначительных глубинах (до 1000 м для ряда южноафриканских тел). Форма диатрем в плане разнообразная: от округлой до причудливой, амебоподобной и неправильной. Однако имеется тенденция к линейной форме ряда тел, размещение которых контролируется тектоническими нарушениями.

Многие трубки взрыва сложены несколькими генерациями кимберлитовых пород, наиболее древними из них являются тuffобрекчии и эруптивные брекчии; позднее внедряются массивные кимберлиты. Различия в палеомагнитных характеристиках указанных типов пород позволили В. А. Милашеву [137] высказать предположение о значительных (0,25—10 млн. лет) интервалах времени, разделяющих периоды их формирования.

Дайковая серия кимберлитов подразделяется на возрастные и генетические типы: а) дайки, служившие подводными каналами для трубок взрыва; это доказывается тем, что вверх по разрезу массивные типы пород, слагающие дайки, сменяются эксплозионной фацией; иногда в дайках встречаются утолщения, выполненные эруптивной брекчией кимберлитов; б) дайки, внедрившиеся в эксплозионные кимберлитовые породы и в зоны их экзоконтакта; в) дайки, не связанные с трубками взрыва и обособленные территориально.

Силлы являются наименее распространенным типом кимберлитовых тел. Обычно они имеют небольшую мощность и неоднородное строение. В них наблюдаются признаки псевдостратификации и многократных внедрений расплава.

Вопросы генезиса Проблемы образования кимберлитов **пород кимберлитовой** и их связи с магматизмом платформ являются очень сложными. В настоящее **формации** время наметилось единство взглядов о пространственной и генетической сопряженности проявлений кимберлитового магматизма и щелочно-ультраосновных комплексов в интрузивной и субвулканической фациях. Петрохимическая близость тех и других образований при различных путях эволюции первичных магм отмечалась уже давно. В. А. Милашевым подчеркнута наличие зональности проявлений магматизма в пределах платформ и сделана попытка увязать эту зональность с условиями геотектонического режима. Этот автор

указывает, что начало кимберлитового магматизма приурочено к завершающим этапам продолжительного воздымания платформ. В центральной части структур воздымания образуются породы кимберлитовой формации (фации по В. А. Милашеву), которые разделяются по ареалам своего распространения на алмазную (расположенную в центре) и пироповую (расположенную на периферии области) субфации. На окраинных участках областей воздымания формируются комагматичные кимберлитами порфиоровые ультраосновные породы пикритовой фации. Последние связаны с рифтообразованием или крупными разрывными тектоническими нарушениями.

По В. А. Милашеву, эта зональность является отражением эволюции существовавших в мантии конвективных движений, осуществлявшихся в течение 250 млн. лет. Этот автор указывает, что зональное строение областей платформенного ультраосновного магматизма обусловлено адвективным подъемом грибоподобного вещества мантии к основанию литосферы и его тангенциальным растеканием. Таким образом, в центральных частях такой структуры существуют максимальные значения температуры и давления, убывающие к ее периферии. Согласно В. А. Милашеву, ликвидусные температуры и давления для субфации алмазных кимберлитов составляют: $t=800^{\circ}\text{C}$ и $p=45\,000$ кгс/см²; для субфации пироповых кимберлитов $t=1500^{\circ}\text{C}$ и $p=20\,000$ кгс/см²; для пикритовых магм $p < 20\,000$ кгс/см². Для понимания генезиса кимберлитов большое значение имеют вопросы происхождения содержащихся в них нодулей, которые одними исследователями рассматриваются как раннемагматические кумулаты, а другими — как реликты мантийного вещества.

По В. А. Милашеву, после возникновения кимберлитовых магм их дальнейшее продвижение и эволюция регулировались процессом зонной плавки. В этом процессе магма изменяла свой состав, осаждая неодинаковые кумулаты для различных фаций и субфаций. Главными кумулатами кимберлитов алмазной субфации являлись гранатовые перидотиты, а для периферических кимберлитовых тел — гранатовые перидотиты и кристаллизующиеся несколько позднее гранатовые пироксениты. Кумулатами пикритовой фации щелочно-ультраосновных пород служат шпинелевые перидотиты, отличающиеся от гранатовых перидотитов повышенным содержанием полуторных окислов в пироксенах, а также магния и титана в шпинелидах.

Химические анализы кимберлитовых пород приведены в табл. 31; в ней же представлены средние составы гранатовых перидотитов и пироксенитов из кимберлитов. С генетической точки зрения, если считать гранатовые перидотиты и пироксениты ранними магматическими кумулатами, кажется странным, что в процессе зонной плавки начальные продукты кристаллизации более обогащены кремнеземом, чем исходный материал.

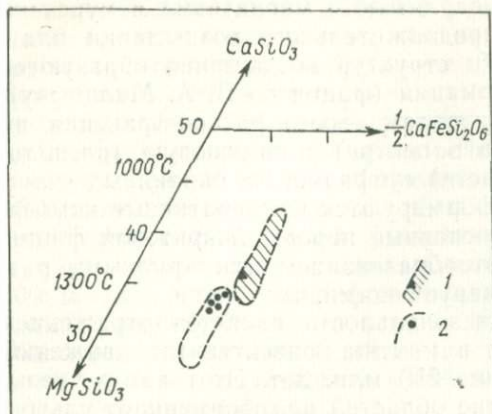


Рис. 48. Состав (мол. %) диопсидовых нодулей из кимберлитов [255] в сростаниях с ильменитом (1) и без ильменита (2).

Контуры — Лесото. Кружки и треугольники — Ангола.

В последнее время более определенно установлено, что по крайней мере мегакристаллы или отдельные включения граната, пироксена, ильменита и оливина в кимберлитах, отличающиеся по составу от таких сложных сочетаний, как гранатовые лерцолиты и гранатовые пироксениты, являются продуктами кристаллизации магматических расплавов в зоне низких скоростей. Ф. Р. Бойдом и П. Никсоном [255], а позже Ф. Р. Бойдом и Р. В. Дачином [256] было показано, что в трубках провинции Лесото и Анголы диопсиды в виде ксенокристаллов, а также в сростаниях с ильменитом имеют различный состав основных компонентов (рис. 48). Первые имеют более низкие содержания Cr_2O_3 (0,4—0,6 вес. %), высокие концентрации TiO_2 (0,4—0,5 вес. %) и высокие температуры равновесия — около 1300°C . Диопсиды из диопсид-ильменитовых сростаний имеют более низкие температуры равновесия (около 1200°C) и обогащены хромом в нодулях гранатовых лерцолитов. Существуют различия в составах граната и ильменита. Ильменит в диопсид-ильменитовых сростаниях обогащен железом и беден магнием.

Важно отметить, что несмотря на очень большие (2250 км) расстояния, разделяющие трубки Анголы и провинции Лесото, химический состав мегакристаллов в них остается одинаковым, что свидетельствует об их магматическом происхождении.

Таким образом, точные аналитические исследования поддерживают предположения о том, что часть включений (нодулей) ксенокристаллов представляет собой ранние интрателлурические образования магмы очень глубоких горизонтов мантии (около 200 км).

В то же время имеются данные, которые свидетельствуют в пользу существования нодулей — реликтов мантийного вещества. К ним относятся новейшие материалы, проливающие свет на состав и способ образования некоторых неглавных минеральных фаз в ультраосновных включениях кимберлитовых трубок и тем самым на физико-химическую обстановку в верхней мантии и геохимические особенности среды.

Так, Б. Харт и И. Гюрней [274] получили данные о природе образования флогопита, ильменита, рутила и сульфидов в гранатовых перидотитах и пироксенитах из нодулей в трубке Матсоку в Лесото. Одна группа этих минералов была названа «первично-метасоматической» на основании структурных признаков, которые свидетельствуют о равновесии указанных минералов с первичными минералами пород — оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, ранним флогопитом и ильменитом. Другая группа тех же минералов была названа «поздней вторичной». Она ассоциируется с келифитом и серпентином.

На рис. 49 показан состав первично-метасоматического флогопита, который перекрывает составы слюды из мегакристаллов кимберлитов и расположен рядом с составами раннего флогопита из перидотитовых нодулей других месторождений. Вторичный флогопит, окружающий зерна граната в ксенолитах, имеет

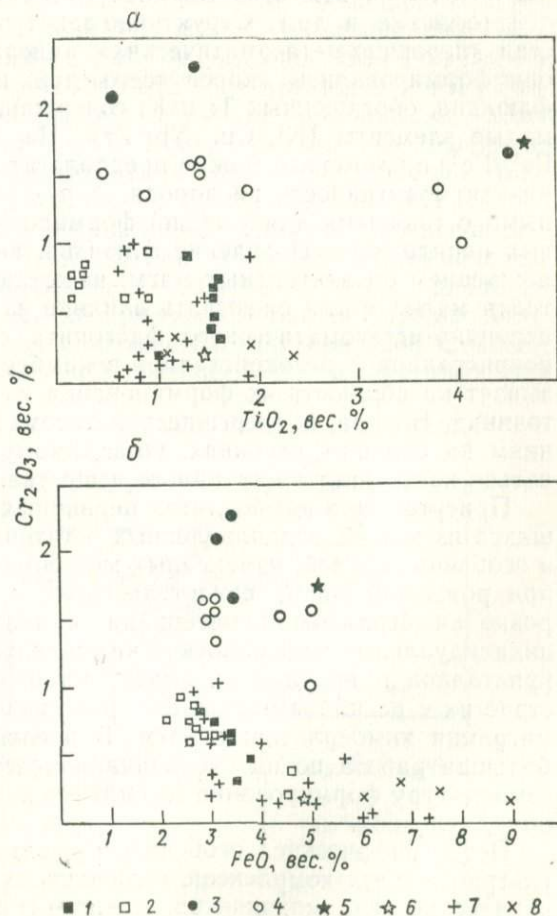


Рис. 49. Соотношения Sr_2O_3 и TiO_2 (а), Sr_2O_3 и FeO (б) из флогопита кимберлитов Матсоку и других районов [274].

Флогопит: 1 — первично-метасоматический, 2 — первичный из перидотитов, 3 — поздний вторичный, окружающий гранат, 4 — вторичный, 5 — темный из ксенолитов в кимберлитах, 6 — из ксенокристаллов в кимберлите, 7 — мегакристаллов (ксенокристаллов) в кимберлите, 8 — в нодулях.

более высокое содержание Cr_2O_3 и низкое SiO_2 , MgO , K_2O , но более высокое Al_2O_3 и Na_2O . Первично-метасоматический ильменит богат MgO и беден Fe_2O_3 по сравнению с ильменитом, находящимся в сростаниях с клинопироксеном, и самостоятельными зернами ильменита, в нем меньше Fe_2O_3 и больше Cr_2O_3 . Рутил этого типа также имеет высокое содержание Cr_2O_3 , ZrO_2 и Nb_2O_5 .

Показательным оказалось сравнение составов оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната из нодулей вне зоны первично-метасоматической минерализации и в пределах таких зон. По химическому составу эти первичные минералы очень близки друг другу, несмотря на присутствие или отсутствие метасоматических образований.

Все эти данные свидетельствуют о том, что «первично-метасоматические» минералы не могли образоваться за счет перераспределения вещества главных силикатных минералов нодулей (оливина и др.). Структурно-текстурные отношения и состав «первично-метасоматических» минералов показывают, что они формировались, скорее всего, при инфильтрации водных флюидов, обогащенных Ti и K , содержащих S , возможно, Fe и малые элементы (Ni , Cu , Nb , Zr). На основании отношений $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в ильмените можно предполагать, что во флюиде была низкая фугитивность кислорода, а p — t -параметры были сходными с таковыми для условий формирования нодулей гранатовых перидотитов. Появление флюидов, вероятно, связано с зарождением базальтоидных магм; не исключено, что и кимберлитовая магма могла оказывать влияние на эти нодули. Сходство первично-метасоматического флогопита с флогопитом из ксенокристаллов и мегакристаллов в кимберлитах, возможно, указывает на общность их формирования из пневматолитового источника. Нодули, подвергшиеся метасоматическим преобразованиям на больших глубинах, по-видимому, могут интерпретироваться как реликты мантийного вещества.

Присутствие в кимберлитах первичных кристаллов, выделившихся из магмы, недоплавленных остаточных продуктов мантии и особенно нодулей, измененных метасоматическими процессами при рождении магм, свидетельствует о быстрой транспортировке кимберлитового материала к поверхности. Сохранение индивидуальных минералогических и геохимических черт ксенокристаллов и нодулей указывает на ограниченное взаимодействие их с расплавами, что еще раз свидетельствует о быстрой миграции кимберлитовых магм. В последние годы проделана большая работа по оценке влияния углекислоты на состав и температуру формирования магматических расплавов при больших давлениях.

Петрографические особенности плутонических щелочно-ультраосновных комплексов, включающих карбонатиты, субвулканические тела мончикитов, мелилититов, нефелинитов, среди

которых находятся дайки карбонатитов, а также пород кимберлитовых формаций свидетельствуют об особой роли углекислоты в стадию эволюции и кристаллизации соответствующих расплавов. Исследование Д. Х. Эгглером [264] перидотит-карбонатных отношений в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ проливает свет на особенности процесса магмогенерации кимберлитовых расплавов. В этой системе решающее значение имеет плоскость $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{CO}_2$, позволяющая оценить температуры формирования расплавов и их состав. На рис. 50 показаны фазовые отношения в системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ в присутствии CO_2 (>20 вес. %) при давлении 30 000 кгс/см². Ассоциация субсолидуса в этой системе представлены тремя парагенезисами: 1) диопсид (Di)+энстатит (En)+доломит (Dol)+ $\text{CO}_2(V)$; 2) энстатит+доломит+магнезит (Mag)+V; 3) форстерит (Fo)+энстатит+доломит+V.

Диаграмма имеет две точки плавления. Ассоциация $\text{Di}+\text{En}+\text{Dol}+V$ переходит при $1125\pm 20^\circ\text{C}$ в ассоциацию $\text{Di}+\text{En}+\text{L}+V$ и $\text{En}+\text{Dol}+\text{L}+V$. Ассоциация $\text{En}+\text{Fo}+\text{Dol}+V$ плавится при температуре $1245\pm 15^\circ\text{C}$ и переходит в $\text{En}+\text{Fo}+\text{L}+V$. Эта последняя реакция означает исчезновение доломита и появление форстерита. Таким образом, на основании кривых рис. 50 интервал плавления трех силикатных фаз форстерита, энстатита и диопсида составляет около 300°C , при этом отмечается очень небольшое поле энстатита, но расширенное поле форстерита. Д. Х. Эгглер построил изотермические проекции системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ при давлении 30 000 кгс/см². Они здесь не приводятся, однако нужно заметить, что расплавы в равновесии с $\text{En}+\text{Fo}$ при 1260°C имеют очень низкое содержание SiO_2 (менее 37%). Кроме того, для

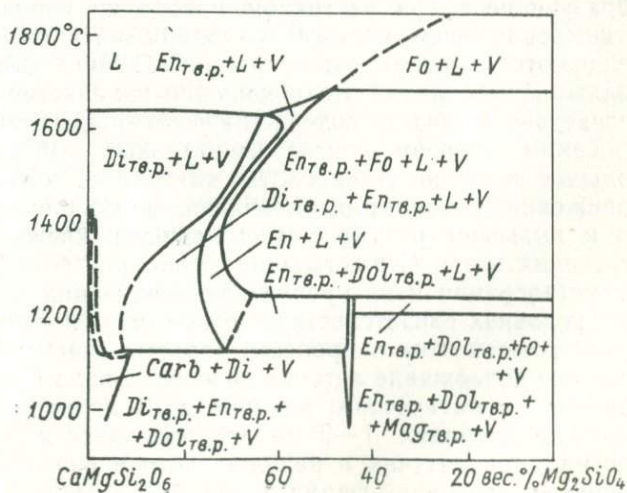


Рис. 50. Фазовые отношения [264] в системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ при давлении 30 000 кгс/см² в присутствии избытка CO_2 (>20 вес. %).

составов перидотитов ($Fo_{75}-En_{15}-Di_{10}$) в насыщенной параами системе при температурах на $5-20^{\circ}C$ выше солидуса будет создаваться около 4% расплава. При отсутствии паров плавление будет еще менее интенсивным. Следствием этого является богатство расплавов несовместимыми элементами.

При высоких давлениях субсолидусная ассоциация перидотитов содержит доломит и магнетит. Карбонаты формируются при различных реакциях исчезновения диопсида и оливина; давление, при котором это осуществляется, зависит от общего состава (включая содержание CO_2 и H_2O) и температуры. В мантийных условиях CO_2 не находится в свободной фазе, но реагирует с силикатными минералами, и, вероятно, ее нахождение в минералах-включениях обусловлено процессами, происходящими в более верхних горизонтах. По-видимому, значительным содержанием CO_2 в тех глубинных горизонтах, где образуются алмазы, объясняется редкое нахождение клинопироксенов в перидотитовых включениях, поскольку в этих условиях может проходить реакция $Di + Fo + V = En + Dol$, а доломит плавится, образуя кимберлитовую жидкость. В то же время содержание CO_2 недостаточно для реакции с оливином и формирования $En + Mag$. Действительно, оливины являются частыми включениями в алмазах.

Эксперименты не захватывают область давлений, при которых образуются кимберлитовые магмы; вместе с тем они демонстрируют, что перидотитовая ассоциация, включающая карбонат, плавится при температурах более низких, чем сухой перидотит ($1245^{\circ}C$ при давлении $30\,000\text{ кгс/см}^2$ вместо $1660^{\circ}C$ и выше). Присутствие воды еще более понижает температуры плавления, однако оно создает и более богатые SiO_2 , чем кимберлитовые, расплавы. В данных экспериментах расплавы, образующиеся при частичном плавлении перидотитов, близки к кимберлитовым магмам по содержанию SiO_2 , но несколько отличаются высоким отношением CaO/MgO . Возможно, в природных кимберлитах это отношение изменяется в пользу MgO вследствие высокого содержания остаточных мантийных фаз.

Таким образом, экспериментальные работы показывают большое значение углекислоты, которая не только способствует понижению температуры плавления кимберлитовых расплавов, но и вызывает резкую недосыщенность кремнеземом соответствующих магм. Существование флюидов, богатых CO_2 , в зоне магмогенерации и на уровне кристаллизации в приповерхностных условиях свидетельствует о том, что система не теряла летучих компонентов в процессе подъема магмы к поверхности. Высокое содержание летучих способствовало быстрой транспортировке магматического материала. В приповерхностных условиях, на глубинах $1-2\text{ км}$ от поверхности, осуществлялась дистилляция летучих в расплаве, что и способствовало проявлению взрывчатой фации пород.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ

РАССЛОЕННЫЕ ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ

В настоящее время известно, что расслоенные интрузивные комплексы входят в различные по своему геологическому положению формации и могут иметь сходные или сильно различающиеся наборы петрографических типов пород. Например, в габбро-диабазовой формации ранней стадии геосинклинального развития «псевдостратификация» развивается по такому же плану, что и в интрузивных телах средней (инверсионной) стадии орогенных зон. С другой стороны, в областях активизации расслоенность проявляется в различных сериях пород: габброидно-анортозитовой, ультращелочной и др.

В данном разделе описываются ультраосновные и основные ассоциации горных пород, развитые в составе крупных интрузивных масс в пределах активизированных областей. Плутоны этого типа характеризуются огромным площадным распространением (до 30 000 км²) и в ряде случаев имеют форму лополитоподобных или, вернее, конусообразных трещинных интрузий, для которых применяется специальное название «абиссолит». К такому типу принадлежит интрузивное тело в районе Великой долины разломов в Восточной Африке. Плутоны меньшего размера имеют форму цилиндрических, штокоподобных тел; при этом нередко имеются доказательства приуроченности поверхностных вулканических построек к интрузивам (Рамский массив в Шотландии, Норильский плутон в СССР).

Наряду с различиями в форме и размерах существуют разные способы образования расслоенных плутонов. Одни из них, подобно Скергаардскому, кристал-

лизуются изолированно от подводящих магматических каналов и представляют собой «закрытую систему», окруженную краевой зоной закалки. В других, как, например, в Рамском массиве в Шотландии, камера интрузии, по-видимому, могла перемещаться в процессе кристаллизации порций расплава.

Одной из больших петрологических проблем, решаемой при изучении крупных плутонов основного состава, является освещение деталей процессов, приводящих к разнообразию пород, формирующихся из расплавов, одновременно заполнивших магматическую камеру. Полевые и химико-минералогические исследования доказывают, что весь комплекс пород представляет собой продукт медленной фракционной кристаллизации магмы. Таким образом, псевдостратифицированные интрузии представляют собой модель тех процессов, которые, возможно, в еще большем масштабе протекают в глубинных горизонтах Земли. Более того, как правильно указывает Р. Уэйджер, псевдостратифицированные интрузивные тела, в отличие от продуктов экспериментальной минералообразования, вскрывают такие природные процессы, которые невозможно установить в лаборатории. Например, в псевдостратифицированных комплексах впервые описаны эффекты конвекционного течения жидкости, признаки различного гидростатического и водного давления в магме на разных гипсометрических уровнях, явления миграции зон кристаллизации, а также трудно реализуемый в опытах процесс кристаллизации интерстиционной жидкости.

Скергаардский плутон. Расположен на восточном побережье Гренландии и относится к палеоген-неогеновому плутоническому комплексу, развитому вдоль побережья на расстоянии до 1000 км. Геологическое положение плутонических масс и более ранних, чем интрузии, палеоген-неогеновых базальтов контролируется крупной флексурой, формирование которой продолжалось и после становления Скергаардского плутона. В результате этого тело плутона, вскрываемое разрезом 3500 м, сильно деформировано. Однако реконструкция первичной формы контактной поверхности показывает, что он представлял собой перевернутый конус, ось которого была наклонена в южном направлении.

На рис. 51 и 52 показаны разрезы Скергаардского интрузива, причем в широтном разрезе влияние флексурных деформаций не проявляется. На разрезах выделяется боковая краевая группа пород (I), которая окаймляет интрузию со всех сторон. Непосредственно у контакта с вмещающими гнейсами эта группа представлена тонкозернистыми габбро мощностью около 4 м; далее от контакта она сложена аналогичными, но несколько более крупнозернистыми породами мощностью до 70 м. Верхняя краевая группа (IV), сохранившаяся лишь частично, представлена грубозернистым габбро, ферродиоритами и дериватами плутона — гранодиоритовыми пластовыми телами. К бо-

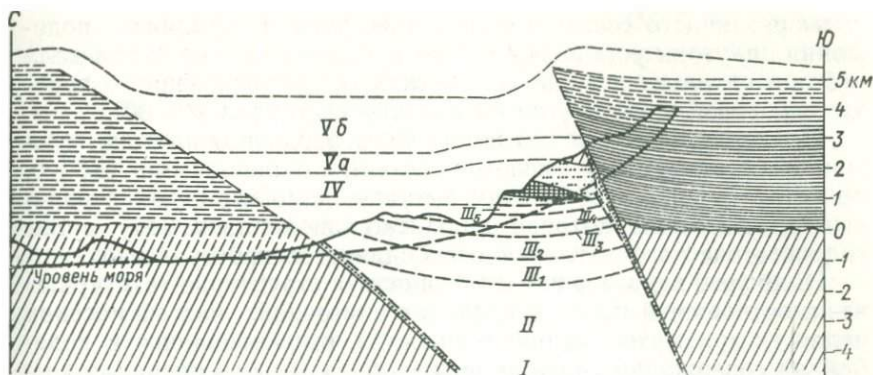


Рис. 51. Гипотетический меридиональный разрез Скергаардского интрузива до возникновения флексуры и позднейшего размыва [217].

Современное положение интрузива показано относительно уровня моря. Обозначения те же, что и на рис. 52.

I — боковая краевая группа; II — нескрытая расслоенная серия; III — расслоенная серия (III₁ — нижняя зона, III₂ — средняя зона, III₃, III₄, III₅ — верхняя зона); IV — верхняя краевая группа; Vа — гипотетические ранние породы; Vб — гипотетическая агломеративная шляпа из обломков базальтов и гнейсов.

г.

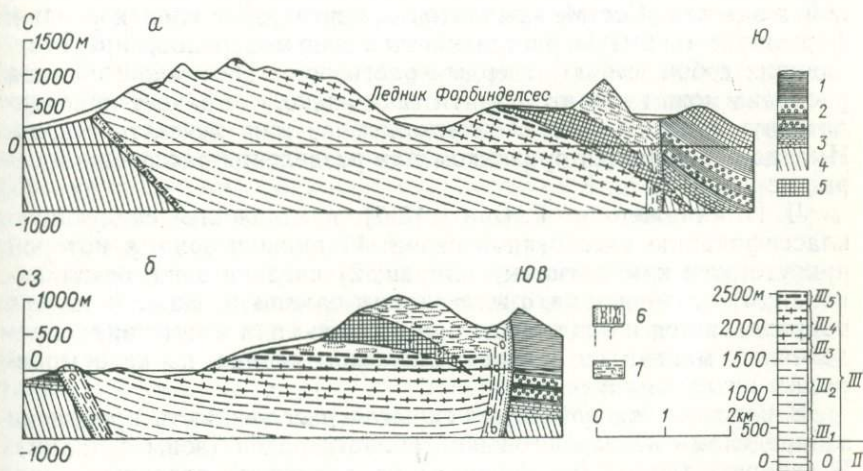


Рис. 52. Меридиональный (а) и субширотный (б) разрезы Скергаардского интрузива, на которых показано современное залегание пород, обусловленное флексурой [217].

1—5 — вмещающие породы: 1 — базальты, 2 — грубозернистые туфы, 3 — осадочная серия Кангердлугсуак, 4 — гнейсы, 5 — силлы Базистоппен и силлы во вмещающих базальтах; 6 — породы боковой краевой (I — на рис. 51) группы [точки — область покоя с габбро-пикритом (крестники)] и северного контакта (штриховка с кружками — полосчатые породы с ксенолитами); 7 — породы верхней краевой группы (IV — на рис. 51). II, III — см. подпись рис. 51.

ковой краевой зоне внутри массива примыкают полосчатые породы различного состава. При реконструкции первичного положения плутона установлено, что расслоенная серия залегала субгоризонтально и лишь в участках соприкосновения с породами боковой группы угол ее падения составлял 20—30°.

Приконтактовые фации пород Скергаардского плутона, сложенные однородными тонкозернистыми оливиновыми габбро, представляющими собой зону закалки, демонстрируют первичный состав магмы, которая одноактно заполнила камеру, путем гидростатического давления освободив себе пространство.

Наиболее характерной особенностью структурно-текстурных взаимоотношений пород в пределах внутренних частей массива является «ритмическая расслоенность», выражающаяся в колебаниях содержаний главных породообразующих минералов.

Формирование ее, по мнению большинства исследователей, связано с отложением кристаллов на дне магматической камеры. Большую роль при этом играют различия в плотности минералов; так, например, в подошве слоев происходит обогащение темноцветными, а в кровле — лейкократовыми минералами. Однородные кристаллы и ядерные части зональных кристаллов возникают из расплава большого объема при постоянных температуре и давлении и образуют кристаллический осадок. Внешние части зональных кристаллов формируются из интерстиционной жидкости. Состав кумулатов изменяется от слоя к слою и формирует «скрытую расслоенность» для минералов, представляющих собой серию твердых растворов. Изменение состава расплава может при этом пойти так далеко, что начнет кристаллизоваться новая кристаллическая фаза или исчезать старая. Именно это является признаком для разделения расслоенной серии пород.

Л. П. Уэйджер и Г. Браун [217] предложили следующую классификацию расслоенной серии: 1) нижняя зона, в которой присутствует кумулативный оливин; 2) средняя зона, безоливиновая; 3) верхняя зона, с железистым оливином. Каждая из них подразделяется на ряд подзон по наличию или отсутствию определенных минералов в кристаллическом осадке, но не в минералах интеркумулуса.

В породах боковой серии скрытая расслоенность проявлена за пределами непосредственной области покоя (зоны закалки). В верхней краевой группе пород расслоенность осложнена ксенолитами гнейсов; кроме того, здесь проявляется механизм остывания, приводящий к росту кристаллического материала вниз, навстречу расслоенной серии центра, что приводит к появлению комплекса пород промежуточной зоны, названной сандвичевым горизонтом.

Прежде чем осветить механизм образования Скергаардского плутона в целом, кратко рассмотрим взаимоотношения некоторых минералов и жидкости в процессе охлаждения. В низах

видимого разреза расслоенной серии III_1 (см. рис. 51) присутствуют две кумулатные фазы — плагиоклаз (№ 66) и оливин (Fe_{65}), слагающие породы от анхимономинеральных анортозитов до меланократовых габбро. В первых пространство между ядрами незонального плагиоклаза заполнено пойкилитовыми кристаллами авгита, к которому присоединяются несколько более поздние оливин и магнетит. К интеркумулатным образованиям принадлежат также кварц, щелочной полевой шпат и апатит. В меланократовых прослоях кумулатом является оливин, окруженный пойкилитовыми зернами плагиоклаза, авгита и магнетита. В однородных породах (оливиновые габбро) в качестве кумулатов присутствуют оливин и плагиоклаз одновременно. В породах серии III_1 на долю кумулатных минералов приходится 50 или 60%. Примокристаллы плагиоклаза (№ 66) и оливина (Fe_{65}) дорастали материалом погребенной жидкости; при дальнейшем понижении температуры и изменении состава погребенного расплава кристаллизовались пироксен и другие минералы.

Характерно, что последовательность кристаллизации минералов из интеркумулатной жидкости отвечает последовательности появления кумулатных минералов вверх по разрезу расслоенной серии (авгит, пижонит, магнетит, апатит). Таким образом, рост интеркумулатного материала вокруг кумулатов позволяет объяснить образование пород нижней зоны расслоенной серии. В более верхних горизонтах проявляются дополнительные усложнения механизма формирования пород. В них может осуществляться процесс дорастания кристаллов осадка материалом того же состава — адкумулатный рост. Иногда поровая жидкость механически выжимается из кристаллического осадка, образуя сингенетичные жилы мощностью от 5 до 30 см, секущие расслоенные породы. Неровности подошвы какой-либо камеры приводят к появлению оползневых текстур.

Все перечисленные особенности строения расслоенной серии свидетельствуют о непрерывном отложении минералов на дне магматической камеры. Состав образующихся различных минералов и одного минерального вида изменяется вверх по разрезу таким образом, что отражает уменьшение температур кристаллизации. Не только состав минералов, но и возникающие при этом структуры пород подтверждают определенную роль гравитационной, кристаллизационной дифференциации в процессе охлаждения магмы. Однако необходимо учитывать, что осаждение кристаллов на дне магматической камеры не означает их кристаллизацию только в этом месте. Скорее всего, кристаллизация начиналась в верхней части магматической камеры, т. е. там, где отдача тепла происходила наиболее интенсивно.

Отсюда следуют два вывода, освещающие механизм возникновения расслоенности. Кристаллы, возникающие в апикальной части интрузива, должны опускаться вниз, на дно магматиче-

ской камеры. Вместе с тем и жидкость в условиях температурного градиента может вовлекаться в конвекционную циркуляцию. Такие магматические течения в Скергаардском интрузиве подтверждаются при изучении корытообразной полосчатости. Этот вид полосчатости развит в пределах верхней части расслоенной серии. «Корытца» формируют вогнутые слои шириной от 10 до 40 м. Ориентировка осей таких структур направлена радиально к массиву. Эти структуры, по мнению Л. П. Уэйджера и Г. Брауна, фиксируют положение наиболее интенсивных потоков при их движении от стенок вдоль дна к центру магматической камеры. По-видимому, этот же механизм интенсивного течения магмы у дна магматической камеры объясняет случаи возникновения косої слоистости, а также факт увеличения размера кумулатных минералов в пределах одного прослоя от края интрузии к центру. В последнем случае происходит продолжительный рост минерала, находящегося во взвешенном состоянии.

Таким образом, после внедрения магмы в камеру Скергаардской интрузии в условиях покоя сформировалась боковая однородная группа пород. Расчеты показывают, что при мощности 70 м эти породы могли образоваться в течение 1500 лет. С целью объяснения особенностей формирования пород расслоенной серии и перемежающихся с ними однородных пород Л. П. Уэйджером и Г. Брауном для Скергаардского интрузива и Х. Х. Хесом [217, 275] для массива Стиллаутер предложено существование двух потоков. Первый возникает благодаря существованию под кровлей массива плотной, относительно охлажденной жидкости со взвешенными кристаллами. Некоторое время эта жидкость может удерживаться у поверхности, но затем гравитационная неустойчивость разрешается опусканием ее вниз с увеличением давления колонны магмы от поверхности ко дну магматической камеры. Этот процесс турбулентных движений может происходить многократно. Второй, медленный ламинарный поток магмы, в котором медленно осаждаются кристаллы, приводит к формированию однородных пород (рис. 53).

Установленная геологическими и петрографическими методами последовательность образования пород в Скергаардском плутоне позволяет оценить дифференциацию магмы посредством фракционирования твердых фаз и общий ход ее эволюции. На рис. 54 приведена диаграмма, которая отражает изменение состава исходной жидкости по совокупности составов, свойственных различным горизонтам плутона. Кривые показывают, что относительно магнезиальная магма на средних стадиях дифференциации сильно обогащается железом, а наиболее поздние гранофировые дифференциаты обогащаются натрием и калием. В минеральном составе высокая магнезиальность оливина и пироксена характеризует ранние стадии формирования пород. Появление кумулатного магнетита и исчезновение магнезиального оливина отражают эволюцию расплава и обогащение его желе-

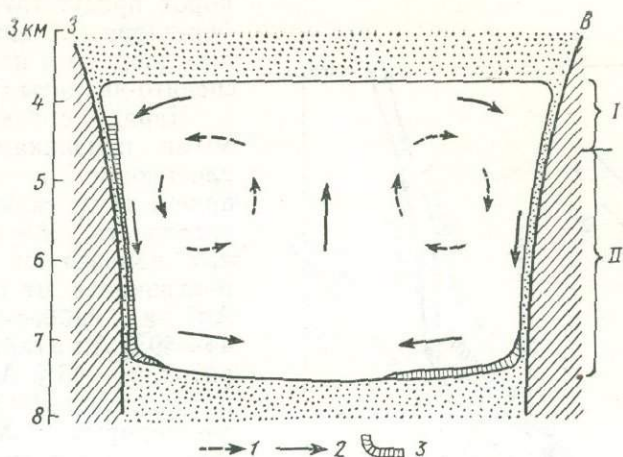


Рис. 53. Предполагаемый характер конвекционных потоков в камере Скергаардского массива в момент начала формирования вскрытой части расслоенной серии [217].

1 — слабое течение; 2 — постоянные медленные конвекционные потоки с максимальной скоростью около 2 м/день; 3 — прерывистые потоки плотного расплава, опускающиеся вдоль стенок с большой скоростью, иногда более 2000 м/день.

зом. Низкие содержания воды в исходной магме и низкое парциальное давление кислорода препятствуют раннему выделению магнетита и способствуют образованию ферродиоритов и незначительному развитию кислых дифференциатов (рис. 55).

Бураковский расслоенный плутон. В конце 60-х годов в Восточном Заонежье в процессе аэромагнитной съемки был обнаружен Бураковский массив площадью около 800 км². В плане этот плутон представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении тело, приуроченное к зоне разлома и, в свою очередь, разбитое на три блока: Бураковский, Центральный и Аганозерский. Результаты изучения плутона геофизическими методами и данные бурения показывают, что массив имеет конусообразную форму с глубиной залегания нижней границы 7—9 км. В Бураковском блоке нижние горизонты разреза представлены переслаивающимися перидотитами и пироксенитами (бронзититами); выше по разрезу пироксениты, сложенные авгитом, чередуются с габбро-норитами. Меланократовые слои имеют мощность до первых десятков метров. Общее падение пород направлено к центру интрузивного тела, причем несколько более пологие углы наблюдаются в юго-восточном контакте плутона.

Зона переслаивания ультраосновных и основных пород вверх по разрезу сменяется более однородной серией, включающей габбро, нориты, плагиоклазиты. В верхней части этого спектра

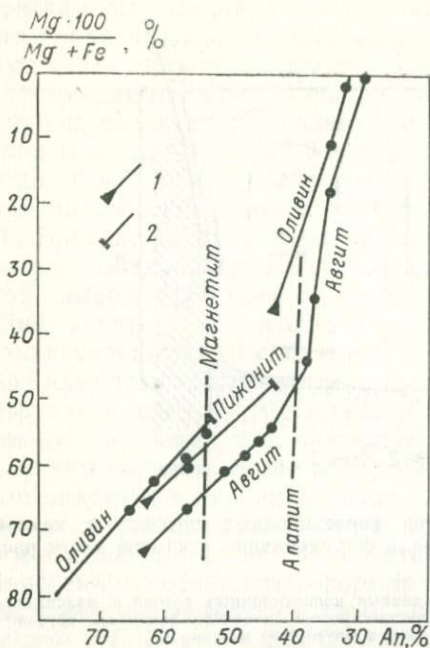


Рис. 54. Зависимость железистости меланократовых кумулатных фаз пород Скерваардского массива от состава сосуществующего кумулатного плагиоклаза [217].

Штриховые линии — моменты появления в породах кумулатных магнетита и апатита, закономерно связанные с разделением расплава. 1—2 — появление (1) и исчезновение (2) в разрезе кумулатной фазы.

преобладают породы верхней зоны, сложенной габбро-диоритами и пироксеновыми диоритами. Встречаются прослои диоритов, обогащенные титаномagnetитом (до 10%). Лишь на более глубоких горизонтах скважины подсекают зону переслаивания габбро-норитов и пироксенитов. Судя по этим данным, Центральный блок является наименее вскрытой частью интрузивного тела в целом. Аганозерский блок сложен породами ультраосновного и основного состава, и это дает основание считать, что вскрытыми в нем являются глубинные горизонты массива.

Таким образом, в Бураковском блоке вскрыт наиболее полный разрез плутона. Зона переслаивания перидотитов и пироксенитов может быть названа базальной. Следующая зона — зона переслаивания пироксенитов с габбро-норитами, содержащими бронзит, — является переходной к главной зоне, сложенной габбро-норитами. Габбро-диориты, пироксеновые диориты и сиенито-диориты образуют верхнюю зону. В Аганозерском блоке по преимуществу развиты породы переходной (критической)

пород присутствуют габбро-диориты, пироксеновые диориты и кварцевые сиенито-диориты (рис. 56).

Наряду с ясно видимыми признаками расчлененности в породах присутствует скрытая расчлененность, обусловленная изменением состава плагиоклаза от 60—50% Ап в габбро-норитах, 44—49% Ап в габбро-диоритах, 31—43% Ап в диоритах до 30% Ап в сиенито-диоритах. Характер темноцветных минералов также меняется. В габбро-норитах они представлены авгитом и гиперстеном; в верхних частях разреза преобладает гиперстен со структурами распада; появляются титаномagnetитовые прослои и зоны, обогащенные альбитом; одновременно вверх по разрезу увеличивается железистость пироксенов.

В Центральном блоке

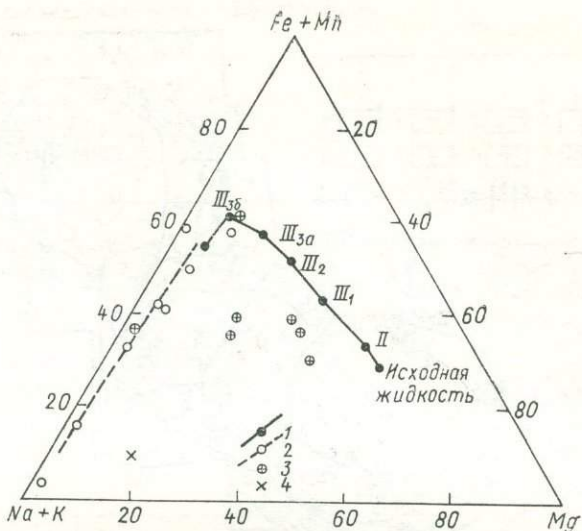


Рис. 55. Изменение состава (атом. %) остаточных магм Скергаардского массива и составы поздних дифференциатов — пород верхней краевой группы (см. рис. 51 и 52) и кислых гнейсов метаморфического комплекса [217].

Штриховая линия соответствует кривой эволюции конечных остаточных расплавов, дополняющей ранее вычисленную кривую изменения составов расплавов в период формирования расслоенной серии. 1 — составы жидкостей и кривая их изменения; 2 — составы поздних дифференциатов и кривая изменения составов конечных остаточных расплавов; 3 — породы верхней краевой группы; 4 — гнейсы. II — нескрытая расслоенная серия; III — расслоенная зона: III₁ — нижняя зона, III₂ — средняя зона, III_{3а}, III_{3б} — верхняя зона.

зоны, тогда как в Центральном блоке преобладают породы верхней зоны. В Бураковском массиве не обнаружены породы боковой закаленной группы и гранофиры.

В табл. 32 приведен химический состав различных пород Бураковского массива, а на рис. 57 — диаграмма числовых характеристик по А. Н. Заварицкому. Эти данные показывают, что основная тенденция в эволюции магмы массива, выражающаяся в уменьшении количества магнезии и в увеличении Na₂O, K₂O, суммы окислов железа, TiO₂ и P₂O₅ от начальных этапов кристаллизации к конечным, является одинаковой для Бураковского плутона и типичных расслоенных плутонов. Сходные тенденции в дифференциации магм расслоенных массивов устанавливаются и на вариационной диаграмме (рис. 58), иллюстрирующей повышение суммарного количества окислов железа при приблизительно постоянном содержании кремнезема в основных и средних дифференциатах.

Такое изменение соотношений указанных компонентов свидетельствует о кристаллизации при постоянстве общего состава магмы и низком парциальном давлении кислорода. Вместе с тем имеется характерное отличие Бураковского массива от Скер-

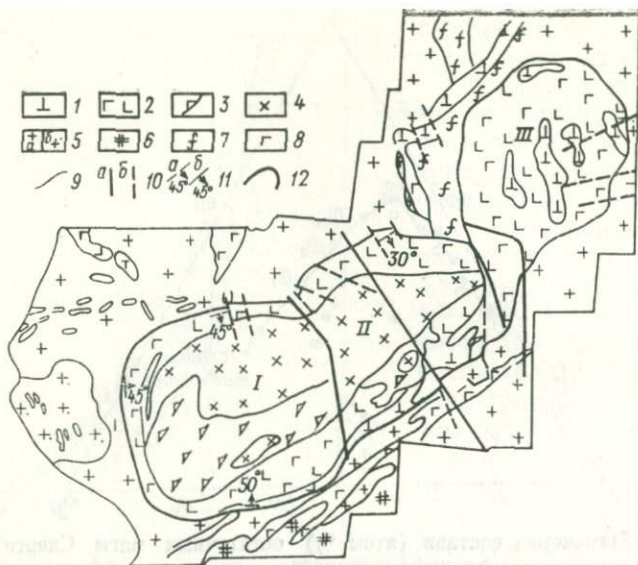


Рис. 56. Схематическая геологическая карта Бураковского массива без четвертичного покрова [172].

1 — пироксениты, оливиновые пироксениты, перидотиты; 2 — переслаивание пироксенитов с габбро-норитами; 3 — габбро-нориты; 4 — габбро-диориты, пироксеновые диориты и сениито-диориты; 5 — граниты крупно- и среднезернистые плагиоклазовые и плагиомикроклиновые (а), гранодиориты (б); 6 — микроклиновые граниты; 7 — плагиогнейсы, гнейсо-гранодиориты; 8 — габбро-диабазы; 9 — геологические границы; 10 — тектонические нарушения: а — первого порядка, б — второго порядка; 11 — элементы залегания: а — по геофизическим, б — по геологическим данным; 12 — граница массива. Тектонические блоки: I — Бураковский, II — Центральный, III — Аганозерский.

гаардской интрузии, заключающееся в более низком содержании окислов железа в средних и конечных дифференциатах этого массива. В связи с большим количеством окислов железа, находящихся в остаточных магмах Скергаардской интрузии, их концентрация в определенные этапы достигала критических величин и магнетит становился кумулатным минералом, слагавшим мономинеральные прослои в породах верхней зоны. В исходной магме Бураковского массива железа было недостаточно для формирования мономинеральных прослоев кумулатного титаномагнетита, и чаще всего он представлен интеркумулатной фазой.

При определении формационной принадлежности и возрастного положения Бураковского плутона необходимо учитывать его структурную позицию. Согласно геофизическим данным массив расположен в пределах широкой зоны субширотного простираения, характеризующейся переменными значениями гравитационного и магнитного полей, которые отражают блоковое строение фундамента с резкими вариациями мощностей земной

Химический состав различных дифференциатов
Бураковского массива (вес. %)

Оксиды	Перидотит базальной зоны (17)	Пироксенит базальной зоны (4)	Пироксенит переходной зоны (5)	Бронзитовое габбро (13)	Габбро-норит (11)	Габбро-диорит (5)	Пироксеновый диорит (4)	Сиенито-диорит (1)
SiO ₂	42,34	49,70	53,11	52,86	53,25	51,09	50,0	51,42
TiO ₂	0,14	0,12	0,32	0,45	0,35	0,95	1,79	2,82
Al ₂ O ₃	3,47	3,76	5,17	10,53	16,88	16,80	15,95	17,79
Fe ₂ O ₃	5,99	3,94	1,37	1,01	1,25	5,31	4,18	2,11
FeO	5,34	5,68	6,66	7,05	6,34	7,30	10,39	10,13
MnO	0,25	0,25	0,19	0,15	0,15	0,14	0,16	0,10
MgO	27,14	21,40	16,02	12,18	7,49	4,82	4,12	2,30
CaO	4,50	9,86	14,55	12,09	10,03	8,48	8,04	6,27
Na ₂ O	0,48	0,40	1,05	2,19	3,33	3,61	3,93	5,00
K ₂ O	0,28	0,21	0,25	0,42	0,35	0,40	0,62	1,05
П.п.п.	9,52	4,66	1,14	0,89	—	—	—	—
Сумма	99,45	99,98	99,85	99,82	99,43	98,91	99,18	99,60

Примечание. В скобках указано количество анализов.

коры и «гранитного слоя». Указанная зона в пределах Советского Союза прослеживается от Выборгского массива на западе через районы Северного Приладожья, Салминский и Улялегский массивы рапакиви, Онежское озеро до Бураковского массива. По мнению автора, магматические образования, развитые в западной части этой зоны, особенно сложные интрузии Велимякская и Кааламская, по набору пород и стилю магматической эволюции близки к Бураковской интрузии.

Наиболее родственные черты петрографии и характера титаномагнетитового оруденения отмечаются для Велимякского и Бураковского массивов. Кроме того, обращает на себя внимание тот факт, что в комплексах рапакиви, расположенных в той же структурной зоне, установлены начальные ряды дифференциации, идентичные набору пород Бураковской интрузии. Так, комплекс норитов, габбро-норитов, лабрадоритов и мангеритов Салминского массива подобен породам средних и верхних частей Бураковского плутона. Все вышесказанное подтверждает предположение А. А. Полканова о специфичном характере магматизма южной части Балтийского щита и конкретизирует ряды пород, возникающих при дифференциации основных магм (см. гл. VIII). Приуроченность Бураковского массива к единой с гранитами рапакиви структурной зоне в совокупности с вышеприведенными особенностями строения и типа дифференциации исходной магмы этих массивов и Бураковского плутона позво-

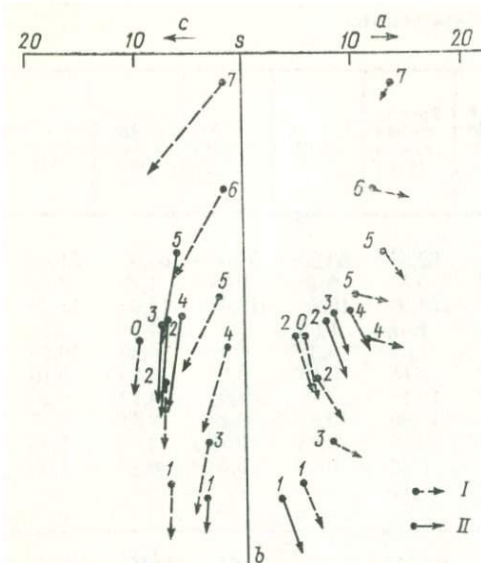


Рис. 57. Диаграмма числовых характеристик химических анализов пород расслоенных интрузий [172, 217].

I — породы Скергаардского интрузива: 0 — закаленное краевое габбро, горизонты, по А. П. Уэйджеру и Г. Брауну; 1 — нижняя зона, 2 — средняя зона, 3 — верхняя зона, 4 — ферродиорит сэндвичевого горизонта, 5 — меланогранофиры, 6 — переходный гранофир, 7 — кислый гранофир; *II* — породы Бураковского массива: 1 — бронзитовое габбро, 2 — габбро-нориты, 3 — габбро-диориты, 4 — пироксеновые диориты, 5 — сие- нито-диориты.

онные течения расплавов не проявлялись. Для объяснения повторяемости ритмов и изменения состава пород внутри каждого из них этим исследователем был привлечен следующий механизм. Начальный кумулатный слой образуется в результате кристаллизации расплава на дне магматической камеры. Выделение скрытой теплоты кристаллизации при формировании этого слоя обуславливает местное повышение температуры и прекращение выделения минералов. При этом над кумулатными образованиями возникает придонный слой магмы, характеризующейся более высокой температурой и отсутствием кристаллических фаз. Этот относительно легкий слой и выше расположенный тяжелый слой магмы вовлекались в конвекционное перемещение. После установления термического и гравитационного равновесия вновь наступал период кристаллизации. В результате выборочной кристаллизации и обмена расплавом в течение многих циклов состав магмы постепенно, но ощутимо изменялся, что приводило к исчезновению одних минералов (оливина и хромита) и появ-

ляют предполагать, что становление последнего связано с ютнийским тектоно-магматическим этапом активизации на Балтийском щите.

Изучение ряда других расслоенных плутонов, таких, как Стиллутер, Златогорский, Булkinский, привело исследователей к выводу, что наряду с явлениями гравитационной кристаллизационной дифференциации и конвективными движениями важным моментом в формировании повторяющихся наборов пород является направленный характер кристаллизации от подошвы к кровле массива. Это представление было сформулировано Е. Д. Джексоном [279], который пришел к выводу, что в массиве Стиллутер в той части магматической камеры, в которой отлагались мегаритмы ультраосновных пород, конвекци-

лению других (бронзита или бронзита и плагиоклаза).

Близкую концепцию предложили Д. М. Орлов [154] и Е. В. Шарков [229]. Д. М. Орловым, кроме того, также высказано предположение о том, что образование чашеподобной и воронкообразной форм псевдостратифицированных интрузий обусловлено не только процессом кристаллизации, идущим от подошвы массива к его кровле, но и сопутствующим процессом усадки, т. е. уменьшением объема вещества при переходе расплава в кристаллические фазы. Размер усадки составляет от 7 до 16% первоначального объема интрузии.

В настоящее время наметилась тенденция выделять в составе «псевдостратифицированных» основных и ультраосновных серий две группы интрузий, различающиеся по типам проявленной в них дифференциации. В одной из них, названной «бушвелдской», псевдостратификация заключается в образовании серий пород от перидотитов и пироксенитов в нижних частях тел через троктолиты и оливиновые нориты к норитам и габбро-норитам в верхних горизонтах. В этом типе интрузий снизу вверх достаточно заметно понижается основность плагиоклаза, однако железистость темноцветных минералов повышается незначительно. В крайних продуктах дифференциации этих плутонов могут появляться гранитоидные породы.

Во втором, «скергаардском», типе железистость темноцветных минералов резко растет вверх по разрезу, а в средних и верхних его частях появляется титаномagnetит. Следует, однако, заметить, что есть предположения, согласно которым не вскрытая часть разреза Скергаардского массива имеет в своем составе именно ту недостающую серию ультраосновных пород, которую можно видеть в массиве Бушвелд. Уже давно подмечено и подтверждено последними работами, что глубина эрозионного среза интрузивных тел является важнейшим фактором, определяющим особенности состава и рудоносность массивов расслоенного типа. При небольшом эрозионном срезе в составе массивов преобладают относительно лейкократовые представители основных пород; в глубоко вскрытых сечениях развиты преимущественно ультраосновные их разновидности.

Однако, по-видимому, не только величина эрозионного среза определяет состав пород и их набор в пределах «псевдостратифицированных» интрузий. Важную роль играет глубина становления плутонов. На ряде примеров было показано, что большая

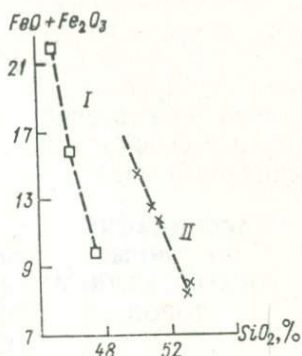


Рис. 58. Вариационная диаграмма составов пород ряда дифференциации для интрузии Скергаард (I) и Бураковского массива (II) [172, 217].

глубина формирования интрузивных тел способствует более полному проявлению процессов дифференциации *in situ*; последние ведут к появлению широкого спектра пород в пределах каждой фазы внедрения. Одновременно глубинным плутонам свойственно многофазное строение, обусловленное, вероятно, их непосредственной связью с областью питания и глубинной дифференциацией магмы.

АССОЦИАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ БОГАТЫХ КАЛИЕМ ПОРОД

Богатые калием щелочные породы, известные в интрузивной и эффузивной фациях, установлены главным образом в пределах континентов. В Советском Союзе эти породы выделены автором в состав самостоятельных формаций, развитых на северной окраине Алдана, в Забайкалье, на северо-западных отрогах Таласского хребта в Средней Азии, в Северном Казахстане, в центральной части Сарыкольского хребта на Памире и в других районах. За рубежом богатые калием эффузивные породы распространены в Италии, в Уганде и в Западной Австралии. В Соединенных Штатах калиевые эффузивные породы и ассоциирующиеся с ними субвулканические интрузивные породы развиты вдоль восточной границы Скалистых гор.

Краткая геолого- петрографическая характеристика отдельных комплексов

Комплекс богатых калием щелочных пород в центральной части Сарыкольского хребта на Памире выделен и описан Э. А. Дмитриевым [51]. Расположение комплекса контролируется главным образом глубинным разломом, разделяющим Центральную и Юго-Восточную зоны Памира, и оперяющими его нарушениями. Щелочные изверженные породы являются наиболее молодыми магматическими образованиями, относящимися к неогену. Интрузивные тела образуют две полосы, одна из которых совпадает с региональным разломом северо-западного простирания, другая имеет субширотное направление.

Наиболее крупным интрузивным телом является многофазный Верхнедункельдыкский массив. В первый этап его формирования была образована серия пород от псевдолейцитовых сиенитов до фергуситов и бороланитов. Вероятно, даже в первый этап становления массива магматические порции внедрялись неоднократно. Об этом свидетельствуют взаимоотношения между псевдолейцитовыми сиенитами и фергуситами. Последние интродировали как до образования псевдолейцитовых сиенитов, так и после них. Все породы первой фазы формирования имеют сходный состав и содержат псевдолейцит, диопсид-авгитовый пироксен, меланит. Псевдолейцитовые сиениты, кроме того, имеют в своем составе калиевый полевой шпат. Бороланиты отличаются от фергуситов большим содержанием меланита. Во

всех породах присутствуют вторичные минералы: кальцит, флогопит, флюорит, барит.

Во вторую стадию были сформированы щелочные сиениты, которые в виде жилоподобных, линзовидных тел окаймляют породы первой фазы. Эти породы нередко имеют трахитоидную текстуру и неравномернозернистую структуру. Их главным минералом является калиевый полевой шпат с пониженным углом оптических осей, который может быть отнесен к аноклазу. Наряду с ним имеется пироксен — диопсид, переходящий в краевых частях в эгириновую разновидность. В породах присутствуют меланит и мелкие зерна кварца. В краевых частях щелочные сиениты переходят в сиенит-порфиры.

В третью стадию Верхнедункельдыкского массива были сформированы мелкие тела и дайки граносиенит-порфиров, а также маломощные жилы (2—5 м) взрывных туфобрекчий трахиллипаритового состава. Особенно интересны последние породы. Обломки в них представлены граносиенит-порфирами и кристаллами калиевого полевого шпата и кварца. Встречены также обломки кварц-серицитовых и углисто-кварцевых сланцев. К северо-западу от Верхнедункельдыкского массива расположены другие тела щелочных пород, имеющие, как подчеркивает Э. А. Дмитриев, вид штоков, трубок и даек. В их строении принимают участие эруптивные брекчии и кластолавы, также сформированные в несколько этапов.

С рассматриваемым интрузивным комплексом ассоциируется пояс даек щелочных пород субширотного простирания, имеющий секущее расположение по отношению ко всем структурам района. Наиболее древние дайки представлены основными по составу породами — эссекситами и камптонитами.

В целом Э. А. Дмитриев устанавливает такую последовательность формирования щелочных пород: 1) эссекситы и камптониты, 2) санидин-пироксеновые сиенит-порфиры, 3) фергуситы, бороланиты, псевдолейцитовые сиениты, 4) щелочные сиениты, 5) граносиенит-порфиры.

В ряде дайкоподобных тел этого щелочного комплекса, главным образом в фергуситах, установлено присутствие ксенолитов кварцитов, сланцев, гранитов, а также эклогитов, гранат-магнетитовых пород и гранат-пироксеновых гнейсов. Последние высокометаморфизованные образования нигде не встречены на территории Восточного Памира.

В пределах северной окраины Алданского щита широко развиты мезозойские интрузивные щелочные породы, представленные псевдолейцитовыми порфирами, шонкинитами, щелочными сиенитами, их эффузивными и дайковыми аналогами. Они полно охарактеризованы и получили интересную генетическую интерпретацию в работах Ю. А. Билибина [14, 15]. В последнее время делаются попытки доказать тесную связь алданских щелочных интрузий с гранитным магматизмом и объяснить генезис щелоч-

ных пород взаимодействием гранитной магмы с карбонатными образованиями [139].

Одним из наиболее ярких примеров рассматриваемой формации является Мурунский массив щелочных пород, расположенный на северной окраине Чарской глыбы в западной периклинали Алданского щита. По-видимому, щелочные интрузивные и субвулканические тела приурочены здесь к флексуроподобному перегибу между Алданским щитом и Сибирской платформой. Тектоническими структурами, благоприятными для размещения магматических образований, являются диагональные разломы северо-западного и северо-восточного простирания, а для пластовых тел — пологие структуры на контактах древних кристаллических толщ с осадочными породами платформенного чехла.

Мурунский массив, площадью около 180 км², по данным Т. В. Билибиной и др. [168], имеет позднеюрский — раннемеловой возраст. Он характеризуется сложным строением, что связано с широко проявленными процессами дифференциации и со смещением по разлому восточной и западной его частей друг относительно друга. В целом форма массива близка к лакколиту. В нижних его частях, чаще по периферии контура интрузивного тела, развиты шонкиниты, которые вверх по разрезу переходят в нефелиновые сиениты; последние в свою очередь постепенно сменяются пуласкитами. В апикальных частях массива (в западном блоке) на контакте с силикатными вмещающими породами развиты нордмаркиты (табл. 33). В восточном блоке Мурунского массива, вблизи от контакта с известняками, отмечаются эпилейцитовые сиениты.

Эффузивно-пирокластические породы и субвулканические пластовые тела по составу являются полными аналогами серии интрузивных магматических образований. Однако между членами субвулканических пород установлены интрузивные взаимоотношения. Они демонстрируют следующий порядок внедрения этих тел: шонкинит-порфир, псевдолейцитовый фонолитовый порфир, фонолитовый порфир, щелочной трахит (табл. 34). Наконец, наиболее молодой по возрасту группой пород является дайковая серия. В ее пределах последовательность образования пород выражена следующим рядом: калиевая минетта, псевдолейцитовый тингуаит, сельвсбергит и гродудит.

Таким образом, установленный в пределах Мурунского массива ряд пород с постепенными переходами от шонкинитов до нордмаркитов аналогичен рядам, которые образуются в вулканогенной и дайковой фациях, ассоциирующихся с этим массивом (рис. 59).

Щелочные эффузивные и интрузивные породы позднепалеозойского возраста в Срединном Тянь-Шане приурочены к Арысь-Угамской глыбово-складчатой зоне, которая является опущенной по отношению к Боролдай-Джебаглинской и Чаткальской приподнятым зонам [155, 156].

Таблица 33

Химический состав пород (вес. %) Мурунской интрузии [168]

Оксиды	Шонкинит	Псевдолейцитовый сиенит	Нефелиновый сиенит	Пуласкит	Нордмаркит
SiO ₂	54,60	53,02	55,49	56,56	65,18
TiO ₂	0,72	1,21	0,45	1,11	0,32
Al ₂ O ₃	10,97	10,72	15,87	13,39	15,22
Fe ₂ O ₃	6,01	9,21	5,55	6,91	2,55
FeO	5,64	3,05	1,61	2,75	0,99
MnO	0,27	0,19	0,13	0,23	0,03
MgO	3,40	2,43	1,0	1,19	0,97
CaO	4,07	5,34	2,21	4,17	1,54
Na ₂ O	1,71	4,22	1,70	2,22	3,08
K ₂ O	10,22	10,14	14,48	10,18	8,32
H ₂ O	0,20	0,28	0,28	0,13	0,04
Варо	0,68	0,20	—	—	—
П.п.п.	0,45	1,30	1,09	0,77	0,69
Сумма	99,54	100,68	99,86	99,61	99,13

Таблица 34

Химический состав (вес. %) эффузивной серии района Мурунской интрузии [168]

Оксиды	Шонкинит-порфир	Псевдолейцитовый порфир	Фонолитовый порфир	Щелочной трахит
SiO ₂	53,40	56,45	62,86	64,27
TiO ₂	0,73	0,88	0,25	0,15
Al ₂ O ₃	12,35	16,93	17,26	18,49
Fe ₂ O ₃	6,39	5,65	3,37	1,95
FeO	1,77	2,58	0,70	0,70
MnO	0,12	0,16	0,10	0,06
MgO	6,38	1,12	0,51	0,27
CaO	7,24	0,93	0,61	0,78
Na ₂ O	1,74	0,54	7,45	5,61
K ₂ O	7,63	12,04	5,67	7,82
H ₂ O	0,22	0,56	0,27	0,40
П.п.п.	0,82	0,92	0,90	0,80
—	—	—	—	—
Сумма	99,22	99,06	99,75	101,20

В пределах Арысь-Угамской зоны наиболее широко распространены карбонатные породы нижнего карбона, менее развиты терригенные нижнепалеозойские образования. Относительно мелкими структурными единицами являются внутренние наложенные впадины, формирование которых связано с развитием

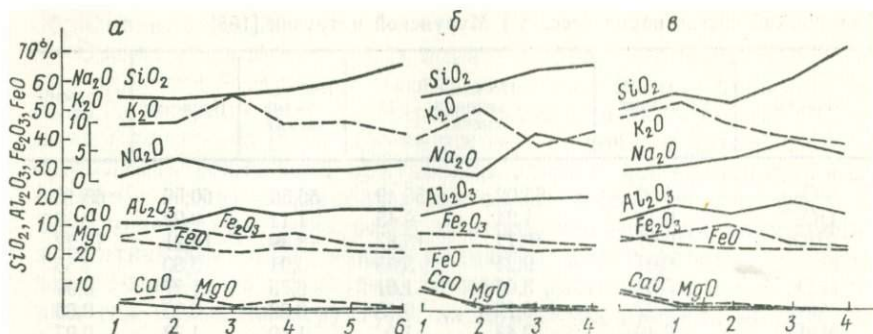


Рис. 59. Вариационная диаграмма составов интрузивной (а), эффузивной (б) и дайковой (в) серий Мурунского массива.

Интрузивная: 1 — шонкинит, 2 — меланократовый псевдолейцитовый сиенит, 3 — лейкократовый псевдолейцитовый сиенит, 4 — нефелиновый сиенит, 5 — пуласкит, 6 — нордмаркит; *эффузивная:* 1 — шонкинит-порфир, 2 — псевдолейцитовый фonoлитовый порфир, 3 — фonoлитовый порфир, 4 — щелочной трахит; *дайковая:* 1 — псевдолейцитовый тингуант, 2 — тингуант, 3 — сельсбергит, 4 — гродунит.

субмеридиональных или субширотных разломов. Эти впадины сложены пермскими терригенными осадками молассового типа и вулканитами наземного характера. В Каржантау-Кураминской впадине среди пермских вулканических образований преобладают андезито-дациты, и лишь в бассейне р. Бадам установлена толща щелочных эффузивов трахиандезитового состава, среди которых встречаются гипабиссальные тела фonoлитов. В Мошатской впадине вулканогенные породы представлены щелочными базальтоидами и трахиандезитами.

Т. В. Молчанова [139] выделяет эффузивы Мошатской впадины в даубабинскую свиту. Этим исследователем свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю, сложенную тефрито-базальтовыми порфиритами и того же состава лавовыми брекчиями, и верхнюю, состоящую из грубообломочных лавовых брекчий эпилейцитовых тефритовых порфиритов с прослоями лейцитов. В поле развития даубабинской свиты встречаются субвулканы, в которых наряду с перечисленными выше эффузивами встречаются и трахиандезитовые порфириты. М. П. Орлова [155] выделяет в пределах этой же структуры дайковый пояс, представленный (в порядке возрастной последовательности) жильными базальтовыми порфиритами, монцонит-порфирами, камптонитами, биотитовыми мончикитами, авгитовыми сиенит-порфирами, сиенит-аплитами (рис. 60).

Тефрито-базальтовые порфириты даубабинской свиты, по описаниям Т. В. Молчановой, имеют порфирировую структуру; количество вкрапленников в них составляет 25—40% объема пород. Среди вкрапленников преобладает диопсид-авгит, титанавгит, вторым по распространенности является плагиоклаз, нередко зонального строения, Ядра плагиоклаза состоят из 50—

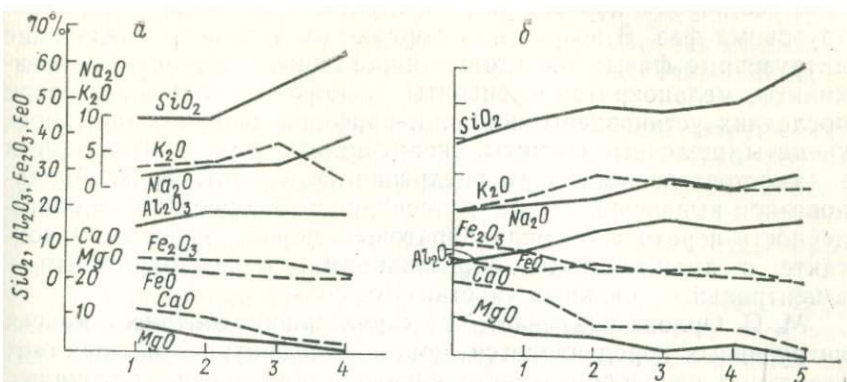


Рис. 60. Вариационная диаграмма составов эффузивной серии даурабинской толщи (а) и интрузивных пород (б) массива Ирису.

Эффузивная серия: 1 — тефрито-базальтовый порфирит, 2 — лейцитовый порфирит, 3 — андезито-трахитовый порфирит, 4 — сиенит-порфир; интрузивные породы: 1 — пироксенит, 2 — меланократовый шонкиннит, 3 — монзонит, 4 — меланократовый сиенит, 5 — сиенит.

52% Ап, периферические части — из 15—20% Ап. Встречаются вкрапленники оливина и биотита. В основной массе находится незначительное количество микролитов тех же минералов, что и во вкрапленниках. Порфириды иногда содержат миндалины, занимающие до 30% объема пород.

Лавовые брекчии тефрито-базальтовых порфиритов состоят из обломков порфиритов и цемента, значительно хуже раскристаллизованного, с большим количеством рудного минерала. В верхней подсвете в составе лавовых брекчий встречаются обломки лейцитовых порфиритов. Лейцит в них замещен анальцимом или серицитом и натролитом. В виде маломощных прослоев среди лавовых брекчий встречаются горизонты лейцититов. Лейцит слагает до 40% объема пород, образуя вкрапленники и микролиты; с ним ассоциируются авгит и биотит. Все эти минералы погружены в стекловатую основную массу.

Интрузивные богатые калием породы формируют несколько небольших штоков в восточной части Арьсь-Угамской зоны. Наиболее крупными из них являются массивы Каинды и Ирису. Массив Ирису изучался В. А. Николаевым [150], К. Н. Вендландом, М. П. Орловой [156] и Т. В. Молчановой [139]. В. А. Николаев рассматривал массив Ирису как шток с крутыми контактами и участками «с краевым огибанием вмещающих известняков». Более точное определение формы массива дано М. П. Орловой, которая относит его к диапир-плутонам.

К. Н. Вендланд выделил два генетических ряда в составе магматических пород массива Ирису: шонкинниты — пироксениты — нефелиновые сиениты — сиениты, образованные на месте становления массива, и дайковый ряд. М. П. Орлова [156] счи-

тает все породы первого ряда продуктами самостоятельных интрузивных фаз. В возрастном порядке ею выделены следующие интрузивные фазы: биотитовые пироксениты, монцониты, шонкиниты, меланократовые сиениты и дайковые породы. Среди последних установлены монцонит-порфиры, шонкинит-порфиры, сиениты, щелочные сиениты, сиенит-аплиты, также относящиеся к самостоятельным фазам внедрения (табл. 35). Т. В. Молчанова при выделении тех же разновидностей подчеркивает постепенность перехода от меланократовых пород, развитых в контакте с вмещающими образованиями, к лейкократовым — в центральных и южных участках массива.

М. П. Орлова указывает, что характерной особенностью всех интрузивных пород является постоянство оптических констант отдельных породообразующих минералов (пироксена, ортоклаза, амфибола), что может свидетельствовать о сингенетичном формировании пород.

Массив Каинды, детально изученный В. А. Николаевым [150], также представляет собой сложное интрузивное тело, в составе которого выделяются породы щелочноземельной (монцонитовой) и щелочной (шонкинитовой) серий. Серии названы по составу исходных магм. Первая из них включает пироксениты — габбро-монцониты — нормальные сиениты — кварцевые сиенит-порфиры. Вторая серия содержит биотитовые пироксениты — лейцитовые пироксениты — шонкиниты — шонкинитовые сиениты — фергуситы — щелочные сиениты, щелочные и нефелиновые пегматиты. Эти серии пород, таким образом, точно соответствуют двум сериям, установленным для массива Ирису.

Т а б л и ц а 35

Химический состав пород интрузии Ирису (вес. %)

Оксиды	Биотитовый пироксенит	Меланократовый шонкинит (3)	Шонкинит (7)	Монцонит (2)	Меланократовый сиенит (2)	Щелочноземельный сиенит (2)	Щелочной сиенит (2)
SiO ₂	39,85	45,54	50,01	49,54	51,88	61,89	58,37
TiO ₂	1,45	1,04	0,79	0,96	0,78	0,40	0,52
Al ₂ O ₃	6,45	8,92	15,00	19,17	16,49	18,68	18,95
Fe ₂ O ₃	11,63	9,29	4,25	4,59	5,13	1,81	2,82
FeO	6,86	4,12	5,59	4,15	3,15	1,68	1,63
MnO	0,31	0,23	0,19	0,21	0,18	0,03	0,94
MgO	10,32	7,66	5,41	2,03	4,13	1,03	1,35
CaO	20,80	18,25	9,44	9,01	8,65	3,00	4,09
BaO	0,10	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,60	1,41	2,37	4,80	3,45	6,25	2,87
K ₂ O	0,73	2,04	5,55	4,61	3,75	3,99	7,71
Сумма	99,10	98,50	98,60	99,07	97,59	98,76	99,25

Примечание. В скобках указано количество анализов.

Щелочные породы этого формационного типа возникают в условиях полной консолидации структур верхнего покровного яруса. Они могут быть приурочены

к региональным и долгоживущим тектоническим нарушениям, таким, как Таласо-Ферганский разлом, региональный разлом, разделяющий Центральный и Юго-Восточный Памир, система нарушений на границе Алданского щита и Сибирской платформы и др., т. е. к достаточно крупным разрывным элементам, нарушающим непроницаемость жестких структур.

Для формации характерно сочетание в одном регионе эффузивных, интрузивных и дайковых фаций пород. При этом там, где это можно установить, например в Алданском районе, эффузивная и дайковая фации появляются позже интрузивных тел. Сопоставление химических составов щелочных серий в различных районах показывает, что их начальными членами почти всегда являются резко мафические породы, недосыщенные кремнеземом, богатые кальцием и щелочами. Исключение составляют массивы Северо-Байкальской щелочной провинции, представленные высокодифференцированной лейкократовой серией пород.

Обычно начальные члены соответствуют тефритовым базальтовым порфирирам, эссекситам и шонкинит-порфирам (рис. 59, 60). Во всех фациях в ранних породах устанавливается преобладание K_2O над Na_2O , особенно в псевдолейцитовых и шонкинитовых разновидностях, и окисного железа над закисным.

Общей тенденцией в изменении химического состава серий является постепенное увеличение содержания кремнезема и уменьшение количества окиси кальция и феррических окислов. Заметно меньше других компонентов изменяется содержание глинозема: если исключить из рассмотрения наиболее меланократовые (возможно, аккумулятивные) члены серий, то количество глинозема окажется приблизительно равным в псевдолейцитовых и кварцсодержащих породах. В большинстве рядов установлено, что калий преобладает над натрием в начальные стадии формирования ряда; в породах заключительных этапов соотношение названных элементов обратное.

Для приблизительной оценки величины p_{O_2} в процессе дифференциации магматических расплавов были построены вариационные диаграммы для серий пород Мурунского массива (рис. 61). На оси ординат здесь отложены значения p_{O_2} , а на оси абсцисс — сопоставимая с ним величина SiO_2 . Диаграммы показывают, что на первых стадиях эволюции, до этапа формирования псевдолейцитовых пород, дифференциация происходила в условиях возрастания p_{O_2} от 10^{-9} до 10^{-7} кгс/см² с накоплением в породах окислов железа. На последующих стадиях p_{O_2} оставалось приблизительно постоянным и в остаточных продуктах накапливался кремнезем. Возрастание p_{O_2} на начальных

Вопросы генезиса богатых калием щелочных пород

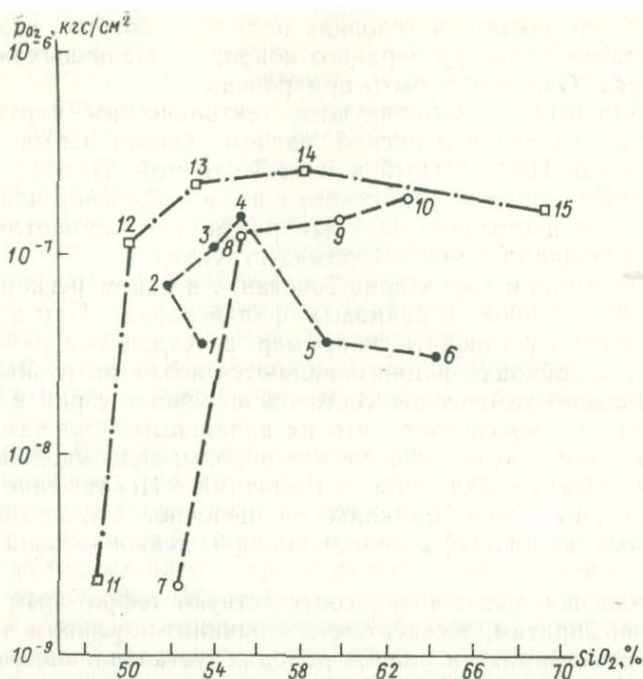


Рис. 61. Вариационная диаграмма интрузивной (1—6), эффузивной (7—10) и дайковой (11—15) серии Мурунского массива.

стадиях становления комплекса отражает этап кристаллизации оливина и пироксена; в дальнейшем кристаллизация магнетита препятствует накоплению кислорода в остаточных продуктах. Это изменение режима давления p_{O_2} наступает после стадии кристаллизации лейцита.

Несмотря на меланократовый характер начальных членов рядов, модальный оливин кристаллизуется в них чрезвычайно редко. Вкрапленники оливина установлены лишь в тефрито-базальтовых порфиритах даубабинской толщи. Главным темноцветным минералом пород является авгит, диопсид-авгит. Такой же тип кристаллизации темноцветных минералов установлен Ю. А. Билибиным [14, 15] при изучении Алданского щелочного комплекса. По-видимому, решающее значение при формировании темноцветных минералов имел режим щелочности, а также величина p_{O_2} . Д. С. Коржинский [84] на основании анализа направлений котектических линий в трехкомпонентных экспериментально изученных системах построил ряд относительной основности компонентов: $K_2O, NaO > Li_2O > CaO > MgO > FeO > Fe_2O_3, Al_2O_3 > SiO_2 > P_2O_5, V_2O_3$. Им определено, что повышение щелочности расплава, расширяя поля кристаллизации более ос-

новых минералов, сдвигает котектические линии и эвтектические точки в сторону менее основных минералов.

В соответствии с этим при высоком первичном содержании в магмах калиевой щелочной формации K_2O , CaO , MgO и окислов железа кристаллизация оливина весьма ограничена. Вместо него устойчивой фазой становится кальциево-магнезиальный пироксен, который ограничивает поля кристаллизации оливина в мафическом ряду, а также, вероятно, плагиоклаза и калиевого полевого шпата — в салическом ряду. Все это приводит к появлению пород типа шонкинитов, тефритов, эссекситов с высоким содержанием пироксенов. В свою очередь, следствием кристаллизации пироксенов (а не оливинов) является понижение концентрации в расплаве кремнезема; одновременно повышается содержание щелочей. Кроме того, эмпирически установлено, что парциальное давление кислорода в ходе этого процесса повышается (см. рис. 61). На втором этапе из расплава наряду с пироксеном начнут кристаллизоваться лейцит и магнетит. Эта стадия характеризуется образованием лейцитовых тефритовых порфиритов, фергуситов, псевдолейцитовых нефелиновых порфиритов.

Преобладающее большинство лейцитосодержащих пород является довольно мафическими типами. Следовательно, при нанесении их нормативных составов на диаграмму нефелин — кальсилит — кремнезем мы поступаем слишком произвольно, поскольку эти составы не соответствуют данному сечению более сложных природных систем. Для этих пород «термальный полевошпатовый барьер» не препятствует эволюции рассматриваемых комплексов от недосыщенных лейцит- и нефелинсодержащих разновидностей к насыщенным (пуласкиты, сиениты) и пересыщенным (нордмаркиты, граносиениты) породам. Богатые калием, недосыщенные кремнеземом магматические жидкости на конечных стадиях эволюции могут образовывать пересыщенные кремнеземом породы. Вероятно, низкие давления p_{H_2O} способствуют выделению лейцита, его сегрегации и обогащению остаточных расплавов кремнеземом. Этому еще более способствует последующая кристаллизация магнетита, создающая избыток кремнезема в жидкости.

Современные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что переход от недосыщенных кремнеземом лейцитовых пород к кварцсодержащим породам осуществляется независимо от проявления реакционных отношений между лейцитом и жидкостью. К. Е. Тилли [317] впервые обратил внимание на то обстоятельство, что значение инконгруэнтного плавления ортоклаза в образовании кварцсодержащих пород из недосыщенных жидкостей было переоценено Н. Л. Боуэном. Тот же вывод сделал ранее Ю. А. Билибин [14, 15] на основании эмпирических данных. Впоследствии Ф. Фудали [268] показал, что образова-

ние псевдолейцитита осуществляется главным образом в процессе субсолидусного обмена.

Таким образом, механизм фракционной кристаллизации щелочного базальтового расплава хорошо объясняет последовательность образования пород в описанных выше щелочных комплексах. В некоторых из них, богатых калием, наблюдаются породы, являющиеся продуктами различных стадий эволюции глубинных магматических очагов. Так, например, в Алданском районе установлен полный ряд пород от меланократовых шонкинитов до гранитов; в Чарском районе шонкинитовая стадия значительно редуцирована; в Северо-Байкальской провинции шонкиниты известны только в дайковой фации, а в составе крупных интрузий они отсутствуют. Вероятно, такие особенности состава комплексов являются отражением процессов кристаллизационно-гравитационной дифференциации глубинной магмы. Проявление в отдельных комплексах лишь лейкократовых членов серии позволяет предполагать, что комплементарные меланократовые породы находятся на большей глубине. Такой вывод подтверждается результатами изучения строения отдельных массивов. Нередко шонкиниты (или меланократовые сиениты) располагаются в основании лакколитоподобных тел (Мурун) или образуют породы краевой фации (Сынныр), а лейкократовые псевдолейцититовые сиениты, нефелиновые сиениты и пуласкиты развиты гипсометрически выше.

В пределах массивов особое положение занимают псевдолейцититовые сиениты. Они могут иметь черты аккумулятивного происхождения и концентрироваться в полосах и линзах, приуроченных к верхним горизонтам интрузивных тел (Сыннырский плутон). Наряду с этим они встречаются среди нефелиновых сиенитов Мурунского массива как приконтактовая фация на границе с карбонатными породами. По-видимому, в обоих случаях возникновению и сохранению лейцитсодержащих пород благоприятствует быстрое остывание в приконтактных участках интрузии.

Т. В. Молчанова [139], рассматривая вопрос о генезисе калиевых основных пород Срединного Тянь-Шаня и Центральноалданского района, утверждает, что щелочные породы образуются за счет гранитной родоначальной магмы при поступлении ее в участки развития карбонатных пород. Взаимодействие «кислой, богатой щелочами гранитной магмы с карбонатными породами происходит в магматическую стадию и сводится к инфильтрационно-диффузионному замещению вмещающей толщи с образованием *in situ* гибридного расплава высокой основности и щелочности» [139, с. 140].

Приведенные представления Т. В. Молчановой противоречат установленным различными исследователями интрузивным взаимоотношениям между породами, составляющими единые генетические ряды. Кроме того, предполагаемый ею механизм

возникновения щелочных пород — явление случайное с геологической точки зрения, поскольку гораздо чаще встречаются случаи, когда взаимодействие гранитов и карбонатных осадков не приводит к появлению щелочных пород. Представлениям Т. Н. Молчановой о генезисе щелочных пород противоречит также широкое их распространение в участках древних платформ и в океанических областях, где карбонатные образования отсутствуют. Сам по себе механизм взаимодействия эвтектоидной гранитной магмы с карбонатными породами вызывает много возражений с физико-химической точки зрения.

1. Р. Дж. Вилли и О. Ф. Таттл [326] показали экспериментально, что добавление даже незначительного количества CO_2 в полевошпатовый или гранитный расплав приводит к выделению из расплава воды и значительно повышает температуру его кристаллизации. Следовательно, магматическое замещение, растворение или любой другой механизм усвоения карбонатных пород гранитной магмой приводят к ее быстрой кристаллизации, до начала процесса десилификации.

2. Эти же исследователи [326] изучали влияние добавки силикатных минералов (альбита, ортоклаза, нефелина) к расплавам CaCO_3 и $\text{Ca}(\text{OH})_2$, а также добавки CaCO_3 и $\text{Ca}(\text{OH})_2$ к силикатным расплавам при высоких температурах и давлении 1000 кгс/см^2 . Они установили, что при добавке силикатов к карбонатным жидкостям температура расплава поднимается и меллит является устойчивой фазой.

При добавке значительных количеств богатого окисью кальция материала к полевошпатовой жидкости температуры плавления смеси значительно повышаются, что служит причиной быстрой кристаллизации такого расплава. Правда, было отмечено, что при отсутствии расплава в результате субсолидусных реакций в этой системе могут образовываться фельдшпатоиды (нефелин и даже кальсилит).

Таким образом, поглощение гранитной магмой карбонатных пород весьма ограничено; так же *ограниченно и образование фельдшпатоидных пород при реакции взаимодействия гранитной магмы (или пород) с карбонатными образованиями; и совершенно трудно допустимо предположение об образовании в результате такого процесса десилифицированного расплава, способного к перемещению и эволюции.* Эти аргументы находятся в полном соответствии с представлениями Ю. А. Билибина [15] о том, что «попытки произвести нефелиновые сиениты от гранитной магмы являются безнадежными».

Ю. А. Билибин, указывая на тесную ассоциацию щелочных пород калиевого ряда, предлагал выделять их в особую монзонит-шонкинит-фергуситовую формацию. Для алданского щелочного комплекса в составе этой формации им было намечено существование трех генетических групп, или трех рядов, дифференциации: лейцитового базальта (фергуситовый), ортоклазо-

вого базальта (шонкинитовый) и трахибазальта (монцитонитовый). По-видимому, в настоящее время можно с меньшей категоричностью настаивать на существовании самостоятельных магм, положивших начало развитию каждого ряда пород отдельно. Сейчас установлено, что ряд ортоклазового базальта имеет преимущественное развитие в интрузивной и гипабиссальной фациях пород и, таким образом, знаменует собой условия, при которых лейцитовая стадия кристаллизации полностью затупевана длительным остыванием или не проявлена вследствие большого давления воды.

Кроме того, конечными продуктами дифференциации являются не тингуаниты в лейцитовом ряду и не нефелиновые сиениты в ортоклазовом, как предполагал Ю. А. Билибин, а кварцсодержащие породы типа нордмаркитов, граносиенитов и грорудитов. Естественно предполагать, что процесс дифференциации на глубине и *in situ* может быть прекращен на различных стадиях, и это определит состав конечных продуктов дифференциации.

Трахибазальтовый ряд, действительно, является несколько обособленным. Этот ряд пород характеризуется меньшей щелочностью, широким развитием плагиоклаза, но конечные продукты дифференциации также соответствуют кварцевым сиенитам.

Ю. А. Билибин считал, что высокощелочная базальтовая магма может быть производной кальциево-щелочной («платобазальтовой») магмы. Обогащение щелочами и особенно калием происходит в периферических участках подкоровых или внутрикоровых камер вследствие градиента температур при длительном существовании калия в диссоциированном состоянии.

Приблизительно такие же выводы получены в последнее время различными исследователями на основании экспериментов и эмпирических данных. Экспериментами О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна [319] установлена большая летучесть SiO_2 в составе газовой фазы, а также «ортоклазового компонента» и в меньшей степени «альбитового». Правда, Н. Л. Боуэн и О. Ф. Таттл предполагали, что водяные пары переносят щелочи и алюминий в определенных стехиометрических отношениях, свойственных полевым шпатам.

Г. В. Мори и Дж. М. Хесселгессер [291] показали, что микроклин при температуре 500°C и давлении воды 2000 кгс/см^2 теряет K_2O и SiO_2 . Общеизвестно также, что ионы K^+ более крупные, чем ионы Na^+ , в водном окружении образуют гидратированные группы меньшего размера и это способствует более сильной миграции калия.

Исследованиями И. Л. Лейси [105], направленными на изучение структуры расплавов гранитного состава, установлено, что «полевошпатовые молекулы в нем не являются высокополимеризованными». Экспериментальными работами П. М. Ор-

вилля [302] относительно гидротермального ионного обмена щелочами в присутствии хлоридов доказано, что в случае термального градиента отношение Na^+ и K^+ в двумолярном растворе щелочных хлоридов и в равновесии с альбитом и калиевым полевым шпатом при общем давлении 2000 кгс/см^2 меняется следующим образом:

t°, C	$\text{K}/(\text{K} + \text{Na}), \text{ мол. \%}$
670	25,5
600	23,0
500	20,0
400	16,0

Это означает, что газовая фаза в равновесии с двумя полевыми шпатами становится беднее калием при понижении температуры. Вероятно, уменьшение концентрации калия в составе газовой фазы в охлажденных участках может происходить путем кристаллизации калиевого полевого шпата, а при существовании расплава — растворением K_2O в жидкости. Последнее может создавать богатые калием расплавы в периферических участках магматических камер или головных частях протяженных магматических очагов.

Следовательно, щелочные основные интрузивные и эффузивные образования могут быть продуктами магм, испытывающих собственно магматический (доскристаллизационный) тип дифференциации, как это и предполагал Ю. А. Билибин [15].

Ю. А. Кузнецов [98] в качестве общих признаков комплексов пород, входящих в «формацию центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами», отмечает структурно-морфологический тип плутонов (многократных, центральных по своему строению), сложность петрографического состава и широкое развитие процессов щелочного метасоматоза. Все эти свойства, по его мнению, обусловлены присутствием в очагах магмообразования огромного количества летучих компонентов, облегчающих плавление, метасоматоз и нарушение фазового равновесия в расплавах при приближении их к поверхности.

Щелочно-ультраосновные массивы являются вместилищем крупных месторождений ценнейшего и разнообразного минерального сырья. Но не только этим объясняется тот исключительный интерес, который вызывают они у геологов. Сложная геологическая история формирования, сочетание в составе комплекс-плутонов контрастных, резко специализированных и уникальных серий пород чрезвычайно усложнили решение генетических задач, которые нередко к тому же оказываются в русле кардинальных проблем петрологии.

КОМПЛЕКСНЫЕ МАССИВЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Главные особенности строения массивов хорошо известны. Они имеют изометричные очертания в плане и характеризуются зональностью концентрического типа, причем центральные части массивов обычно заняты породами гипербазитовой серии (оливиниты, верлиты, клинопироксениты), а внешние зоны — щелочными породами мельтейгит-ийолитового семейства. Промежуточное положение занимают мелилитовые породы, которые в ряде массивов отсутствуют, но в других, как показывают новейшие данные, имеют значительное развитие. Карбонатиты залегают в ядерных частях массивов или слагают кольцевые и обычные дайки в различных их зонах. По геологическим данным гипербазиты всегда оказываются наиболее ранними породами массивов, а карбонатиты поздними.

В Советском Союзе массивы рассматриваемой формации распространены на Кольском полуострове и в Северной Карелии, в Западной и Восточной Сибири. Наиболее детально изучены массивы Карело-Кольской и Маймечя-Котуйской провинций, в которых они получили наибольшее развитие.

В последние годы получены новые важные данные по геологии, петрографии, минералогии и геохимии этих сложных образований, которые суммированы в нескольких крупных, обобщающих монографиях. В этих работах произошла окончательная поляризация петрогенетических представлений о происхождении щелочно-ультраосновных массивов.

Большинство исследователей рассматривает их как интрузивные магматические образования. По их мнению, щелочно-ультраосновные массивы представляют собой интрузии центрального типа, сформированные в несколько фаз внедрения магмы. Главные типы пород, представленные в массивах, являются в соответствии с этим дифференциатами единой родоначальной магмы щелочно-ультраосновного состава, последовательно поступающими из глубинного магматического очага. Среди исследователей, развивающих эти взгляды, существуют расхождения относительно генезиса мелилитовых пород, карбонатитов, в оценке масштабов метасоматоза и др. Но они единодушны в признании генетических связей между гипербазитами и щелочными породами, вторичного характера метасоматоза (как следствия магматизма) и в оценке состава родоначальной магмы.

Постепенно вскрылись трудности, возникающие перед этой гипотезой. Главная среди них заключается в том, что ни один из известных механизмов магматической дифференциации не может произвести ряд фракционных расплавов, который бы соответствовал последовательности формирования пород в сложных щелочно-ультраосновных плутонах. Необходимо также отметить, что допущение «оливинитовой» фазы внедрения крайне проблематично с общепетрологических позиций. Гипотеза содержит и другие спорные моменты, которые уже рассмотрены в некоторых работах.

С альтернативных позиций трактует генезис щелочно-ультраосновных массивов другая группа исследователей во главе с Л. С. Бородиным. По их мнению, массивы рассматриваемого типа являются полигенными и полиформационными. Петрогенетическая схема этой концепции опирается в основном на два геологических факта: во-первых, на признаки проявления в массивах щелочного метасоматоза, в результате которого гипербазиты преобразуются в нефелин-пироксеновые породы, и, во-вторых, на установленную для некоторых массивов Карело-Кольской и Алданской провинций разновозрастность гипербазитов и щелочных пород (полихронность массивов).

В результате образования мельтейгитов, ийолитов, а также мелилитовых пород связывается Л. С. Бородиным [20—24] с поступлением в древние гипербазитовые штоки ювенильных щелочных растворов. При этом, по мнению указанного исследователя, формируются две противоположно направленные метасоматические колонки: нефелинизации и ийолитизации по гипербазитам и фенитизации по вмещающим породам.

Среди многочисленных критических возражений, высказанных в адрес этой концепции, наиболее убедительными представляются следующие.

1. Нетрудно видеть, что в замкнутой логической конструкции Л. С. Бородина нет места магматическим щелочным породам. Но в природе существуют большие массы вулканических эквивалентов мельтейгитов, ийолитов и других щелочно-ультраосновных пород, объективно указывающие на их магматическую природу. И только в гипотетическом плане можно утверждать, что существуют сопоставимые объемы метасоматических ийолитов. Отметим здесь же, что описанные признаки магматического происхождения мельтейгито-ийолитов в карбонатитовых массивах во всяком случае не менее убедительны, чем признаки, указывающие на их метасоматическую природу.

2. А. А. Кухаренко и его сотрудниками [100, 73, 130] убедительно доказано геохимическое родство гипербазитов со щелочными породами для Карело-Кольской щелочно-ультраосновной формации. Изучение распределения редких земель в плутонических щелочно-ультраосновных породах показывает, что оно аналогично распределению лантаноидов в щелочно-ультраосновных вулканитах и генетически родственных им кимберлитах. Представляется весьма неубедительным объяснение этого совпадения воздействием на гипербазитовый субстрат глубинных эманаций, так как по схеме Л. С. Бородина при нефелинизации в значительной степени наследуется состав исходной породы.

3. По данным многих авторов, щелочно-ультраосновные массивы характеризуются вертикальной зональностью: с увеличением глубины эрозийного среза возрастает доля гипербазитов в их строении и уменьшается ширина экзоконтактового ореола фенитизации. Эти факты находятся в остром противоречии с ги-

потезой метасоматического происхождения щелочных пород. Действительно, флюиды, проникающие в гипербазитовые штоки снизу вверх, должны были бы привести, скорее, к противоположному типу вертикальной зональности.

Нельзя полностью отрицать возможность участия высокотемпературных ювенильных эманаций в процессах метасоматического преобразования и перераспределения вещества в щелочно-ультраосновных массивах. Но, как показывают экспериментальные исследования, щелочной метасоматоз, вероятнее всего, обусловлен растворами, источником которых были сами щелочные магмы. Д. К. Бейли и Дж. Ф. Шерер [11] показали, что низкоплавкие остатки жидкости, возникающие при прогрессивной кристаллизации расплавов в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, обогащены дисиликатом натрия. В природных условиях подобные постмагматические высокощелочные флюиды, насыщенные летучими компонентами, будут оказывать интенсивное метасоматическое воздействие на интродуцируемые породы.

Благодаря работам Л. С. Бородина повсеместное признание получили идеи о гетерогенности (конвергентности) пород мельтейгит-ийолитовой серии. Им также внесен значительный вклад в рассмотрение геохимических аспектов проблемы формационного разграничения щелочных пород. Но нельзя не признать, что чрезмерная острота вызванной им дискуссии мало способствовала решению некоторых принципиальных вопросов петрогенезиса щелочно-ультраосновной формации.

При неоднозначности генетической интерпретации петрографических особенностей и геологических условий нахождения щелочно-ультраосновных массивов особое значение приобретает изучение формационно однотипных с ними бесспорно магматических серий.

Уникальным полигоном для подобного рода исследований является щелочной комплекс Турьего полуострова (восточная часть Балтийского щита), где в последние годы разведан крупный массив щелочно-ультраосновных пород, а многочисленные дайки того же состава известны еще с начала столетия. Геология, петрография, минералогия и геохимия щелочного комплекса на протяжении ряда лет изучались группой сотрудников кафедр минералогии и петрографии Ленинградского университета под руководством проф. А. А. Кухаренко.

**Петрология
дайковых серий
щелочно-
ультраосновных
пород**

Турьего полуострова

Турий полуостров приурочен к северному борту Кандалакшского грабена, осложняющего строение Беломорского архейского блока. Заложенная здесь в раннем докембрии зона глубинных разломов неоднократно проявляла магматическую активность в протерозое. Окончательное оформление грабена в качестве самостоятельной тек-

тонической структуры произошло в палеозое, на протяжении которого территория претерпела активизацию и приобрела черты геологического строения, сближающие ее с современными рифтовыми системами континентов. Тектонические движения сопровождались возникновением линейной зоны региональной трещиноватости и локализацией в ней гипабиссальных интрузий щелочно-ультраосновного состава.

Щелочная интрузия Турьего полуострова имеет сложную форму (рис. 62). В современном эрозионном срезе ей соответствуют четыре относительно самостоятельных массива. Главным из них является Центральный (около 30 км²), имеющий зональное строение. Внешняя его зона сложена мельтейгитами и ийолитами, внутренняя характеризуется сложным чередованием мельтейгит-ийолитов и мелилитовых пород, заключающих в себе тела пироксенитов и спорадически оливинитов. Ядро массива (1 км²) сложено карбонатитами и камафоритами. Таким образом, Турьинская интрузия отличается развитием всего набора пород, свойственных карбонатитовым комплекс-плутонам подобного формационного типа.

Дайки Турьего полуострова [27—29, 62—63, 239] по ряду признаков (взаимопересечения, элементы залегания, морфология, петрографические особенности и др.) разбиваются на три возрастные группы. При этом только часть даек (II возрастная группа) составляет синхронную жильную свиту интрузии. К ней относятся микромельтейгит-ийолиты и их биотит-гранатовые разновидности, оливиновые мельтейгит-порфиры и пестрые по составу карбонатно-силикатные породы (турьиты). За исключением последних, породы жильной свиты имеют те же состав и структуры, что и соответствующие породы интрузии, отличаясь лишь более мелкозернистым сложением.

Дайки I и III возрастных групп не связаны с формированием щелочных массивов и занимают по отношению к ним резко автономную структурно-тектоническую позицию. Если породы жильной свиты выполняют пологопадающие, преимущественно субширотные прототектонические трещины в периферических частях и экзоконтакте интрузии, то дайки I и III групп приурочены к линейной зоне субмеридиональных крутопадающих дизъюнктивов Кандалакшского грабена. В такой же позиции находятся щелочно-ультраосновные дайки других районов Кандалакшского залива, например островов Кандалакшского архипелага. По петрографическим особенностям породы «древних» и «молодых» даек отличаются от пород жильной свиты, приближаясь по составу и структурам к вулканитам щелочно-ультраосновного состава. Таким образом, каждая из выделенных возрастных групп даек отвечает самостоятельному этапу щелочно-ультраосновного магматизма Турьего полуострова.

Дайки I возрастной группы, сложенные щелочными пикритовыми порфиритами, измененными щелочными лампрофирами,

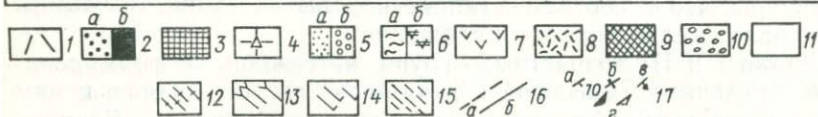
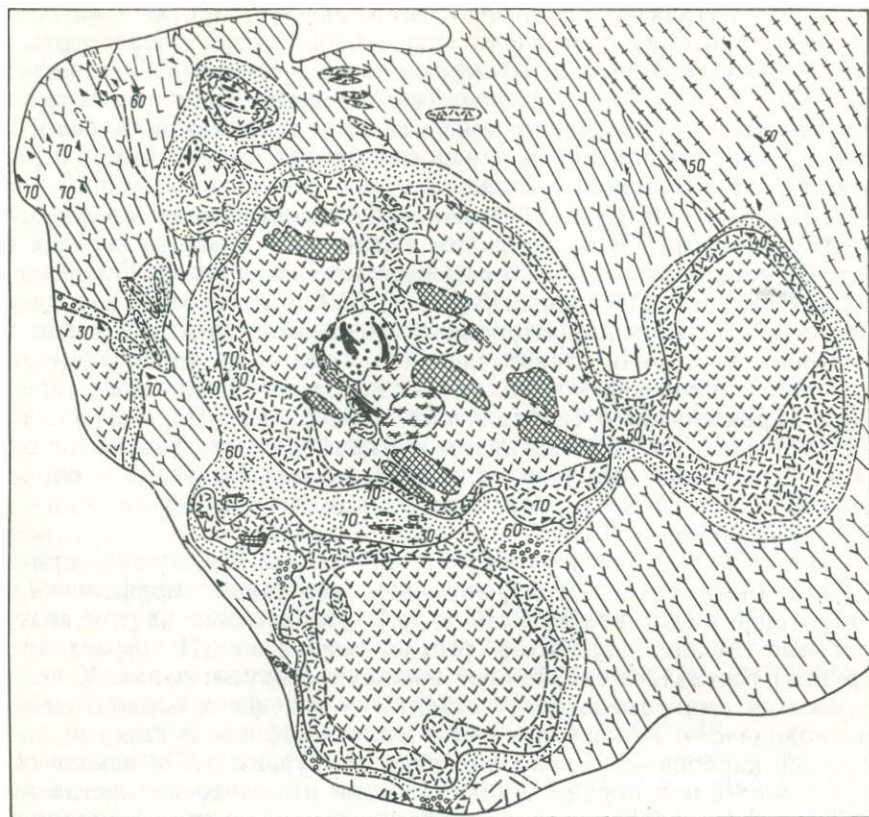


Рис. 62. Схематическая геологическая карта Турьево полуострова [29].

1 — мончикиты, меланефелиниты, мелилититы, нефелиниты; 2 — карбонатиты (а) и рудоносные (б) магнетитсодержащие породы; 3 — оливковые мельтейгит-порфиры; 4 — эруптивная брекчия пород разного состава в ийолите; 5 — фениты пироксен-полевошпатовые (а) и нефелинсодержащие (б); 6 — метасоматиты: а — гранат-диопсид-везувиановые, б — диопсид-гастингитовые и др.; 7 — мелилититовые породы нерасчлененные; 8 — породы ийолит-мельтейгитовой серии; 9 — пироксениты, нефелиновые пироксениты; 10 — базальные конгломераты; 11 — алевролиты и кварцито-песчаники турьинской свиты; 12 — граниты порфиroidные; 13 — гранодиориты порфиroidные; 14 — диориты кварцгиперстеновые; 15 — алмандиновые и другие гнейсы и сланцы тундровой серии; 16 — геологические границы: а — по геолого-геофизическим данным, б — по геологическим наблюдениям; 17 — элементы залегания: а, б — милонитов, в — слоистости, с — гнейсовидности.

мелилититами и карбонатитами, отличаются специфической текстурой: большинство из них содержит разнообразные валунно-галькоподобные ксенолиты и носит характер эруптивных брекчий. Аналогичные по составу и текстуре дайки получили повсеместное развитие на северо-западном побережье Кандалакшского

залива. Их внедрение происходило в этап раннепалеозойской активизации рифтовой системы. По данным К. А. Шуркина, «калий-аргоновый» возраст «древних» кандалакшских даек оценивается в 470—510 млн. лет [243, 244].

Дайки II возрастной группы Турьего полуострова по времени соответствуют главной фазе формирования раннепалеозойских щелочных интрузий Кольского полуострова (в том числе турьинских). Их возраст находится в интервале 360—390 млн. лет [73].

Наибольший петрологический интерес вызывает III возрастная группа даек. Представленные в ней породы исключительно разнообразны и составляют самостоятельную петрографическую серию. Согласно единичным геохронологическим датировкам их возраст близок к возрасту щелочных пород турьинских массивов — 363—400 млн. лет. Геологические данные показывают, однако, что дайки III группы внедрялись после окончательного становления и консолидации щелочной интрузии. С некоторой долей условности, образование поздней дайковой серии можно отнести к поздней фазе раннепалеозойского этапа активизации территории.

Многочисленные пересечения даек позволили установить относительный возраст практически всех типов пород в III группе, что особенно важно для выяснения особенностей химической эволюции расплавов в процессе магматической дифференциации. Установлено около 10 генераций даек с такой последовательностью внедрения главных типов пород: 1) мончикиты, оливин-мелилитовые лампрофиры; 2) авгититы, меланефелиниты; 3) мелилититы, нефелиновые мелилититы, мелилитовые нефелиниты; 4) нефелиниты, фонолиты-нефелиниты (рис. 63, табл. 36).

Петрографическая характеристика пород содержится в работе Н. Ф. Шинкарева и В. В. Иваникова [239]. Среди важнейших особенностей даек необходимо отметить широкое развитие промежуточных по составу разновидностей, подчеркивающих генетическое единство всей поздней дайковой серии, и присутствие в значительной части пород фаз интрателлурической кристаллизации, к которым относятся фенокристаллы оливина, клинопироксена, мелилита и нефелина.

В результате позднейших исследований в составе III возрастной группы даек Турьего полуострова были выявлены дайки кальцитовых карбонатитов. По форме, элементам залегания и контактовому воздействию на вмещающие породы, практически не проявленному, они аналогичны дайкам щелочно-ультраосновных лампрофиров, мелилититов и нефелинитов. В приальбандовых частях некоторых даек сохранились явно магматические структуры — микролитовая и микропорфировая (рис. 64). Хронологически дайки карбонатитов тяготеют к мелилититам и мелилитовым нефелинитам.

Количественно-минералогическая классификация дайковых пород Кандалакшского грабена

Петрографические группы	Породы	Минералы, об. %									Разложенное стекло
		Ol	Pu	Amf	Bt	Mel	Nef	Ans	Pl	Fsp	
Нефелиниты	Нефелинит	—	20—40	0—10	0—5	0—5	>50	—	—	—	0—20
	Гранатовый нефелинит (5% меланита)	—	20—30	—	—	—	>50	—	—	—	—
	Фонолит-нефелинит	—	20—30	0—10	0—5	—	>40	—	—	5—15	—
	Биотитовый нефелинит	—	15—30	0—10	5—20	—	>40	—	—	—	0—20
	Мелилитовый нефелинит	Е. з.	15—30	—	(<15)	5—25	35	—	—	—	—
	Нозеановый нефелинит (до 20% нозеана)	—	5—30	0—5	0—5	0—5	50	—	—	—	—
Нозеаниты	Нозеаниты (30—50% нозеана)	—	5—20	0—5	0—5	0—5	10—25	—	—	—	—
Меланефелиниты	Меланефелинит	Е. з.	>40	0—15	0—5	0—5	20—40	—	—	—	—
	Оливиновый меланефелинит	<10	>50	0—10	0—5	0—5	15—35	—	—	—	—
	Оливин-мелилитовый меланефелинит	5—10	30—40	—	(<10)	15—25	15—30	—	—	—	—
Мелилиты	Мелилит	Е. з.	<10	—	(<10)	>40	—	—	—	—	20—35
	Оливиновый мелилит	5—30	5—15	—	(<10)	>50	—	—	—	—	<20
	Оливин-нефелиновый мелилит	<5	15—30	—	(<10)	>35	20—30	—	—	—	—
	Нефелиновый мелилит	Е. з.	15—35	—	(<15)	>35	20—30	—	—	—	—
	Анальцимовый мелилит	—	15—30	—	(<15)	>30	0—5	20—30	—	—	—
Авгиты	Авгит	Е. з.	>40	0—5	0—5	0—10	0—5	—	—	—	20—40
	Анальцимовый авгит	Е. з.	>50	—	0—5	0—10	0—5	20—40	—	—	—
Анальцимиты Фурчиты	Анальцимит	Е. з.	20—35	0—5	0—5	0—10	0—5	>50	—	—	—
	Фурчит	Е. з.	15—40	10—25	0—10	—	—	20—40	—	—	—
	Биотитовый фурчит	Е. з.	15—40	0—5	5—35	—	—	20—40	—	—	—
Камптониты	Камптонит	<5	20—30	20—30	—	—	—	—	5—35	—	0—15
Мончикиты	Мончикит	<15	30—60	0—20	0—5	0—5	0—5	<40	—	—	0—30
	Пикрито-мончикит	15—25	25—45	0—15	0—5	—	—	20—40	—	—	0—20
	Биотитовый мончикит	<10	20—40	0—5	5—25	—	—	<40	—	—	0—20
	Мелилитовый мончикит	<5	25—40	—	(<10)	5—20	—	<40	—	—	<30
	Альениты	Альенит	5—20	15—30	—	15—30	20—40	—	—	—	<30
Лимбургиты	Лимбургит	<20	20—40	0—5	0—5	0—5	0—5	—	—	—	20—60

Примечание. В скобках указаны вторичные минералы. Е. з. — единичные зерна.

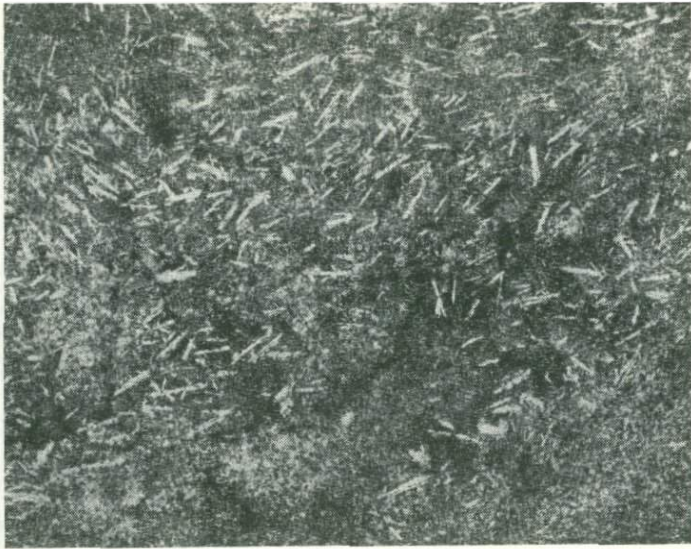


Рис. 64. Микролитовая структура в приконтактной части дайки карбоната (III возрастная группа даек Турьего полуострова).

Отметим, что фигуративные точки пород на графиках располагаются в соответствии с хронологической последовательностью их формирования.

Химическая эволюция дайковых пород и последовательность интрателлурической кристаллизации свидетельствуют о том, что ведущим механизмом дифференциации родоначальной магмы дайковой серии была фракционная кристаллизация. На ранних стадиях дифференциации происходило преимущественно фракционное осаждение оливина. По мере обеднения остаточных фракционных расплавов магнием и некоторого обогащения их кальцием главными фазами кристаллизации в магматическом очаге становились клинопироксен и мелилит.

Убедительным подтверждением вывода о ведущей роли кристаллизационной дифференциации в эволюции дайкового магматизма являются результаты экспериментального моделирования путей кристаллизации и фракционирования щелочно-ультраосновных расплавов.

Д. Р. Шерер и Х. С. Йодер при изучении фазовых равновесий внутри расширенного базальтового тетраэдра $\text{Na}\{\text{AlSiO}_4\} - \text{Mg}_2\{\text{SiO}_4\} - \text{SiO}_2 - \text{Ca}_2\{\text{SiO}_4\}$ впервые установили, что мелилит наряду с оливином и клинопироксеном является главной фазой кристаллизации расплавов, которые близки по составу к щелочно-ультраосновным породам [312]. Аналогичные результаты получили К. Онума и К. Яги [301] для системы $\text{Na}\{\text{AlSiO}_4\} - \text{Ca}_2\text{Mg}\{\text{Si}_2\text{O}_7\} - \text{CaMg}\{\text{Si}_2\text{O}_6\}$ и Р. Г. Платт

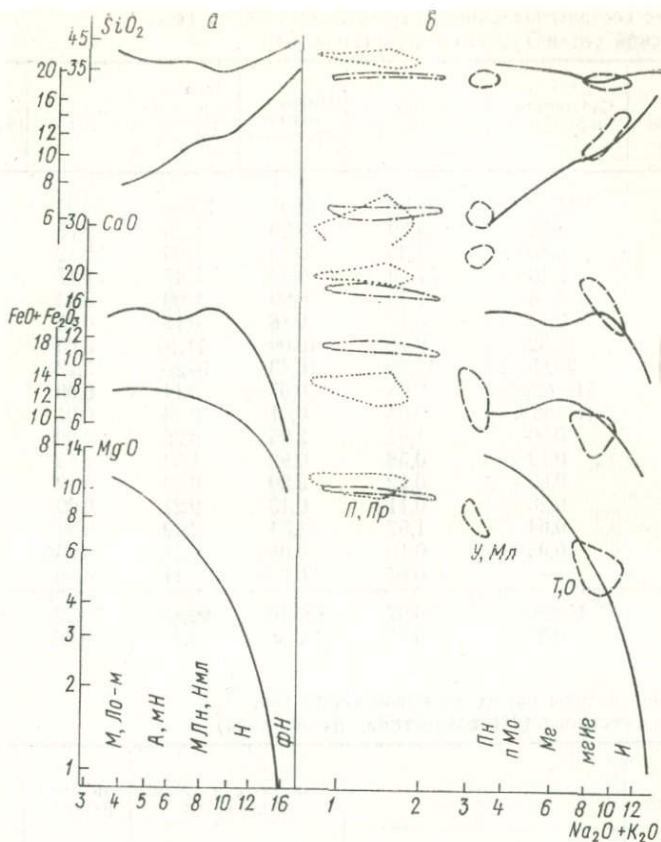


Рис. 65. Вариационные кривые содержания петrogenных элементов (вес. %) в дайковых (а) и плутонических (б) щелочно-ультраосновных породах Турьего полуострова.

М — мончикит; Ло-м — оливин-мелилитовый лампрофир; фН — фонолит-нефелинит; Пн — нефелиновый пироксенит; пМо — оливинный мельтейгит-порфир; Ме — мельтейгит; меНе — гранатовый мельтейгит-ийолит; И — ийолит; П — пироксенит; Пр — рудный пироксенит; У — ункопагрит; Мл — мелилитит; Т — турьянт, О — окант.

Остальные усл. обозначения см. на рис. 63.

с А. Д. Эдгаром [307] для системы $K\{AlSi_3O_8\} - CaMg(Si_2O_6) - Na\{AlSiO_4\}$.

В совокупности данные этих экспериментальных работ можно представить в виде следующей схемы отношений между вероятными типами пород при фракционировании: оливинный мелилитит, оливин-мелилитовый нефелинит, оливинный нефелинит — мелилитит, мелилитовый нефелинит — нефелинит — фонолит. Такая последовательность фракционной кристаллизации адекватна возрастной последовательности внедрения пород в турьинской дайковой серии.

Химические составы щелочно-ультраосновных пород (вес. %) плутонической серии Турьего полуострова [63]

Окислы и элементы	Собственно пироксенит	Рудный пироксенит	Нефелиновый пироксенит	Оливиновый мейтейгит-порфир	Мейтейгит	Гранатовый мейтейгит
SiO ₂	43,39	37,37	38,91	39,86	40,24	37,76
TiO ₂	2,92	3,82	3,39	2,20	2,75	3,73
Al ₂ O ₃	5,80	7,35	9,28	9,45	12,52	11,19
Fe ₂ O ₃	9,48	11,60	9,18	7,47	7,47	7,88
FeO	4,88	7,36	6,99	5,09	5,69	5,39
MnO	0,17	0,17	0,18	0,18	0,15	0,22
MgO	11,32	9,76	10,09	11,10	8,85	6,26
CaO	20,85	17,99	16,43	16,26	15,13	15,98
SrO	He опр.	0,08	0,07	0,14	0,09	0,15
BaO	He опр.	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01
Na ₂ O	0,60	1,81	2,95	3,96	4,39	5,16
K ₂ O	0,12	0,58	0,92	1,33	1,49	2,19
P ₂ O ₅	0,02	0,12	0,20	0,19	0,12	0,44
H ₂ O	0,28	0,11	0,13	0,21	0,09	0,24
П.п.п.	0,64	1,57	1,34	2,49	0,97	3,53
S _{ввал}	0,05	0,10	0,046	0,14	0,034	0,096
F	—	0,07	0,010	0,17	0,06	0,016
Сумма	100,50	99,97	100,10	99,83	99,97	100,18
CO ₂	0,31	0,57	0,38	1,40	0,36	1,28

Химические составы пород дайковой серии (вес. %) Турьего полуострова (III возрастная группа даек)

Окислы и элементы	Мончикиты	Оливин-мелилитовые нефелиниты	Меланефелинит	Авгитит
SiO ₂	41,40	39,20	36,76	36,40
TiO ₂	2,21	2,55	3,42	3,25
Al ₂ O ₃	8,50	10,82	7,10	7,90
Fe ₂ O ₃	6,17	6,24	7,71	10,56
FeO	5,82	6,08	5,65	3,28
MnO	0,26	0,20	0,21	0,22
MgO	10,90	9,53	9,50	8,08
CaO	15,16	14,79	17,34	19,51
SrO	0,40	0,20	He опр.	0,43
BaO	1,02	He обн.	He опр.	0,09
Na ₂ O	2,18	3,42	3,08	2,96
K ₂ O	1,34	1,04	1,54	2,36
P ₂ O ₅	He обн.	0,50	0,28	0,02
H ₂ O	0,16	0,61	0,26	0,45
П.п.п.	4,52	4,93	7,66	5,58
S _{ввал}	—	—	0,05	0,05
SO ₃	—	—	—	—
F	—	—	—	—
Сумма	100,09	100,11	100,47	100,58
CO ₂	2,10	1,72	5,72	3,08

Таблица 37

Бiotит-гранатовый ийолит	Ийолиты	Уртит	Турьяит	Окаит	Ункомпаргит	Мелилитолит
40,47	40,21	41,00	42,04	35,20	36,40	35,90
2,01	2,32	1,36	0,64	1,95	2,25	3,75
16,30	16,35	20,30	24,71	15,40	17,15	7,46
5,98	5,23	4,62	2,89	6,06	5,50	6,12
4,16	4,92	2,47	1,00	3,86	4,72	5,77
0,17	0,16	0,17	0,08	0,19	0,17	0,11
4,40	5,67	3,00	2,45	4,89	5,19	9,90
13,36	12,59	11,11	5,34	20,13	16,66	26,53
0,16	0,11	0,04	He опр.	0,26	0,22	0,23
0,01	0,01	0,03	He опр.	0,01	0,04	0,02
7,49	7,22	10,22	13,74	6,70	7,22	2,91
3,09	2,50	2,96	6,12	2,18	3,04	Следы
0,98	1,28	0,36	0,78	0,06	0,44	0,07
0,10	0,17	0,18	0,10	0,24	0,24	He обн.
1,51	1,32	2,25	0,63	2,74	1,32	0,90
0,027	0,028	—	0,15	—	—	0,05
—	—	0,06	—	—	—	—
100,23	100,08	100,07	100,59	99,87	100,52	99,69
0,65	0,30	He обн.	He опр.	1,43	0,66	He опр.

Таблица 38

Мелилитит	Нефелиновый мелилитит	Мелилитовый нефелинит	Апомелилитовая порода	Нефелинит	Гранатовый нефелинит	Нозеановый нефелинит	Фонолито-нефелинит
38,00	37,18	39,10	34,20	43,00	43,00	38,92	47,08
3,37	1,55	3,19	2,25	1,25	0,70	1,24	0,65
11,67	13,16	12,12	11,30	18,00	17,80	20,50	17,90
6,36	8,53	5,77	9,49	4,32	4,25	4,34	7,17
5,22	4,47	5,73	2,04	4,38	2,44	3,49	1,87
0,26	0,25	0,29	0,28	0,27	0,21	0,11	0,26
5,32	6,03	4,87	5,46	0,64	1,40	3,12	11,11
13,56	16,41	13,51	18,34	7,90	8,89	10,80	7,48
0,87	He опр.	0,58	He опр.	0,28	0,07	He опр.	—
0,51	He опр.	0,09	He опр.	0,08	0,02	He опр.	—
3,40	5,29	6,24	5,56	8,44	12,10	11,60	12,33
3,00	2,11	2,20	2,68	2,87	1,90	3,32	2,84
0,72	0,48	0,87	0,44	0,42	He обн.	0,74	0,10
He обн.	0,20	0,14	0,08	0,24	0,40	0,04	0,12
7,65	4,30	5,32	7,64	8,42	6,67	3,10	1,51
—	—	—	—	0,14	0,22	—	0,05
—	—	—	—	—	1,27	—	—
—	—	—	—	0,37	—	—	—
99,85	99,96	100,01	99,85	100,74	99,85	100,71	100,48
3,19	He опр.	1,51	5,65	He опр.	3,30	0,53	0,75

Значение результатов изучения дайковой серии Турьего полуострова не ограничивается региональными рамками. Не только широкий спектр разновидностей пород, но и строго установленная последовательность их становления делают эту серию своего рода эталоном для щелочно-ультраосновой формации. В других провинциях (Маймеча-Котуйская, Восточно-Африканская и др.) щелочно-ультраосновые породы ассоциируются с продуктами типично базальтового магматизма. При их изучении всегда остро встает проблема формационного разграничения пород, в решении которой неизбежны субъективные и априорные допущения. Показательно, однако, что данные тех исследователей, которые исходят из предпосылки о первичной природе щелочно-ультраосновой магмы, оказываются весьма близкими к приведенным выше результатам по дайковым породам Турьего полуострова.

Петрохимические сопоставления дайковой серии и щелочно-ультраосновых массивов Турьего полуострова показали, что большинство пород в составе этих массивов находит себе фациальные аналоги среди даек III группы (табл. 37, 38). При этом наибольшее сходство с рядом дайковых пород имеет мельтейгит-ийолитовая серия щелочной интрузии (рис. 65). Вариационные графики петрогенных элементов демонстрируют главные тенденции в эволюции химизма пород этой серии. Нетрудно видеть однотипность этой эволюции с петрохимической направленностью дайкового магматизма. Такая общность, конечно же, является отражением сходства петрогенетических процессов, определивших появление этих двух разновозрастных серий пород. В основе этих процессов лежит кристаллизационная дифференциация одинаковой по составу родоначальной магмы.

К составу родоначальной магмы дайковой серии должен быть наиболее близок состав мончикита, стоящего в начале эволюционного ряда дайковых пород (составы ранних щелочно-ультраосновых лампрофиров дайковой серии в соответствии с химико-нормативной классификацией отвечают оливиновому и оливин-мелилитовому нефелиниту). Существует чрезвычайно близкое петрохимическое и петрографическое сходство мончикитов с оливиновыми мельтейгит-порфирами щелочной интрузии Турьего полуострова, которые, по мнению А. А. Кухаренко и М. П. Орловой [73], представляют собой наименее дифференцированные, примитивные породы щелочно-ультраосновых массивов «каледонской» формации Кольского полуострова.

Петрохимические материалы проливают свет на генезис щелочно-ультраосновых образований восточной части Балтийского щита в целом.

Фигуративные точки мелилитовых пород комплексных массивов распределяются на диаграмме в двух изолированных полях (рис. 65). При этом оказывается, что часть мелилитовых по-

род — турьяиты и окаиты — тяготеют к вариационным кривым магматической дифференциации, располагаясь вблизи гранатовых разновидностей мельтейгитов и ийолитов. Эти интрузивные мелилитовые породы близки по составу к дайковым мелилититам и мелилитовым нефелинитам.

Резко обогащенные кальцием ункопагриты и мелилитолиты не находят себе аналогов среди дайковых пород. В природе вообще не известны вулканические породы подобного состава, и они не могут рассматриваться в качестве продуктов кристаллизации фракционных щелочно-ультраосновных расплавов. Об этом же свидетельствует положение фигуративных точек ункопагритов и мелилитолитов на диаграмме. В то же время только отчасти происхождение этих специфических пород может быть связано с метасоматической мелилитизацией, ограниченной, скорее всего, узкими экзоконтактовыми ореолами турьяитовых интрузий. Гипотезы, объясняющие образование мелилитовых пород процессами замещения, как показал Л. С. Егоров, не выдерживают критического разбора. Единственной альтернативой остается признать за ними магматическое происхождение.

Не имеют аналогов среди пород дайковой серии пироксениты и их рудные разновидности. На вариационных графиках вырисовывается существенная петрохимическая особенность этих пород: для них характерны незначительные колебания в содержании кремнезема, магния и кальция. Не показанные на диаграмме оливиниты также, естественно, резко отличаются по химизму от дайковых пород. Гипербазиты, вулканические эквиваленты которых, строго говоря, не существуют в природе, не могут представлять собой фракционных расплавов.

Петрохимическая обособленность гипербазитов внутри рассматриваемой формации еще не дает, однако, основания для отрицания генетических связей (комагматичности) между ними и породами щелочно-ультраосновной серии. Напротив, химическая контрастность главных петрографических типов пород внутри формации вполне удовлетворительно объясняется с позиций магматической дифференциации единой родоначальной магмы. Есть веские аргументы в пользу того, что главным механизмом дифференциации щелочно-ультраосновной магмы является кристаллизационное фракционирование; к этому склоняется абсолютное большинство исследователей, и это было строго показано выше на примере дайковой серии Турьего полуострова. Но фракционирование неизбежно должно приводить к возникновению двух комагматических продуктов (серий пород) — фракционных расплавов и фракционных кумулатов, образующихся в результате осаждения кристаллизующихся минералов. Весь комплекс эмпирических данных и возникающих в их свете проблем петрогенезиса приводит к выводу, что гипербазиты, а также, возможно, часть мелилитовых пород представляют собой подобные кумулатные образования. Приведем неко-

торые из хорошо известных фактов, подтверждающих высказанную гипотезу.

Ранее отмечалось, что с увеличением глубины эрозионного среза щелочно-ультраосновных массивов возрастает роль гипербазитов в их строении, и в этом справедливо видят следствие гравитационной дифференциации магмы в процессе ее внедрения и кристаллизации.

Минеральные ассоциации в гипербазитах и в тех мелилитовых породах, для которых предполагается сегрегационное происхождение, совпадают с набором минералов, наблюдающихся среди фенокристаллов в щелочно-ультраосновных вулканитах. Уже отмечалось, что порядок интрателлурической кристаллизации в вулканитах отражает последовательность формирования главных типов пород в карбонатитовых комплекс-плутонах. Добавим, что этот порядок кристаллизации находится в соответствии с фазовыми равновесиями в модельных экспериментах.

Существует, наконец, факт совпадения среднего состава карело-кольской щелочно-ультраосновной формации, рассчитанного по площадям выходов пород на современном эрозионном срезе всех массивов этой формации, с составом оливинового мельтейгит-порфира Турьего полуострова, т. е. с составом родоначальной магмы. Совершенно очевидно, что такое совпадение возможно лишь в том случае, если в расчет попадают в равной мере оба продукта кристаллизационной дифференциации — фракционные расплавы и фракционные кумулаты. В свете представленной петрогенетической модели находят удовлетворительное объяснение данные о полихронности щелочно-ультраосновных массивов и существовании временного разрыва между гипербазитами и щелочными породами.

Геологические особенности щелочного комплекса Турьего полуострова и Кандалакшского грабена в целом свидетельствуют о циклическом, многоэтапном характере щелочно-ультраосновного магматизма района. Известную периодизацию дают также геохронологические датировки по всей карело-кольской щелочно-ультраосновной формации, наиболее хорошо изученной в этом отношении. По данным А. А. Полканова, К. О. Кратца, К. А. Шуркина, А. А. Кухаренко, В. А. Кононовой и других авторов, здесь могут быть выделены две возрастные группы интрузий — раннекаледонская (610—470 млн. лет) и позднекаледонская (420—340 млн. лет). В пределах этих крупных хронологических интервалов можно предполагать несколько фаз внедрения щелочно-ультраосновной магмы. Так, по данным В. А. Кононовой, в Ковдорском массиве установлено не менее трех разрывов во времени формирования щелочных пород [78, 79]. Есть все основания считать, что многократная активизация тектонических зон, контролирующая размещение щелочных интрузий, носила унаследованный характер, а подновление магмопроводящих каналов в пределах этих зон приводило при последующих

интрузиях щелочно-ультраосновной магмы к пространственному совмещению формационно однотипных, но разновозрастных серий пород. В частности, на протяжении раннепалеозойского этапа тектонической эволюции Кандалакшского грабена по крайней мере трижды происходило выплавление из мантии щелочно-ультраосновной магмы; при подъеме этих магматических масс протекали сходные процессы магматической дифференциации, вследствие чего образовались сходные группы пород. Все они оказались совмещенными в щелочном комплексе Турьего полуострова.

В большинстве раннепалеозойских массивов Карело-Кольского региона также, по всей вероятности, оказались совмещенными плутонические серии разных этапов щелочно-ультраосновного магматизма. При этом на современных эрозионных срезах ряда массивов представлены одновременные и разнотипные продукты кристаллизационной дифференциации: сегрегационные оливиниты, перидотиты, пироксениты раннего этапа магматической деятельности, с одной стороны, и мельтейгиты, ийолиты, турьяиты (как интрузии фракционных расплавов более позднего возраста) — с другой.

Нужно отметить, что такая трактовка генезиса сложных массивов ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород допускает присутствие в некоторых из них также и «внеформационных» гипербазитов. К тектоническим структурам, контролирующим размещение каледонских щелочно-ультраосновных массивов, приурочены и другие, более древние, сложные интрузивные образования, в состав которых входят гипербазиты (в частности, комплекс-плутоны щелочно-габбродной формации позднекарельского возраста, см. гл. VIII). Особенно большая разница между возрастом гипербазитов и щелочных пород, определенным радиологическим методом в отдельных массивах, например в Кургинском, может указывать на действительно полиформационный характер этих массивов. Однако, учитывая только эти единичные факты, совершенно неправомерно ставить под сомнение генетическую связь между гипербазитами и щелочно-ультраосновными породами во всех сложных интрузивах.

Рассмотрение в качестве единой вулcano-плутонической ассоциации сложных массивов ультраосновных и щелочных пород и сопряженных с ними бесспорно магматических дайковых серий убеждает в ведущей роли магматизма при становлении этих массивов. Главный механизм магматической дифференциации — кристаллизационное фракционирование — контролирует появление плутонических серий, петрохимически однотипных с вулканическими и дайковыми. Оно же приводит к возникновению петрохимически обособленных в составе комплекс-плутонов кумулатных ультраосновных образований. Значительные по масштабам проявления метасоматические процессы связаны с интрузивах.

зиями щелочно-ультраосновной магмы. Они вторичны по отношению к магматизму и не «стирают» петрохимических признаков магматической истории пород.

О генезисе карбонатитов

Извержение карбонатитовых лав из действующего вулкана Олдойнио-Ленгаи в 1960 г. [49] прямо указало на существование в природе магматических карбонатитов. Центр тяжести в дискуссиях о магматических карбонатитах переместился в другую плоскость, главным моментом проблемы стал вопрос о первоисточнике карбонатитов. Нахождение карбонатитовых массивов, не сопровождаемых силикатными породами, по мнению таких исследователей, как например, Д. К. Бейли, свидетельствует о первичном характере карбонатитовых магм, которые зарождаются непосредственно в верхней мантии.

Однако большинство исследователей придерживается представления о существовании непосредственных генетических связей карбонатитов с щелочно-ультраосновными породами, на что указывает их тесное сонахождение в подавляющем большинстве карбонатитовых месторождений. После общеизвестных работ П. Дж. Уилли наиболее популярной стала идея о ликвационном происхождении магматических карбонатитов. В настоящее время она подкреплена многочисленными примерами описания ликвационных структур в родственных карбонатитам породах.

Недавно в исключительно интересных работах Дж. Фергюсона и К. Л. Кюрье [267], еще не оцененных должным образом в отечественной литературе, несмешимость щелочных и карбонатитовых жидкостей получила новое, в высокой степени убедительное подтверждение. Эти авторы не только выявили и изучили минерало-петрографические признаки ликвации в дайках щелочных лампрофиров, сопровождающих карбонатитовый комплекс Калландер-Бей (Онтарио, Канада), но и экспериментально воспроизвели расслоение расплавов в природных системах.

По данным этих исследователей, мончикиты комплекса, близкие по составу к исходной магме, плавятся при температуре 940—1100°С и давлении воды 1000 кгс/см² с образованием силикатной жидкости и не смешивающегося с нею карбонатного флюида. Расплав керсутитовых лампрофиров при нагревании до 880—1000°С также диссоциирует на две несмешивающиеся жидкости. Обособившиеся фракции соответствуют карбонатным глобулам (оцеллам) в мончикитовых дайках и калишпат-цеолитовым — в дайках керсутитовых лампрофиров.

Дж. Фергюсоном и К. Л. Кюрье предложена следующая петрогенетическая схема образования карбонатитового комплекса Калландер-Бей, основанная на сочетании двух механизмов магматической дифференциации. Во внедрявшейся оливин-нефелинитовой, насыщенной углекислотой магме после кристаллизации

и удаления оливина произошло обособление карбонатитовой фракции, которая дала начало карбонатитам массива и многочисленным карбонатитовым дайкам. При эволюции остаточного силикатного расплава, близкого по составу к керсутитовым лампрофирам района, произошло новое расслоение, которое обусловило образование нефелиновых сиенитов массива и даек щелочных трахитов.

Карбонатитовые дайки Кандалакшского грабена также, по всей вероятности, имеют ликвационную природу. По петрохимической специализации они резко отличаются от всех других дайковых пород, и с позиций кристаллизационного фракционирования невозможно объяснить их появление в дайковых сериях.

В эруптивных брекчиях, слагающих дайки и трубки взрыва раннепалеозойского этапа магматизма Кандалакшского грабена, наблюдаются чрезвычайно характерные текстуры. Нередко эти брекчии содержат большое количество шаровидных обособлений лампрофирового состава, сцементированных карбонатной массой. Соотношение силикатной и карбонатной частей пород равняется примерно 9 : 1. Шаровидные силикатные обособления имеют самые разные размеры — от микроскопических до нескольких сантиметров в диаметре. В периферических частях, которые, как правило, хуже раскристаллизованы, присутствуют концентрически ориентированные микролиты мелилита (?) и биотита. Часто в центре обособлений находятся вкрапленники темноцветных минералов или их сегрегации, а также мелкие ксенолиты эклогитов и гранулитоподобных пород. Ксенолиты вмещающих пород (граниты, гнейсы и т. п.) в них практически не встречаются. Эти данные свидетельствуют о том, что, во-первых, при образовании указанных пород имело место расслоение щелочно-ультраосновной магмы, а во-вторых, что расслоение произошло еще до проникновения магмы в приповерхностные горизонты.

Определяющая роль в расслоении щелочных расплавов отводится режиму углекислоты в магматических системах [210]. Синтез последних данных экспериментальной и теоретической петрологии в этой области содержится в предложенной Л. Л. Перчуком [164] модели ликвационного процесса. По Л. Л. Перчуку, магматические системы открыты в отношении ряда вполне подвижных компонентов — H_2O , CO_2 , щелочей и др., которые в виде непрерывных струй глубинных флюидов проникают в магматические очаги. Вследствие ограниченной растворимости углекислоты в силикатных расплавах повышение ее парциального давления вызывает обособление карбонатного флюида. Его миграция через магматическую колонну сопровождается экстрагированием кальция из расплава, что в конце концов и приводит к ликвации. Значительная роль, таким образом, отводится эманационным процессам «сквозьмагматической дифференциации», газовому переносу и т. п.

Признаки дифференциации подобного типа в дайковой серии Турьего полуострова можно видеть в наличии ликвационных текстур и в резко различном поведении щелочей в процессе магматической эволюции. Действительно, если содержание натрия резко увеличивается в возрастном ряду пород, то содержание калия повышается очень незначительно, т. е. остается практически постоянным. Аналогичные данные приводятся Н. П. Суриной для щелочно-ультраосновной дайковой серии Маймеча-Котуйской провинции [203]. Эту особенность петрохимической эволюции невозможно объяснить с позиций фракционирования. Конкретный механизм, контролирующий различное поведение щелочей, пока не вполне ясен. Можно лишь предположить, что при установившемся равновесии между флюидом и расплавом происходит перераспределение щелочей: калий как наиболее подвижный компонент остается во флюиде, а натрий переходит в расплав. Определенным подтверждением этого служит появление в ранней дайковой серии Кандалакшского грабена своеобразных по составу карбонатито-лампрофировых даек с большим содержанием фенокристаллов флогопита, а также интенсивное ослюдование древних лампрофиров во время более поздних этапов щелочного магматизма.

Здесь необходимо подчеркнуть, что принятый механизм ликвации априорно предопределяет появление лишь *незначительного объема* карбонатита при его однократном отщеплении. Поскольку ликвация обусловлена ограниченной растворимостью углекислоты в силикатном расплаве, то по мере насыщения ею магматические системы будут «сбрасывать» в виде карбонатитовой жидкости только ее излишек. Это подтверждается реальными соотношениями относительных объемов пород в дайковой серии Кандалакшского грабена: среди раннепалеозойских даек района карбонатиты занимают всего 5,2%, в III возрастной группе даек Турьего полуострова — 4,8%. По данным Дж. Фергюсона и К. Л. Кюрье, карбонатные оцеллы составляют менее 10% объема мончикитовых даек в Калландер-Бей.

Отщепление лишь небольших объемов карбонатитовых расплавов не может существенно изменить состав силикатной матрицы. Именно поэтому поведение петрогенных элементов и общая последовательность формирования пород при дифференциации щелочно-ультраосновной магмы контролируется главным образом кристаллизационным фракционированием.

В то же время на эрозионных срезах некоторых массивов карбонатиты занимают не менее половины их площади. Как показывает изучение таких карбонатитовых месторождений, карбонатиты в них являются продуктами метасоматического преобразования вмещающих щелочно-ультраосновных пород.

Геолого-петрографические особенности метасоматических карбонатитов и физико-химические условия их образования детально рассмотрены советскими учеными. Особенно большой

вклад в разработку теории гидротермально-метасоматического карбонатитообразования внесли работы А. А. Кухаренко, А. Г. Булаха, Л. К. Пожарицкой, В. С. Самойлова и других исследователей. Ими выявлены основные закономерности метасоматического карбонатитового процесса, который протекает в широком температурном интервале — от 650 до 200° С и ниже. Возникающие минеральные ассоциации разнообразны и зависят как от состава исходного субстрата, так и от физико-химических параметров минералообразующих растворов. Закономерное изменение этих параметров, главными тенденциями которого являются падение температуры и функционально связанное с ним возрастание кислотности растворов на поздних стадиях карбонатитообразования, установлено по целому комплексу данных — термобарометрии, термодинамическим расчетам, поведению микроэлементов и т. п. Метасоматическое карбонатитообразование и тесно связанные с ним другие процессы преобразования вмещающих пород играют исключительную роль в формировании полезных ископаемых, связанных с карбонатитовыми комплексами.

Вопрос о соотношении магматического и метасоматического карбонатитообразования в щелочно-ультраосновных массивах составляет сейчас одну из центральных проблем петрологии, которая еще далека от решения. Необходим широкий комплекс исследований, среди которых главная роль, очевидно, будет принадлежать эксперименту и тонким минералого-геохимическим работам по изучению распределения элементов, таких, например, как редкие земли. Ясно также, что решению этой проблемы не могут способствовать ортодоксальные концепции и априорные предположки.

Вопросы генезиса щелочно-ультраосновных магм в настоящее время после проведения ряда экспериментальных работ [45, 263, 264, 313] решаются достаточно определенно. Полевые исследования в районе Кандалакшского грабена свидетельствуют об отсутствии синхронных проявлений базальтового магматизма в структурах, контролирующих размещение щелочно-ультраосновных пород. Таким образом, эти данные не согласуются с представлением о фракционном, вторичном характере щелочно-ультраосновной магмы по отношению к базальтовой.

Д. Х. Грин на основании опытов по плавлению пиролита в присутствии ограниченного количества воды построил модель рифтового магматизма. Согласно этой модели на первой стадии незначительного (около 5%) плавления пиролита на глубине 80—120 км могут формироваться оливиновые нефелиниты и меллититы. Однако при рассмотрении генезиса резко недосыщенных кремнеземом пород щелочно-ультраосновной формации роль воды нельзя переоценивать. В последние годы получены данные о том, что на диаграммах плавкости поле оливина шире относительно поля пироксена, а поле пироксена больше полей

минералов кремнезема в присутствии окислов моновалентных катионов (H_2O , K_2O , Na_2O); противоположные тенденции в изменении полей кристаллизации этих минералов существуют в присутствии окислов поливалентных катионов — TiO_2 , P_2O_5 , CO_2 .

Таким образом, эти данные свидетельствуют о том, что наряду с водой на генезис недосыщенных кремнеземом магм существенно влияют CO_2 и некоторые другие окислы. Для более широкого применения этих результатов к процессам магмообразования необходимо было установить также влияние давления в присутствии различных окислов. На рис. 66 приведены обобщенные данные, отражающие влияние добавок окислов при различном давлении на пограничную линию пироксен — оливин. Выбор этой линии обусловлен тем, что магмы, формирующиеся при частичном плавлении лерцолита и гарцбургита или при фракционировании оливина и ортопироксена, лежат на этой кривой. На основе схемы, показанной на рис. 66, предполагается, что в присутствии H_2O , K_2O и Na_2O и в условиях низкого давления такие магмы должны быть относительно обогащены кремнеземом. С увеличением давления эти магмы становятся менее богатыми SiO_2 даже в присутствии H_2O , K_2O и Na_2O . Добавление окислов поливалентных катионов, таких, как TiO_2 , P_2O_5 и CO_2 , приводит к обеднению магм кремнеземом даже при относительно низком давлении; с увеличением же давления количество кремнезема в магмах убывает еще более значительно. Следовательно, бедные SiO_2 и высокощелочные

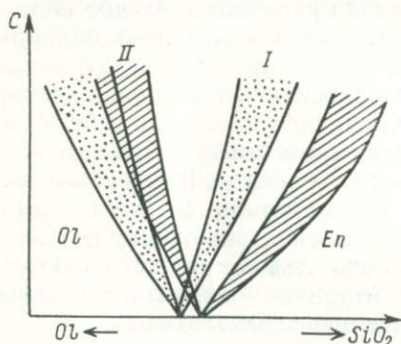


Рис. 66. Схематическая диаграмма [285], показывающая смещение пограничных кривых ликвидуса между оливином (Ol) и бедным кальцием пироксеном — энстатитом (En) при добавлении окислов моновалентных (I) катионов (H_2O , K_2O , Na_2O) и поливалентных (II) катионов (CO_2 , P_2O_5 , TiO_2).

Смещение кривых с увеличением давления: заштриховано — 1 кгс/см^2 , точки — $20\,000 \text{ кгс/см}^2$. C — концентрация окислов.

расплавы формируются при высоком давлении, поскольку такое давление редуцирует сильный эффект щелочей в смещении границ поля оливина по отношению к вершине SiO_2 . Установленная полевыми исследованиями большая роль CO_2 в щелочно-ультраосновных формациях подтверждает эти экспериментальные данные.

Вышесказанное заставляет признать, что горизонты магмообразования для щелочно-ультраосновных комплексов располагаются на значительных глубинах мантии, ниже горизонтов генерации базальтовых магм. На этих уровнях вода играет меньшую роль в магмообразовании по сравнению с углекислотой,

Щелочные породы, относящиеся к нефелин-сиенитовой формации, имеют чрезвычайно пестрый состав и формируются в разнообразных геологических условиях. Характерно, однако, что среди них отсутствуют основные члены, столь типичные для описанных ранее формаций.

С петрографической точки зрения в составе нефелин-сиенитовой формации могут быть выделены следующие ассоциации: 1) агпаитовых нефелиновых сиенитов и бесполовошпатовых фельдшпатоидных пород; 2) миаскитовых нефелиновых сиенитов; 3) кварцевых сиенитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов.

Интрузивные тела всех трех ассоциаций могут формироваться в условиях древних щитов (например, герцинская формация агпаитовых нефелиновых сиенитов Кольского полуострова — Хибинский и Ловозерский плутоны), на платформах (протерозойский щелочной комплекс Восточного Приазовья) и в складчатых областях (комплекс миаскитовых нефелиновых сиенитов Урала). Агпаитовые нефелиновые сиениты могут возникать также в областях завершённой складчатости.

Такие несходные геологические условия формирования определяют некоторые существенные различия в петрографии, химизме и генезисе трех выделенных типов ассоциаций, что позволяет рассматривать их как разные субформации единой формации нефелиновых сиенитов. Не исключено, что в ходе дальнейших исследований некоторые из них могут быть переведены в ранг самостоятельных формаций. Вместе с тем не лишено основания предположение, что отдельные отмеченные серии пород представляют собой не что иное, как наиболее лейкократовый и щелочной член ультраосновной — щелочной или габбро-сиенитовой формаций, не полностью вскрытых эрозией.

Субформация агпаитовых нефелиновых сиенитов распространена довольно широко и включает большое число петрографических разновидностей. Наиболее впечатляющими из них по размерам и разнообразию пород являются Хибинский и Ловозерский массивы на Кольском полуострове.

Хибинский плутон (субвулкан) представляет собой крупнейшую в мире интрузию щелочных пород площадью около 1327 км². Внедрение этого комплекса относится к герцинской стадии щелочного магматизма на Кольском полуострове. До недавнего времени строение этого сложного интрузивного тела определялось, согласно схеме Н. А. Елисеева, как чередование конических и кольцевых интрузий. Предполагалось, что формирование разрывных структур, впоследствии выполненных магмой, происходило при помощи активного положительного давления расплавов (конические слон) и отрицательного давления блока вышележащих пород на магматический резервуар. В результате таких напряжений возникали кольцевые интрузии.

НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ, СИЕНИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ СИЕНИТЫ

Вероятно, по мере эволюции магмы и опорожнения резервуара магматическая камера должна была перемещаться выше своего первоначального залегания и несколько к востоку. Концентрически-зональное строение Хибинского массива, как предполагалось Н. А. Елисеевым [55], возникло в семь интрузивных фаз: 1) мелкозернистые нефелиновые и щелочные сиениты; 2) массивные хибиниты; 3) трахитондные хибиниты; 4) рихсчорриты; 5) ийолит-уртиты, 6) фойяиты и 7) дайково-жильная серия.

Более поздние геофизические исследования привели к заключению о приуроченности Хибинского плутона к крупному региональному разлому северо-восточного простирания, намеченному еще А. А. Полкановым [174]. Очень важным оказалось и то обстоятельство, что в зоне этого разлома А. В. Галаховым [35, 36] в нескольких участках установлены более древние, чем Хибинский плутон, ультраосновные и щелочные образования, относящиеся к ранней эпохе щелочно-ультраосновного магматизма Балтийского щита. Это совмещение раннепалеозойских щелочно-ультраосновных и позднепалеозойских щелочных интрузий свидетельствует, по А. В. Галахову [36], о существовании здесь «долгоживущего раскола, служившего каналом для подъема из глубины магматического расплава». Однако, возможно, эта полихронность магматизма имеет более глубокий генетический смысл.

Современные представления о строении Хибинского плутона базируются на геофизических данных Г. Н. Шаблинского [226, 227] и материалах А. В. Галахова о поведении контактных поверхностей пород различных фаз внедрения и о пространственном расположении полосчатости. Геофизическими методами установлено, что контактовая поверхность массива, круто наклоненная под углами $70-80^\circ$ к его центру, с глубиной выполаживается. В северной и западной частях это происходит на глубине 6—7 км, где контакт приобретает падение $40-50^\circ$; южный контакт становится пологим на глубине 2—3 км. Таким образом, в целом выявляется близкая к конусоподобной форма Хибинской интрузии. Уже эти данные свидетельствуют о неудовлетворительности предыдущей модели формирования массива Хибин.

Структурно-петрологическое изучение пород Хибинского массива, произведенное со времени опубликования первой полной карты Хибин и обобщенное А. В. Галаховым [36], показало, что породы всех интрузивных фаз имеют падение к центру интрузии. Иными словами, кольцевые интрузии в пределах массива отсутствуют. Интрузивные залежи, образованные в порядке их расположения от периферии к центру, слагают конические тела (рис. 67), соответствующие фазам внедрения.

По схеме А. В. Галахова таких интрузивных фаз насчитывается шесть: 1) щелочные и нефелиновые сиениты, 2) хибиниты, 3) трахитондные хибиниты, 4) рихсчорриты, ийолит-ур-

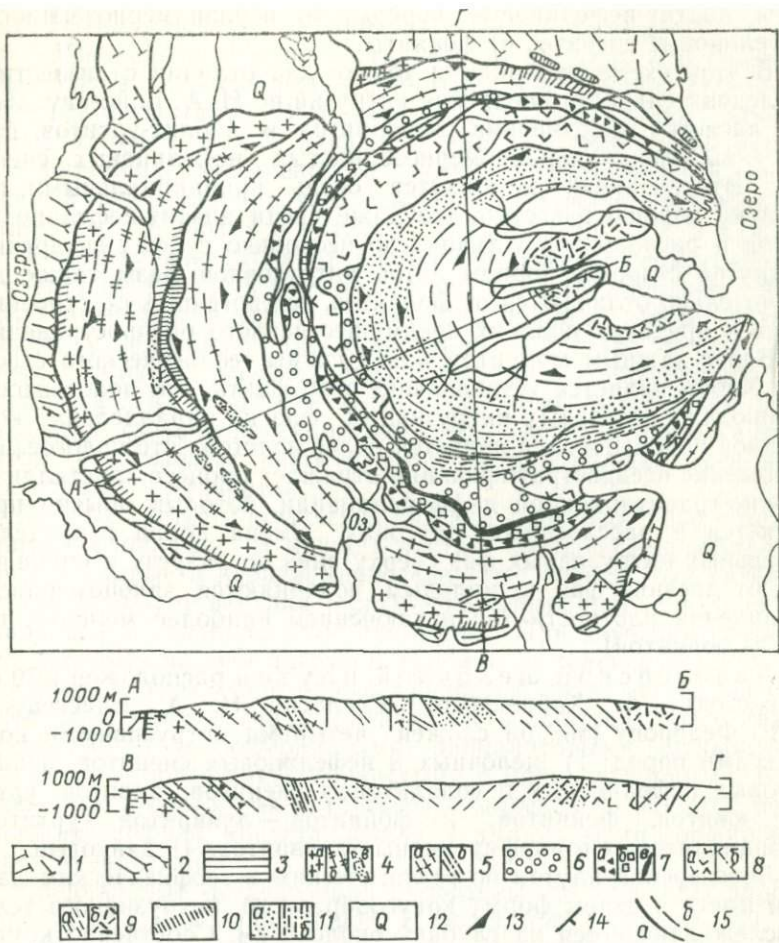


Рис. 67. Схематическая геологическая карта Хибинского массива. Составлена Е. Н. Володиным под ред. Н. А. Елисеева; исправлена и дополнена С. И. Заком, Н. М. Абрамовым, Ф. В. Минаковым, Е. А. Каменевым и другими.

Вмещающие породы: 1 — гнейсы и гранито-гнейсы кольской серии архея (фенитизированные); 2 — осадочно-вулканогенные породы свиты Имандра-Варзуга (ороговкованные или контактово-измененные); 3 — ромбен-порфиры доловерской свиты палеозоя.

Интрузивные комплексы: 4—5 комплекс хибинитов и трахитоидных хибинитов; 4а — массивные хибиниты первой фазы, 4б — грубозернистые хибиниты, 4в — жильная фация хибинитов; 5а — трахитоидные хибиниты второй фазы, 5б — жильная фация трахитоидных хибинитов; 6 — комплекс рискорритов; 7 — комплекс ийолит-уртитов, полевошпатовых ийолитов и апатит-нефелиновых пород; 7а — ийолиты, полевошпатовые ийолиты, малиньиты, луявриты, ювиты, 7б — уртиты и полевошпатовые уртиты; 7в — апатит-нефелиновые породы; 8а — комплекс среднезернистых нефелиновых сиецитов; 8б — жильная фация среднезернистых нефелиновых сиецитов; 9 — комплекс фойлитов; 9а — трахитоидные, 9б — массивные; 10 — эндоконтактовые щелочные сиециты, 11 — зоны развития постмагматических процессов: 11а — альбитизация, 11б — рассланцевание и перекристаллизация; 12 — четвертичные отложения.

Структурные элементы: 13 — ориентировка трахитоидности и первичной полосчатости в интрузивных комплексах, 14 — элементы залегания вмещающих пород, 15 — геологические границы: 15а — комплексов пород, 15б — фациальные.

титы, апатит-нефелиновые породы, 5) неравномернозернистые нефелиновые сиениты, 6) фойяиты.

В этой схеме намечаются только два отличия от известной последовательности внедрения интрузий по Н. А. Елисееву. Первое касается объединения рисчорритов и ийолит-уртитов, второе — выделения неравномернозернистых нефелиновых сиенитов. Эти различия не кажутся очень принципиальными, поскольку хорошо известно, что даже среди апатит-нефелиновых пород и рисчорритов установлено несколько субфаз внедрения. С другой стороны, породы пятой интрузивной фазы также значительно отличаются от фойяитов, гетерогенных по строению даже в пределах поля их преимущественного распространения.

Более важным моментом новой схемы геологического строения Хибин является установление того факта, что полосчатость в породах отдельных интрузивных фаз не параллельна контактной поверхности, а является более пологой. Это пологое расположение псевдостратификации отражает процесс кристаллизационно-гравитационной дифференциации, который обычно проявляется в расслоенных плутонах. Смена пород в пределах отдельных интрузивных фаз сверху вниз по разрезу и смена пород от древних фаз к молодым подчиняются закономерности увеличения плотности (за исключением наиболее молодых пород — фойяитов).

Ловозерский щелочной плутон расположен в 10 км к востоку от Хибинского. Согласно Н. А. Елисееву и Э. Е. Федорову [56], он сложен четырьмя интрузивными комплексами пород: 1) щелочных и нефелиновых сиенитов, пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов, тавитов, уртитов, ювитов, фойяитов; 2) фойяитов — люавритов — уртитов; 3) эвдиалитовых и порфириовидных люавритов; 4) дайковый.

Ловозерский плутон по геологическим и геофизическим данным имеет в целом форму конусообразного интрузивного тела, прослеживающегося на глубину около 5 км. Собственно крутонаклоненную к центру контактовую поверхность имеет на глубине интрузия третьей фазы: в верхних горизонтах породы этой интрузии перекрываются дифференцированным фойяит-люаврито-уртитовым комплексом. Последний составляет большую часть видимых выходов плутона и представляет собой пластовое тело мощностью около 1600 м. Породы первого комплекса встречаются главным образом в виде ксенолитов в породах более молодых интрузивных фаз. Кроме того, в западной части массива на контакте с гнейсо-гранитами они образуют полосу длиной более 10 км. Контакт пород первого комплекса с вмещающими породами вертикальный; контакт с породами второго комплекса на глубине выполаживается и полого падает к центру массива.

Замечательной особенностью Ловозерского массива является его псевдостратифицированное строение, наиболее резко выраженное в породах второго комплекса. Расслоенность высшего

порядка имеет в этом комплексе трехчленное строение: верхняя часть мощностью 300 м, средняя — 600 м и нижняя — более 600 м. Верхняя и нижняя части разреза сложены относительно лейкократовыми породами — фойяитами и в меньшей степени — уртитам и ювитами. В средней части преобладают относительно меланократовые люавриты. Внутри этих частей проявлена ритмичная расслоенность, которая заключается в многократном переслаивании трех основных разновидностей пород — люавритов, фойяитов и уртитов. Установлено, что в каждом ритме сверху вниз люаврит постепенно (через лейкократовый люаврит) переходит в фойяит; фойяит также постепенно (через ювит) переходит в уртит. Уртит, как правило, имеет резкую границу с подстилающими люавритами. В составе второго комплекса помимо псевдостратифицированных образований, где породы связаны сингенетичными переходами полос-слоев, установлены и «внутриформационные» тела «нетрахитоидных» люавритов, рассекаемые полосчатостью и содержащие ксенолиты трахитоидных люавритов.

Породы третьего комплекса слагают пластовое тело с подводящими каналами. В нижних частях комплекса преобладают порфириовидные и неравномернозернистые породы, относительно лейкократовые, в верхних частях — крупнозернистые и более меланократовые эвдиалитовые люавриты. При изучении разрезов над корневой частью интрузии третьего комплекса установлено чередование трех серий пород мощностью снизу вверх: 250, 250 и 500 м. В каждой серии нижняя часть сложена более лейкократовыми и мелкозернистыми эвдиалитовыми люавритами, а верхняя — более крупнозернистыми и меланократовыми. В породах как второго, так и третьего комплекса выделяется более молодая субфаза, представленная мурманитовыми порфириовидными люавритами.

Специальные исследования проведены по изучению породообразующих минералов пород Ловозерского массива [89, 90]. В частности, А. Л. Косой подтвердил представление Н. А. Елисеева о том, что уртиты и фойяиты второго комплекса являются аккумулятивными породами, образованными в низах разреза при высокой температуре. При кристаллизации значительно более меланократового расплава третьего комплекса нефелины и полевые шпаты, выделившиеся первыми, всплывали в верхнюю часть камеры.

Вопросы петрогенезиса. Трудности в определении путей эволюции щелочных расплавов Хибинского и Ловозерского плутонов заключаются главным образом в том, что нам неизвестно, какие из фаз и субфаз внедрения, формирующие серповидные интрузивные тела, образованы в промежуточном магматическом очаге, а какие поставлялись из более глубокого источника. Вероятно, наиболее правдоподобно, что породы первой фазы представляют магму, образованную без участия про-

цесса дифференциации, идущего на промежуточном уровне, и по аналогии с другими естественными рядами пород имеют глубинный «малодифференцированный» источник. В какой-то мере эта аналогия с начальными членами большинства природных серий подтверждается и тем обстоятельством, что химический состав пород первой фазы (щелочные и нефелиновые снениты) близок к средневзвешенному составу всего Хибинского массива (табл. 39).

До настоящего времени мы с большим трудом читаем петрологическую историю Хибинского и Ловозерского массивов. О природе первичной магмы этих интрузий имеются две точки зрения. Одна из них сформулирована А. А. Полкановым, который считал исходной магмой щелочно-базальтовую, испытавшую дифференциацию. Другие исследователи просто указывают на мантийный источник генерации щелочных магм [36, 130]. Оставляя открытым вопрос о генезисе исходных магм, необходимо обратить внимание на закономерности, установленные при изучении дифференциации *in situ*. Так, для псевдостратифицированного второго комплекса Ловозерского массива трехчленное деление ритмов на уртиты — фоййиты — люавриты объясняется последовательностью кристаллизации минералов в порядке, который точно соответствует количественным соотношениям компонентов в синтетической системе $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. Этот порядок отвечает парагенезисам: нефелин — нефелин + + полевой шпат — нефелин + полевой шпат + 40% эгирина — нефелин + полевой шпат + 10% эгирина. Указанные парагенезисы, характерные для пород ритмов второго комплекса, и их соответствие экспериментальному материалу позволяют заключить, что уртиты и фоййиты начали кристаллизоваться из расплава первыми, а закончили кристаллизацию последними. Это объясняет аккумулятивное придонное расположение уртитов, расположение люавритов в средней части разреза и приуроченность фоййитов к апикальным частям.

Интересно, что в синтетической системе остаточные расплавы обогащены дисиликатом натрия. В породах массива природными аналогами минералов, содержащих щелочь в избытке по отношению к алюминию и трехвалентному железу, являются содалит, эвдиалит, ломоносовит, лампрофиллит, виллиомит и др. Количество этих минералов в уртитах и фоййитах в 2—3 раза превышает их содержание в быстро кристаллизующихся люавритах.

В породах третьего комплекса Ловозерского массива вследствие более мафического характера магмы процессы кристаллизации, в целом подобные аналогичным процессам в породах второго комплекса и в синтетической системе, приводили к иным результатам. Часть первых кристаллизующихся зерен нефелина и полевого шпата всплывала вверх. При этом полевой шпат всплывал с большей скоростью, образуя скопления на больших

Средние химические составы пород (вес. %) Хибинского массива по комплексам [36]

Окислы и элементы	Щелочные слениты (по С. И. Заку, приконтактная фация) (3)	Хибиниты (8)	Трахитоидные хибиниты (9)	Рискорриты (21)	Ийодит-уртиты (30)	Апатит-нефелиновые породы (30)	Среднезернистые эгириновые нефелиновые слениты (4)	Фойяиты (16)	Средне-взвешенное по массиву
SiO ₂	53,01	52,90	54,08	50,60	43,92	21,60	55,03	55,07	53,23
TiO ₂	0,87	0,94	0,91	1,14	2,31	2,10	1,01	0,94	1,04
ZrO ₂	0,04	0,12	0,24	—	0,08	0,07	0,04	0,04	0,10
Al ₂ O ₃	17,99	22,40	20,21	21,46	21,90	12,10	21,48	21,66	21,42
Fe ₂ O ₃	5,67	2,77	3,59	3,02	4,00	3,39	2,84	2,53	2,99
FeO	2,14	1,29	1,58	2,14	3,04	2,05	1,70	1,36	1,61
MnO	0,29	0,25	0,23	0,20	0,19	0,15	0,13	0,15	0,20
MgO	0,59	0,60	0,51	0,84	1,64	1,10	0,44	0,64	0,67
CaO	1,95	1,38	1,55	1,89	4,88	28,04	1,35	1,35	1,69
BaO	0,05	0,19	0,13	0,24	0,32	0,11	0,12	0,20	0,19
Na ₂ O	7,48	10,00	9,57	7,79	10,42	4,83	9,12	9,13	9,32
K ₂ O	6,12	5,71	5,97	8,91	5,19	2,32	5,54	5,50	5,99
P ₂ O ₅	0,45	0,14	0,14	0,19	0,62	19,05	0,22	0,27	0,24
H ₂ O ⁻	0,21	0,30	0,22	0,17	0,10	0,17	0,26	0,21	0,22
H ₂ O ⁺	2,92	0,80	0,83	0,59	0,74	0,89	0,36	0,55	0,68
CO ₂	—	0,04	0,06	0,07	—	0,62	0,02	0,11	0,09
SO ₃	0,04	0,02	0,05	0,42	0,47	0,09	0,16	0,15	0,15
Cl	0,17	0,05	0,06	0,02	—	0,09	0,12	0,07	0,06
P	0,01	0,10	0,07	0,31	0,18	1,23	0,06	0,07	0,11
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. В скобках указано количество анализов.

гипсометрических уровнях. Одновременно с кристаллизацией у дна магматической камеры лейкократовых минералов и их частичным всплыванием вытеснялся остаточный расплав, обогащенный эгирином и эвдиалитом. Он кристаллизовался последним и формировал крупнозернистые эвдиалитовые луювриты.

Таким образом, ряды пород в пределах хорошо изученных комплексов Ловозерского плутона, несомненно, свидетельствуют о ведущей роли фракционной дифференциации в магме. Выше отмечалось, что А. В. Галахов для Хибинского плутона также установил проявление псевдостратифицированности и указал, что более плотные породы располагаются в нижних частях интрузивных тел, а более легкие — в верхних; в целом это согласуется с принципом гравитационного распределения фаз в процессе кристаллизационной дифференциации.

Положение фигуративных точек на диаграмме нефелин — кальсилит — кремнезем для пород Хибинского массива не раскрывает прямо ведущей роли какого-то одного процесса фракционирования. Довольно низкотемпературную область занимают фигуративные точки нефелиновых сиенитов и сиенитов первой фазы, хибинитов и фойяитов. Точки рисчорритов, уртитов и ийолитов расположены ближе к нефелин-кальсилитовым, более высокотемпературным участкам диаграммы. Это отклонение может быть вызвано различными причинами: во-первых, большей температурой генерации магм, во-вторых, особой ролью летучих компонентов и высоким содержанием темноцветных минералов.

При обсуждении вопроса о природе эпигенетических магм, поднявшихся с глубин и образовавших главные интрузивные комплексы, существуют следующие затруднения:

1. Процессы интенсивной дифференциации, отмеченные при образовании сингенетических рядов пород в камере плутонов, могли происходить и в канале интрузий и даже в промежуточных магматических очагах. Эти процессы должны сильно замаскировать явления, которым обязана своим происхождением первичная магма.

2. Огромный объем в целом «анхизтектических» лейкократовых магм нефелиновых сиенитов трудно увязать с представлением о таких магмах как продуктах дифференциации более мафических мантийных магм.

Если абстрагироваться от последнего положения, то ряд петрологических фактов может объяснить наблюдаемый порядок появления порций глубинных расплавов при формировании сложных плутонов.

Согласно предположению А. А. Полканова, глубинная магма при дифференциации не только подвергалась кристаллизационному фракционированию, но и испытывала наряду с этим эманационное влияние летучих компонентов. Выше было отмечено, что, кроме комплекса фойяитов, все породы Хибинской интрузии формировались с возрастанием плотности. Такой порядок внед-

рения большинства фаз может быть удовлетворительно объяснен, если представить, что распределение магм в глубинном очаге также подчинялось закономерностям гравитации, а подчас поднятие магм к поверхности происходило в порядке их вертикального распределения в мантийной колонне. В этом случае, за исключением несколько усредненной магмы нефелиновых и щелочных сиенитов первой фазы и наиболее лейкократовых остаточных расплавов фойзитов, имеющих низкую плотность, распределение пород в возрастной последовательности обратно вертикальному распределению магм в пределах магматического резервуара или глубинному расслоению.

По нашему мнению, наиболее правдоподобное объяснение генезиса нефелин-сиенитовых магм такого огромного объема, какими являются Хибинский и Ловозерский плутоны, заключается в том, что эти магмы являются продуктами частичного плавления пород, уже значительно обогащенных щелочами. Таковыми могли быть крупные массы щелочно-ультраосновных пород, образованных на предыдущих этапах щелочного магматизма (раннепалеозойского, возможно, протерозойского) и не достигших верхних разрезов земной коры, т. е. щелочные магмы, сформировавшие Хибинский и Ловозерский плутоны, генерировались, вероятно, не в глубинных горизонтах мантии, а значительно ближе к земной поверхности. Такое предположение не только является логичным, но и подтверждается расположением Хибинской и Ловозерской интрузий в зоне долгоживущего регионального разлома, контролирующего также ультраосновные — щелочные массивы раннепалеозойского возраста. С физико-химической точки зрения понятен «анхизэвтектичный» в целом состав магм нефелиновых сиенитов. Прогрессивный процесс частичного плавления мафического щелочно-базальтового источника объясняет не только появление самого тугоплавкого расплава, формирующего жильную фацию в конце становления массива, но и относительно меланократовый состав пород третьего комплекса Ловозера и меланократовый характер интрузий ийолит-уртитов Хибин.

Нельзя забывать, что процессы фракционной дифференциации и фракционного плавления не являются подобными (см. с. 41—42). Вероятно, поэтому в породах Хибинского плутона, расположенных в возрастной последовательности, отмечаются некоторые «аномальные» закономерности: в частности, расположение фигуративных точек пород более поздних фаз внедрения в относительно высокотемпературных частях физико-химических диаграмм (рис. 68). В породах Хибинского массива не устанавливается той обычной закономерности накопления рублидия в породах наиболее поздних фаз, которые свойственны расплавам, испытывающим нормальное кристаллизационное фракционирование (табл. 40). Для объяснения этого некоторые исследователи вынуждены были подвергать сомнению установленную гео-

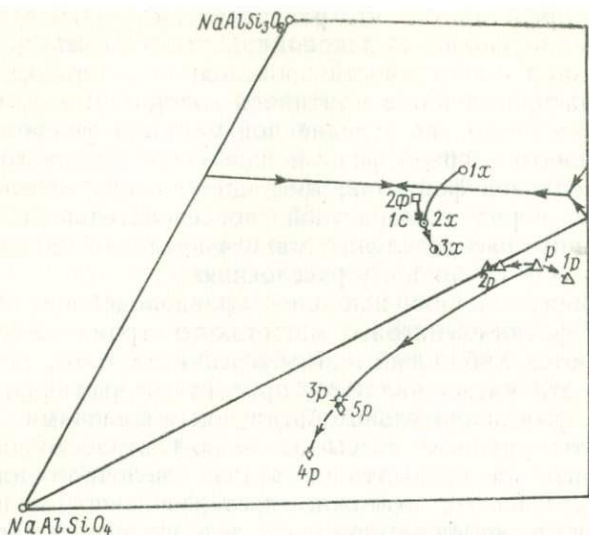


Рис. 68. Диаграмма части системы нефелин — кальсилит — кремнезем [36] с составами калийной части производных первичных магматических расплавов-интрузий (в промежуточном магматическом очаге и магматическом канале).

1x — нефелиновые сиениты первой фазы; 2x — хибиниты; 3x — трахитоидные хибиниты; p — рисchorиты; 1p — рисchorиты кольцевого тела; 2p — рисchorиты неполнокольцевого тела; 5p — ийолит-уртиты с апатит-нефелиновыми породами; 3p — ийолит-уртиты; 4p — апатито-нефелиновые сиениты; 1с — неравномернозернистые нефелиновые сиениты; 2ф — фойяиты.

логическими методами последовательность образования пород. В предлагаемой интерпретации генезиса многофазных плутонов агпаитовых нефелиновых сиенитов посредством фракционного плавления указанные «аномальные» закономерности находят естественное объяснение.

Субформация миаскитовых пород. Субформация миаскитовых нефелиновых сиенитов также является сложной в петрографо-геохимическом отношении и гетерогенной по условиям образования. Для химизма составляющих ее пород характерны более низкое содержание щелочей (около 13%) и меньшее значение коэффициента агпаитности (1—0,8), чем в субформации нефелиновых сиенитов. Миаскитовому типу пород свойственно несколько повышенное содержание Ca, F, Rb, Ta, Cs. В геолого-петрографическом отношении рассматриваемый комплекс характеризуется тесной зависимостью формы тел щелочных пород от окружающих геологических структур: массивы имеют нередко согласное залегание с вмещающими породами. Контакты с последними интрузивные, но могут наблюдаться и постепенные переходы. Весьма обычно сильное метасоматическое воздействие щелочных пород на вмещающие образования.

Среднее содержание калия и рубидия и калий-рубидиевое отношение в нефелинах и полевых шпатах хибинских пород [77]

Породы	Полевой шпат				Нефелин			
	Число проб	K, %	Rb, %	K/Rb	Число проб	K, %	Rb, %	K/Rb
Хибиниты	8	6,46	0,023	285	10	4,48	0,015	294
Эгириновые нефелиновые сиениты	11	7,12	0,021	338	6	4,42	0,15	303
Фойяиты	16	6,31	0,018	352	6	4,50	0,014	317
Рисчорриты	4	11,68	0,078	155	4	7,28	0,048	152
Ийолит-уртиты	8	11,05	0,031	350	16	5,89	0,022	271

В Советском Союзе к наиболее хорошо изученным комплексам миаскитового типа относятся Вишневогорский и Ильменский массивы, входящие в состав Уральской герцинской щелочной провинции.

Уральская герцинская щелочная провинция. Вишневогорский, Ильменский и другие массивы, характеризующие эту провинцию, приурочены к восточному склону Среднего и Южного Урала и располагаются в пределах полосы субмеридионального простираения длиной 150 км при ширине до 18 км.

Вмещающими для вишневогорско-ильменского комплекса служат метаморфизованные образования различного состава. В нижней части их разреза преобладают парагнейсы и кварциты с подчиненным количеством амфиболитов и мраморов. Выше залегает существенно амфиболитовая толща с прослоями силикатных гнейсов. Возраст обеих толщ определен Г. А. Кейльманом в широком интервале: PR_2 — PZ. Наиболее высокое стратиграфическое положение занимает толща кварцитов, гранатбиотитовых, известковистых гнейсов, мраморов и амфиболитов, относимая к среднему ордовику.

Указанные метаморфизованные породы слагают ядро Сысертско-Ильменогорского антиклинория, входящего в состав Восточно-Уральского поднятия. Региональной особенностью области развития ильмено-вишневогорского комплекса является изменение северо-восточного простираения южноуральских складчатых структур на субмеридиональное и северо-западное, характерное для среднеуральских складок. Более мелкими складчатыми структурами в пределах Сысертско-Ильменогорского антиклинория являются узкие веерообразные асимметричные складки. Вишневогорская антиклиналь, в ядре которой расположен Вишневогорский щелочной массив, запрокинута на восток; восточнее располагается Силачская антиклиналь, к которой приурочен второй массив миаскитов. В ядре Ильменогорской антиклинальной структуры, опрокинутой на запад, расположен Ильменогорский (миаскитовый) массив.

Абсолютный возраст Вишневогорского и Ильменского массивов составляет 250—310 млн. лет [153]. По В. М. Сергиевскому, щелочные породы формируются после главной складчатости вадисского тектоно-магматического цикла, что соответствует началу перми. И. Д. Соболев считает, что время становления щелочных интрузий соответствует позднепалеозойскому этапу ордовикско-пермского тектоно-магматического цикла.

Структурные исследования в пределах Вишневогорского щелочного массива, проведенные под руководством Б. М. Роненсона [185, 186], показали, что интрузивные породы образуют несколько субмеридиональных тел каплеобразной в плане формы, которые имеют широкий северный конец и постепенно выклиниваются к югу. С севера, юга и запада массив окружен пластовыми телами щелочных пород, которые так же, как и основное тело, согласны с вмещающими породами. Несмотря на присутствие в пределах Вишневогорского массива автономных структурных блоков, главное направление движения магматических масс было с юга на север.

Вишневогорский массив сложен биотитовыми миаскитами, обладающими в центральной его части разнообразными структурно-текстурными особенностями. Часто породы имеют гнейсовидное и линейное строение. В периферических участках нередко видна полосчатость. Минеральный состав наиболее распространенного типа миаскитов следующий (об. %): микроклин, микроклин-пертит—48; альбит, альбит—олигоклаз—21; нефелин—22; биотит—4; ильменит, магнетит—0,8; сфен, апатит, кальцит, цеолиты, пирохлор—4,2. Установлено, что в центральной части массива (гора Долгая) содержание нефелина выше, чем в периферических частях, и достигает 35—41%.

Наиболее свежие разновидности миаскитов сложены нефелином и микроклин-пертитом приблизительно одинаковой степени идиоморфизма; эти минералы во многих шлифах образуют призматические, таблитчатые, гексагональные и квадратные формы. Однако наряду с этим всегда встречаются изометричные округлые зерна нефелина и полевых шпатов с аллотриоморфными очертаниями.

В миаскитах часто наблюдается неоднородное строение; при этом отдельные линзы и прожилки сложены мелкозернистой породой с зернами полевого шпата, нефелина и биотита неправильных, изрезанных контуров. Структура таких пород типично гранобластовая. В ряде шлифов можно видеть катластические структуры, в которых округлые и неправильные зерна полевого шпата и нефелина со следами дробления сцементированы более мелкозернистым агрегатом гранобластовой структуры.

Оптические свойства нефелина непостоянны. Показатели преломления $N_o = 1,539 \div 1,535$; $N_e = 1,535 \div 1,531$. Обычны гидротермальные продукты изменения: канкринит, кальцит, натролит,

слюда. Нередко по периферии кристаллов развиваются зерна альбита, образуя червеобразные вроски.

Химические составы нефелинов здесь не приводятся; результат пересчета их на нормативный состав (среднее из 12 анализов) следующий (%): Ne — 68,17; Ks — 22,92; Qu — 3,18; An — 1,95.

Калиевый полевой шпат миаскитов редко имеет микроклиновую решетку, часто отсутствуют в нем даже простые двойники. Угол $2V$ колеблется в пределах $65-70^\circ$. Несмотря на это, измерения на столике Федорова определяют полевой шпат как микроклин. Процессы пертитизации весьма обычные. Нормативный состав такого полевого шпата колеблется от 72% Ort и 24% Ab до 50% Ort и 50% Ab (данные по 15 анализам).

Альбит часто, но не всегда является одним из главных минералов пород. Он образует зерна неправильной формы с изрезанными очертаниями. Оптические измерения определяют в нем 3% анортитового компонента. Биотит служит основным меланократовым компонентом пород, типичным для миаскитов. Он присутствует в виде вытянутых табличек с плеохроизмом от темнотурбоного и черного по Ng до ярко-желтого по Np . $Ng=1,668$, $Np=1,621$. Часто с биотитом ассоциирует магнетит.

Эндоконтактовыми фациями Вишневогорского массива являются биотитовые сиениты, амфиболовые миаскиты, сандыиты и др. В биотитовых сиенитах отсутствует нефелин, повышается роль олигоклаза (40%) и биотита (10%). В некоторых разновидностях сиенитов присутствует корунд. В амфиболовых миаскитах зерна нефелина крупных размеров имеют корродированные очертания и окружены гранобластическим агрегатом микроклина и альбита.

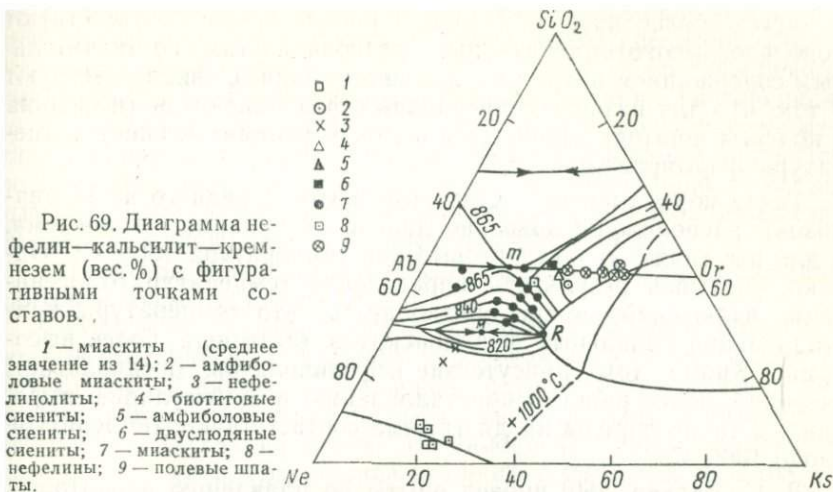
Самыми меланократовыми представителями пород вишневогорского комплекса являются сандыиты. Они имеют средне- и крупнозернистую структуру. Весьма характерно, что при меланократовом составе (амфибол — 35, пироксен — 6, и биотит — 3,5%) эти породы почти не содержат плагиоклаза, но имеют до 22% криптопертитового калиево-натриевого полевого шпата и до 16% нефелина.

Особого упоминания заслуживают анхимономинеральные нефелиновые породы («конгресситы», по А. Н. Заварицкому, или «нефелинолиты»). Они характеризуются крупнозернистой структурой и массивной текстурой и состоят из нефелина, окруженного бахромой плагиоклаза или калиево-натриевого полевого шпата.

Вопросы петрогенезиса. Известные в литературе химические анализы миаскитов Вишневогорского (табл. 41) и Ильменогорского массивов были пересчитаны на нормативный состав и нанесены на диаграмму нефелин — кальсилит — кремнезем (рис. 69). На эту же диаграмму нанесены составы нефелинов и полевых шпатов из миаскитов, а также нормативные

Химический (вес. %) и нормативный состав пород
Вишневогорского массива

Окислы и минералы	Миаскиты (15)	Амфиболовые миаскиты (2)	Конгреситы (3)	Сиениты биотитовые (3)	Амфиболовые сиениты (2)	Сиениты двуслюдяные (2)
SiO ₂	57,04	57,28	50,22	59,07	59,58	58,87
TiO ₂	0,39	0,53	0,19	0,64	0,26	0,50
Al ₂ O ₃	22,52	20,18	29,99	20,08	19,99	20,75
Fe ₂ O ₃	1,38	2,87	0,61	2,31	1,83	3,52
FeO	1,66	1,98	1,28	2,17	2,05	2,62
MnO	0,07	0,25	0,06	0,15	0,20	0,12
MgO	0,47	0,70	0,23	1,21	0,59	0,38
CaO	1,28	2,58	1,14	1,44	3,72	1,05
BaO	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	7,57	5,05	11,49	5,35	6,50	5,28
K ₂ O	6,17	7,35	3,96	6,99	4,90	6,72
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,06	He обн.	0,08	0,16
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,61	0,35	0,11	0,09	0,11	0,54
CO ₂	0,55	0,57	0,57	1,49	0,30	0,36
F	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,80	99,78	99,91	100,99	100,11	100,87
cc	1,2	1,3	1,3	2,6	—	0,8
ap	0,5	—	—	—	0,7	—
il	0,8	0,91	0,5	1,21	0,6	0,91
mt	2,1	7,87	0,9	3,24	2,5	5,09
ort	36,7	43,41	23,4	41,18	28,9	39,51
ab	41,9	31,98	25,2	45,09	45,1	44,57
ne	7,4	5,97	38,9	—	5,4	—
an	2,2	9,18	2,0	—	10,8	3,06
c	4,2	0,51	6,5	3,77	—	3,67
wo	—	—	—	—	2,8	—
en	—	—	—	—	1,3	—
fs	—	—	—	—	1,5	—
fo	1,7	1,27	0,8	1,90	0,3	—
fa	2,0	0,61	2,5	0,92	0,4	—
fs	1,3	—	—	0,30	—	1,19
en	1,2	—	—	0,13	—	0,90
Qu	—	—	—	—	—	0,24
fr	—	—	—	—	—	—
nc	—	—	—	—	—	—
cs	—	—	—	—	—	—



составы ассоциирующих с нормальными миаскитами амфиболовых миаскитов, нефелинолитов и сиенитов. Анализ диаграммы показывает, что, за исключением нефелинолитов, все породы вишневогорского комплекса попадают в поле нефелин-полевошпатового парагенезиса выше котектической линии. Изотермы, соответствующие таким общим составам, имеют значения от $890^\circ C$ для амфиболовых миаскитов и биотитовых сиенитов и до $820^\circ C$ для большинства миаскитовых пород. Кроме того, на диаграмме наблюдается разброс фигуративных точек миаскитов, они приближаются к стороне нефелин—кремнезём и к линии полевошпатового «барьера». Точки, соответствующие породам с высоким содержанием нефелина, располагаются ниже котектической линии; крайне недосыщенные кремнезёмом породы лежат на изотерме $1000^\circ C$.

Эти данные можно сравнить с результатами определения температур гомогенизации включений в нефелинах Миасского и Вишневогорского массивов и ряда других [4,5]. По первичным включениям Т. Ю. Базарова оценивает минимальные температуры начала кристаллизации нефелина интервалом от 800 до $950^\circ C$. Нефелин из миаскитового пегматита, по данным этого же автора, имеет температуру кристаллизации 700 — $800^\circ C$, а вторичный нефелин — от 165 до $500^\circ C$.

Обращает на себя внимание расположение основной части фигуративных точек миаскитовых пород правее точки двойного минимума. Расплавы такого состава при кристаллизации в процессе фракционирования будут двигаться по направлению к точке m . По-видимому, в этом случае состав нефелина должен меняться в сторону обеднения кальсилитовой молекулой.

Составы нефелинов находятся вблизи изотермы $775^\circ C$. Часть из них имеет более высокую температуру кристаллизации,

а часть — более низкую. Полевые шпаты также соответствуют довольно высокотемпературным разновидностям со значительным содержанием натрия. Приведенные данные свидетельствуют о том, что для главных минеральных фаз миаскитов (нефелина и полевых шпатов) характерны высокие (магматические) температуры формирования.

Точка нормативного состава миаскитов (среднего из 14 анализов) расположена довольно далеко от бинарного минимума, и для нее также характерна высокая температура (865°C). Однако, учитывая результаты определения температур гомогенизации включений, можно предполагать, что температуры кристаллизации начальных фаз миаскитов были еще более высокими. Кроме того, присутствие нефелинолитов предполагает, очевидно, более раннюю кристаллизацию и аккумуляцию нефелина, а такие породы на диаграмме соответствуют температуре около 1000°C .

Д. С. Баркер [250] провел опыты по плавлению альбитовых нефелиновых сиенитов (личфильдитов) при давлении воды 2000 кгс/см^2 . Исследования показали, что с составом $\text{Ks} — 16,5$, $\text{Ne} — 44,8$, $\text{SiO}_2 — 38,7\%$ природный и синтетический нефелиновый сиенит начинает плавиться при 810°C и давлении воды 500 кгс/см^2 , при 760°C и 1000 кгс/см^2 , при 730°C и 1500 кгс/см^2 и при 705°C и 2000 кгс/см^2 . Полное плавление личфильдита в интервале давлений от 2000 до 1000 кгс/см^2 осуществляется на 60°C выше линии солидус. Таким образом, и эти данные указывают на относительно высокие температуры кристаллизации обогащенного альбитом нефелин-сиенитового расплава. Однако широкий разброс точек, соответствующих миаскитам, на диаграмме остаточной петрогенетической системы, а также отсутствие основных варьететов в пределах рассматриваемых ассоциаций заставляют признать, что процесс фракционной кристаллизации не является ведущим при образовании пород миаскитового комплекса.

Пересчеты химических анализов миаскитов, нефелинолитов и сиенитов Вишневогорского массива на нормативный состав показывают, что из 23 образцов 21 содержит нормативный корунд в количестве от 0,1 до 3,5%. Можно предложить несколько объяснений этой эмпирической закономерности.

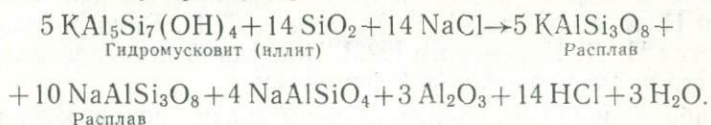
1. Повышенное содержание глинозема отражает загрязнение магмы материалом вмещающих отложений. Оценивая состав последних по химическим анализам серии пород от слюдисто-полевошпато-кварцевых сланцев до силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов, можно видеть, что вмещающие породы по сравнению с миаскитами содержат в среднем на 5% меньше глинозема и примерно на 8% больше кремнезема. Отсюда ясно, что процесс контаминации не мог привести к обогащению магмы глиноземом.

2. Поскольку повышение содержания глинозема в миаскитах (по сравнению с другими типами нефелиновых сиенитов) сопровождается уменьшением количества щелочей (и соответственно уменьшением коэффициента агпаитности), а также увеличением содержания кремнезема, можно полагать, что появление нормативного корунда связано с относительным обеднением пород щелочами. Последние могли выноситься во вмещающие породы, вызывая в них интенсивные метасоматические преобразования. Это объяснение кажется наиболее правдоподобным.

3. Наконец, можно предположить первичное обогащение миаскитовой магмы глиноземом.

Согласно экспериментальным данным Т. Ю. Базаровой [4], водные вытяжки из нефелинов уральских миаскитов содержат от 5,019 до 12,966 вес. % катионов натрия. Эти значения являются наивысшими по сравнению с аналогичными данными для нефелинов других массивов. Из анионов в водных вытяжках преобладает хлор, содержание которого колеблется от 3,108 до 6,270 вес. %. Несмотря на то что полученные Т. Ю. Базаровой результаты представляют лишь частичный анализ растворов и тип растворенных солей неизвестен, эти данные свидетельствуют о том, что в составе жидкой фазы в процессе формирования нефелиновых миаскитов существенную роль играл хлорид натрия.

Появление в миаскитах нормативного корунда и присутствие в вытяжках нефелинов хлоридов щелочей можно, по-видимому, объяснить тем, что формирование миаскитовой магмы осуществлялось при частичном плавлении сланцев и солевых отложений (эвапоритов), например, в соответствии с реакцией, приводимой Д. С. Баркером [250]:



Как известно, идея об образовании щелочных магм путем обогащения расплавов захороненными солями щелочных металлов не нова и в настоящее время в несколько утрированном виде развивается М. К. Пильтенко [169]. В применении ко всем щелочным породам эти представления не состоятельны ни с геологической, ни с физико-химической точки зрения. Однако для ограниченного круга пород, возникающих в условиях, близких к геосинклинальным, можно допускать формирование магм, богатых щелочами и глиноземом, при частичном плавлении осадочных пород.

Экспериментальные исследования по плавлению сланцев, аркозов, известняков и эвапоритов показали, что в условиях геотермического градиента 30° С/км указанные осадочные породы начинают плавиться на глубине от 4—5 до 21 км. Особенно небольшие температуры требуются для частичного плавления со-

лей, при этом состав образующейся жидкости весьма богат NaCl. На глубине 22 км при температуре 650° С эвапорит первоначального состава 90% NaCl и 10% H₂O будет содержать 50% жидкости с 80% NaCl.

Указанный процесс, теоретически считающийся одним из возможных способов образования щелочных пород, вместе с тем маловероятен: жидкость, образующаяся при плавлении солей, должна мигрировать в верхние горизонты значительно раньше начала плавления главных силикатных фаз.

Субформация кварцевых сиенитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов. Интрузивные тела этой субформации в геологическом отношении характеризуются приуроченностью к разрывным структурам завершающих этапов развития складчатого пояса или к тектоническим нарушениям в пределах платформ. Субформация включает породы, контрастные по содержанию кремнезема. Начальными членами генетического ряда являются слегка пересыщенные кремнеземом породы — кварцевые сиениты. С ними ассоциируют насыщенные кремнеземом щелочные сиениты; заканчивается формирование ряда внедрением нефелиновых сиенитов. Существование такой генетической серии пород ставит особые проблемы перехода пересыщенных кремнеземом исходных жидкостей в недосыщенные, на что одним из первых указал К. Е. Тилли [317].

Примерами рассматриваемой ассоциации являются протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья, породы Бердяшского массива на западном склоне Урала и сиениты и нефелиновые сиениты Мугуджар. Протерозойский интрузивный комплекс щелочных пород подробно охарактеризован в монографии Н. А. Елисеева, В. Г. Кушева и Д. П. Виноградова [57] и работах И. Д. Царовского [225]. Последний исследователь относит его к сиенито-щелочной формации.

Наиболее широко распространены среди пород комплекса щелочноземельные и субщелочные сиениты, слагающие Южно-Кальчикский, Кальмиусский, Еланчикский и Октябрьский массивы. В строении последнего кроме сиенитов участвуют нефелиновые сиениты, образующие подковообразное тело в центральной части массива, и мариуполиты.

Анализируя положение тел сиенитов в региональных структурах, И. Д. Царовский [225] установил их приуроченность к мощным субмеридиональным нарушениям, вероятно, глубокого заложения. Структурные исследования массивов, проведенные В. Г. Кушевым [57], показали, что они представляют собой трещинные интрузивные тела, дисгармоничные по отношению к структуре вмещающих пород.

Строение большинства интрузивных тел комплекса неоднородно. В краевых частях массивов сиениты имеют мелко- и среднезернистое строение и четкую трахитоидную текстуру. По

мере удаления от контакта ориентировка кристаллов почти исчезает, а размер их увеличивается.

Одновременно с изменением текстурно-структурных особенностей пород выявляется зональность их количественно-минерального состава и химизма. В краевых частях тел нередко присутствуют оливин-пироксеновые и пироксен-амфиболовые сиениты с незначительным содержанием кварца. Эти породы по направлению к центру массивов совершенно постепенно переходят в кварцевые сиениты и даже граносиениты, в которых темноцветные минералы представлены амфиболом и биотитом; одновременно возрастает степень альбитизации калиевого полевого шпата.

В минеральном составе сиенитов главное значение имеет калиево-натриевый полевой шпат, первичный состав которого соответствует натриевому микроклину, а в некоторых случаях — анортоклазу. Характерно его крипто- и микропертитовое строение. В центральных частях массивов калиево-натровый полевой шпат подвержен альбитизации.

Содержание первичного плагиоклаза колеблется от десятых долей процента до 20%. По составу он соответствует андезину (30—36% An) и олигоклаз-андезину в граносиенитах, альбиту и альбит-олигоклазу в кварцсодержащих разновидностях. В участках интенсивного вторичного изменения присутствуют микроклин и альбит второй генерации, отличающиеся своей свежестью. Для малоизмененных пород характерен сильно железистый оливин (96% Fa); он присутствует в незначительном количестве (до 2%) в породах с небольшим содержанием кварца. Гиперстен (с 55—62% Fs) и моноклинный пироксен (содержащий 75% геденбергитового, 10 гиперстенного, 7 авгитового и 8 эгиринового компонентов) распространены более широко, чем оливин. Наибольшее значение среди меланократовых минералов имеет обыкновенная роговая обманка. В зонах и участках вторичных изменений в повышенных количествах присутствуют гастингсит, замещающий роговую обманку, биотит, магнетит, кварц.

Нефелиновые сиениты (фойяиты) участвуют в строении сложного Октябрьского плутона, где образуют полукольцевое тело, имеющее, по данным Н. А. Елисеева, В. Г. Кушева и Д. П. Виноградова [57], постепенные переходы к щелочным сиенитам. И. Д. Царовский указывает на интрузивный контакт фойяитов с сиенитами. Так или иначе, все исследователи согласны, что в пределах массива имеются дайки нефелиновых сиенитов, секущие сиениты интрузивной фации. Мариуполиты, альбито-нефелиновые и микроклино-нефелиновые пегматиты, а также альбититы являются продуктами метасоматических процессов, наложенных на разнообразные первичные породы Октябрьского массива.

Физико-химические особенности формирования комплекса кварцевых сиенитов — фойя-

и тов. Условия формирования кварцевых сиенитов — фойяитов могут быть понятны при рассмотрении особенностей главных породообразующих минералов этих пород — полевых шпатов. Последние представлены калиевым полевым шпатом, содержащим до 4,5% Na_2O , анортоклазом, т. е. ассоциацией, относящейся, по классификации О. Ф. Таттла, к гиперсолъвус- или высокотемпературным субсолъвус-типам и кристаллизующейся при очень высоких температурах и низком давлении H_2O [57, 231]. На диаграмме плагиоклаз — кварц — ортоклаз (рис. 70) нормативные составы сиенитов располагаются в средней и левой части треугольника, модальные составы — в его правой части.

Отмеченные особенности состава сиенитов свидетельствуют не только о высоких температурах кристаллизации, но и об относительно быстром остывании. Как показали полевые наблюдения в массивах Приазовья, такие условия существовали в краевых зонах интрузий; в их центральных частях высокотемпературный этап кристаллизации замаскирован последующими процессами автотеморфизма [57].

Вторая характерная черта минерального состава рассматриваемых пород — присутствие в них фаялита и ферригортонолита, что свидетельствует о низком парциальном давлении кислорода в магме. Известно, что низкое p_{O_2} препятствует образованию в магматическом расплаве высокого отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. В свою очередь, низкое содержание кислорода вместе с высокой

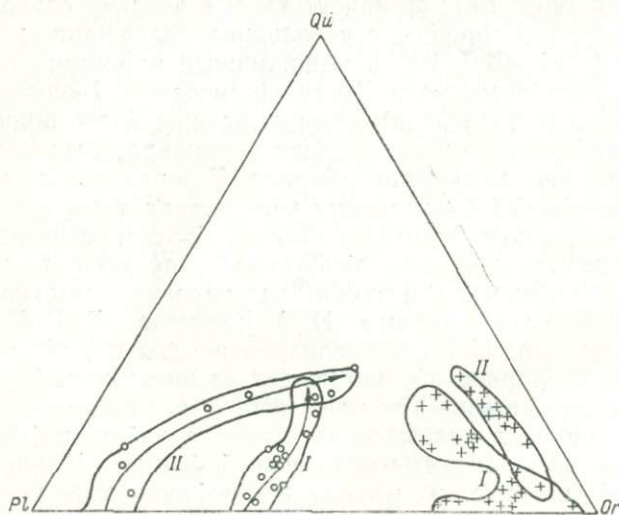


Рис. 70. Диаграмма плагиоклаз—ортоклаз—кварц (Pl—Or—Qu) с модальными (крестики) и нормативными (кружки) составами пород сиенитовых массивов [57].

— I — Южно-Кальчинский, II — Кальмиусский массив.

температурой образования пород свидетельствует о незначительном общем содержании воды в расплаве.

Однако почти во всех массивах щелочноземельных (кварцевых) сиенитов проявились процессы аутометасоматического и метасоматического характера. Можно полагать, что эти процессы имели своим источником глубинные участки магматических очагов, поскольку для изученных интрузий условия кристаллизации характеризовались относительной «сухостью».

Специфика комплекса заключается в том, что дифференциация глубинной магмы приводила к возникновению на поздних этапах ее эволюции расплавов, недосыщенных кремнеземом. Причина этого процесса не затрагивается в монографии Н. А. Елисеева, В. Г. Кушева и Д. П. Виноградова. Нет этому объяснения и в работах И. Д. Царовского, который отмечает, что имело место лишь глубинное накопление щелочей в исходном продукте состава щелочноземельных сиенитов при участии дистилляционного фактора [225].

Для того чтобы сделать попытку физико-химического обоснования возможности перехода пересыщенных расплавов в недосыщенные, необходимо снова обратиться к рассмотрению состава наиболее широко распространенных минералов — полевых шпатов.

Одной из характерных особенностей калиево-натриевого полевого шпата фаялитсодержащих сиенитов является зелено-серый цвет. Такие же полевые шпаты из сиенитов Сурметашского массива и из рапакиви [233] имеют в своем составе до 3,1% анортитового компонента и 0,5—0,7% Fe_2O_3 *. К. Офтедаль [298] показал, что анортитовые кристаллы из нордмаркитов содержат более 1% Fe_2O_3 . Вероятно, зеленовато-серый цвет этих полевых шпатов и полевых шпатов чарнокитовых пород объясняется вхождением в решетку значительного количества Fe_2O_3 или образованием пленкоподобных структур распада в полевых шпатах. Во всяком случае, вхождение окиси железа в структуру полевых шпатов имеет большое петрологическое значение.

Одним из результатов изучения четверной системы $Na_2O - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2$ [249] является установление существования твердых растворов альбита с его железистым аналогом. В этой системе линия альбит — натриевый силикат является «термальным барьером», разделяющим пересыщенные и недосыщенные кремнеземом составы. Следовательно, если допустить, что в исходной жидкости имеется некоторый избыток кремнезема (о чем свидетельствует образование кварца в щелочноземельных сиенитах первой стадии формирования массивов рассматриваемых комплексов), то эволюция магмы и к на-

* Для приазовских щелочноземельных сиенитов, к сожалению, отсутствуют анализы первичных калиево-натриевых полевых шпатов и плагноклазов. Однако оптически и морфологически устанавливается большое сходство их с анализированными полевыми шпатами аналогичных комплексов.

сыщенным и недосыщенным составам может быть отмечена лишь особым процессом дифференциации. Наиболее вероятно, что он заключается в образовании высокотемпературных полевых шпатов, в состав которых входит часть Fe^{3+} . Возникновение таких железистых полевых шпатов ($NaFeSi_3O_8$) требует большего количества SiO_2 , чем формирование эгирина ($NaFe^{3+}Si_2O_6$). Это, возможно, приводит к уничтожению избытка SiO_2 в остаточной жидкости и к прохождению его «термального барьера».

В природных условиях калиево-натриевые полевые шпаты содержат больше Fe^{3+} , чем альбит, а экспериментально получены чисто железистые аналоги ортоклаза, микроклина и санидина. Д. К. Бейли и И. Ф. Шейер подчеркивают, что замечательной стороной предложенного механизма перевода пересыщенных жидкостей в недосыщенные является то, что он опирается на наиболее распространенные минералы рассматриваемых пород — полевые шпаты. Другие возможные процессы десилификации первоначально несколько пересыщенного расплава имеют более гипотетичный характер или противоречат геологическим и экспериментальным данным и здесь не рассматриваются.

В заключение необходимо отметить близкие петрографо-геохимические особенности кварцевых сиенитов и сиенитов этой субформации и аналогичных пород, представляющих собой лейкократовые члены некоторых массивов габбро-сиенитовой формации. Сходными оказываются даже очень тонкие черты их минералогии, структуры и химизма: наличие высокожелезистых оливинов, гиперсольбусные отношения полевых шпатов, преобладание закисного железа над окисным и др. Это позволяет предполагать, что сиениты рассматриваемых комплексов являются глубинными дифференциатами более основных магм или продуктами частичного плавления щелочно-основного субстрата.

ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ

Геологическая самостоятельность массивов щелочных гранитов известна уже давно; в последнее время это нашло подтверждение при составлении карты магматических формаций СССР. Однако до сих пор объем формации, взаимоотношения ассоциирующихся типов пород и вопросы их происхождения остаются дискуссионными.

Щелочные граниты распространены на территориях различного геологического строения и разного возраста. Наиболее древними, по-видимому, являются протерозойские щелочные граниты Кольского полуострова, достаточно полно исследованные в недавнее время И. Д. Батиевой. Такой же возраст имеют щелочные граниты Приазовья, Центральной Сахары, Алжира, Гренландии, Канады, Индии. Каледонский возраст имеют массивы в Западной Африке, Родезии, Мозамбике, Мадагаскаре, в Саянах, Туве и на Южном Урале. Герцинскими образова-

ниями являются щелочные граниты Казахстана, Забайкалья, Монголии и Португалии. Наконец, известны щелочно-гранитные комплексы мезозойского возраста, приуроченные к обрамлению Тихого океана, Средиземного моря и к островам Великобритании.

Анализ геологического положения показывает, что независимо от возраста массивы щелочных гранитов контролируются региональными разрывными нарушениями, сформированными после консолидации складчатых структур и, насколько известно, после проявления процессов метаморфизма. В более локальном плане размещение интрузивных тел контролируется разломами высоких порядков, крутопадающими и пологими, а также радиальными и кольцевыми структурами. Кольцевая и пластиноподобная форма массивов свидетельствует о высокой механической активности щелочно-гранитных магм.

Весьма противоречивые взгляды относительно генезиса пород щелочно-гранитной формации возникли в процессе изучения массивов кольской провинции. Так, некоторые исследователи считают, что наряду с фактами, свидетельствующими об интрузивном генезисе ряда массивов, большую роль играли процессы метасоматоза в образовании щелочных гранитов; предполагается также палингенно-метасоматическое их происхождение. Новейшие данные по геологии, петрографии и геохимии пород Кольской провинции [8] позволили составить более определенные суждения об их природе и происхождении.

Щелочные граниты этого региона приурочены к разрывным структурам, которые развивались в условиях среднепротерозойской «субплатформы» сопряженно с излиянием огромных масс вулканитов. Большой фактический материал свидетельствует о том, что в зависимости от приуроченности щелочных гранитов к тому или иному структурному ярусу форма массивов изменяется. Так, в гранито-гнейсовом архейском фундаменте развиты пластиноподобные тела огромной (до тысячи квадратных километров) площади при небольшой мощности. В метаморфических толщах среднего и верхнего ярусов (протерозой) располагаются протяженные, пологозалегающие межформационные интрузии, которые размещаются на границах разнородных толщ, в плоскостях надвигов, в замковых частях складок. В узлах пересечения разломов (независимо от строения рамы) присутствуют кольцевые дайки, изометричные кольцевые и штокообразные массивы.

Совокупность данных, освещающих геологию плутонов щелочных гранитов, показывает, что это типичные магматические образования, активно завоевывающие пространство. Высокая механическая активность магмы в сочетании с напряженным состоянием пород рамы привели к формированию линейных тектур и протобластических структур в породах ряда массивов.

Разрез архея и протерозоя, в котором вскрыты плутоны щелочных гранитов, свидетельствует о том, что интервал глубин размещения массивов составляет 4—15 км. Состав пород в этом диапазоне не остается постоянным. В зависимости от положения плутонов И. Д. Батиева выделяет три крупные группы гранитоидов (табл. 42): 1) лепидомелан-феррогастингситовые гранодиориты, граниты, граносиениты, распространенные в нижнем структурном ярусе; 2) эгирин-арфведсонитовые и феррогастингситовые граниты с эгирин-авгитом, расположенные среди пород амфиболитовой фации метаморфизма среднего структурного яруса; 3) преимущественно эгириновые граниты, развитые среди зеленосланцевых толщ верхнего яруса.

В пределах отдельных пологозалегающих тел, особенно с установленными подводящими каналами, проявлены черты псевдостратификации. В дайкообразных питающих частях массивов по преимуществу развиты эгирин-арфведсонитовые граниты с энigmatитом, эгирин-авгитом или катофорит-гастингситовым амфиболом. Вверх по разрезу появляются арфведсонит-эгириновые граниты, а еще выше, вблизи верхнего контакта, — эгирин-магнетитовые разновидности с акцессорными минералами: цирконом, чевкинитом, монацитом, бритолином. В последних повышается содержание флюорита и апатита. С увеличением глубины эрозионного среза в телах гранитоидов содержание кварца уменьшается, а плагиоклаза увеличивается. В гранитах обнаружены округлые или линзообразные шлировидные обособления меланократового состава, сложенные плагиоклазом, амфиболом, биотитом и микроклином.

Таблица 42

Средние химические составы (вес. %) главных разновидностей пород формации щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова [8]

Оксиды	Щелочные габброиды (4)	Авгит-лепидомелановые гранодиориты (4)	Эгирин-арфведсонитовые граносиениты	Лепидомелановые граниты с феррогастингситом (4)	Лепидомелановые граниты с эгирином и арфведсонитом (6)	Арфведсонит-эгириновые граниты (7)	Магнетит-эгириновые граниты (7)
SiO ₂	47,42	68,02	69,90	75,38	75,45	75,97	74,29
TiO ₂	0,93	0,72	0,42	0,31	0,16	0,29	0,44
Al ₂ O ₃	15,19	14,56	12,33	11,91	11,29	10,22	9,81
Fe ₂ O ₃	3,96	1,89	2,39	0,76	2,70	2,54	4,47
FeO	6,71	2,25	3,34	1,59	1,16	0,96	1,74
MnO	0,29	0,06	0,11	0,04	0,06	0,04	0,07
MgO	5,17	1,21	0,22	2,25	0,05	0,04	0,12
CaO	7,28	2,81	1,02	0,61	0,17	0,30	0,40
Na ₂ O	5,52	3,88	5,14	3,48	3,51	3,98	3,27
K ₂ O	3,28	3,55	4,38	4,89	4,62	4,84	4,41

Примечание. В скобках приведено количество анализов.

Химизм щелочных гранитов характеризуется общей повышенной железистостью (табл. 42). В ряду пород авгит-лепидомелановый гранодиорит — лепидомелан-феррогастингситовый гранит — эгирин-арфведсонитовый гранит наблюдается возрастание отношения FeO/MgO и увеличение агпаитности пород. Поведение Al_2O_3 , CaO , MgO сходно с поведением этих окислов в ряду типичных магматических образований базальт-липаритовой ассоциации. При общей однородности щелочных гранитов на больших площадях установлена зависимость их состава от структурного положения массивов и от степени их дифференцированности. Так, в массивах нижнего структурного этажа распространены наиболее мафические разновидности. В поздних дифференциатах, располагающихся в верхнем структурном этаже, возрастает щелочность, которая сопровождается накоплением циркония, редкоземельных элементов, титана. Концентрации этих элементов превышают их кларки для кислых пород и близки к кларкам типичных щелочных пород, являющихся дифференциатами основных щелочных магм.

В составе формации щелочных гранитов Кольского полуострова установлен ряд массивов, в которых кислые разновидности ассоциируют с насыщенными кремнеземом сиенитами. Наряду с этим встречены плутоны (Сахарийокский массив), где проявлена недосыщенная ветвь дифференциации и вместе с сиенитами присутствуют нефелиновые сиениты.

Работу И. Д. Батиевой в отношении геолого-петрографической характеристики щелочных гранитов Кольской провинции необходимо высоко оценить и согласиться с установленной ею закономерностью формирования плутонов в разрезе докембрия, а также с выводом о ведущей роли кристаллизационного фракционирования в появлении естественного ряда пород: авгит-лепидомелановый гранодиорит — лепидомелан-феррогастингситовый гранит — эгирин-арфведсонитовый гранит. Вместе с тем кажется сомнительным вывод автора о возможности ликвационного разделения магм толеитового состава на фракцию, сформировавшую вулканиты имандра-варзугской свиты, и магму щелочных гранитов. Ссылка на возможность подобного процесса, установленного в экспериментальных работах Н. И. Хитарова, не совсем корректна, поскольку в экспериментах толеит разделяется на кислую и щелочно-габброидную фракции. Представляется, что предположение о ликвации на основании присутствия «капель» кислого стекла в лунных образцах также недостаточно обоснованно. Во-первых, стекло лунных образцов представляет собой импактное образование; во-вторых, в лунных породах соотношение калиево-кислых шариков и матрицы 1 : 100. Хотя отношение объемов щелочных гранитов и основных вулканитов имандра-варзугской свиты близко к этому, однако отделение от базальта 1% вещества кислого состава не изменит состава базальта до такого, какой обнаружен в экспериментах.

Кроме того, отделившаяся от толеита гранитная фракция должна была бы опередить в процессе внедрения более тяжелую матричную часть.

Конечно, в распоряжении исследователей еще нет достаточных фактов для однозначного решения проблемы образования щелочных гранитов. Нужно согласиться с И. Д. Батиевой о первично-магматическом способе их образования. Однако связь с толеитовой магмой сомнительна. Более вероятно предположение о субщелочном характере основной исходной магмы. На это указывает присутствие ксенолитов и шлиров эссекситов, а также «трахитоподобных пород» в наиболее мафических разновидностях комплекса щелочных гранитов — авгит-лепидомелановых гранодиоритах. Однако предполагаемая генетическая связь гранитов и щелочно-основных пород, по-видимому, не является простой. Между составами щелочных шлиров и наиболее мафическими породами формации щелочных гранитов — сиенитов — имеется большой разрыв в содержаниях кремнезема (20%), на основании чего щелочные граниты нельзя считать нормальными продуктами процесса фракционирования. Конкретный механизм образования щелочных гранитов в небольшом объеме из щелочно-основной магмы пока не совсем понятен. Процесс фракционной дифференциации в такой магме ведет к появлению фонолитового остатка. Второй вариант ее эволюции, который осуществляется при сиалической контаминации, приводит к формированию серии рапакиви. И тот и другой путь частично реализуются в формации щелочных гранитов: появление сиенитов и нефелиновых сиенитов, а также высокожелезистый характер пересыщенных кремнеземом пород. Однако очень высокая щелочность гранитов и богатство редкими землями позволяют предполагать участие иных процессов в образовании щелочно-гранитных магм.

Более верным нам кажется представление об образовании магмы щелочных гранитов при селективном плавлении пород коры в контактах с очагами щелочно-базальтовых магм этапа активизации. В этом предположении находит объяснение обогащенность магм кремнеземом и щелочами, а также комплексом легкоплавких редких элементов, насыщавших зону окружения остывающих глубинных магм.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЭПОХ ДОКЕМБРИЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В современных и относительно молодых областях активизации существует много геологических, геофизических и даже геоморфологических признаков, которые достаточно надежно устанавливают самостоятельный, независимый от предыдущей геологической истории, этап формирования этих структур. В древних образованиях щитов многие из этих признаков не сохраняются. В частности, отсутствуют впечатляющие по масштабам поднятия, на фоне которых проявляются грабеноподобные опускания, чаще всего оказываются уничтоженными эрозией вулканогенно-осадочные формации верхних структурных этажей, может быть затушевана высокая сейсмичность и снивелирован плотный тепловой поток.

Таким образом, для древних образований наиболее убедительным материалом, доказывающим особые условия этапа активизации, являются магматизм этого времени и, возможно, характер геофизических параметров, возникших и законсервированных в последний этап формирования области.

Для того чтобы лучше представить себе временную последовательность этапов докембрийской тектоно-магматической активизации, целесообразно рассмотреть достаточно подробные материалы по восточной части Балтийского щита, включая главным образом Кольский полуостров, Карелию, Финляндию и частично Швецию и Норвегию.

В этом регионе уже давно выделялись группы интрузий раннепалеозойского щелочно-ультраосновного и позднепалеозойского агапитового комплексов, которые рассматривались как активизационные образования. Однако не

они являются наиболее ранними интрузивными комплексами, характеризующими возрождение магматической активности после этапов геосинклинально-складчатых процессов. На основании расшифровки блокового строения территории восточной части Балтийского щита для позднепротерозойского времени и анализа магматической деятельности этого периода был выделен наиболее древний этап тектоно-магматической активизации, или протоактивизации [43].

К этому этапу на территориях Балтийского и Украинского щитов относятся две магматические формации, имеющие общую структурную позицию, сходную морфологию тел, специфический петрографический состав, геохимические и металлогенические особенности: 1) габбро — анортозитов — гранитов рапакиви и 2) щелочно-основная.

**ГАББРО,
АНОРТОЗИТЫ,
ГРАНИТЫ
РАПАКИВИ**

В пределах Балтийского и Украинского кристаллических щитов и в основании Русской плиты известны крупные массивы гранитов рапакиви, которые в существующих классификациях относятся к формациям поздней (консолидационной) стадии формирования докембрийских складчатых поясов («Карта магматических формаций СССР», м-б 1 : 2 500 000. М., «Недра», 1971) или к магматическим формациям ранних этапов развития древних платформ. В петрогенетическом плане исследователи обычно весьма скромно упоминают о пространственной и возрастной связи рапакиви с основными породами.

Академик А. А. Полканов первым показал самостоятельный тектонический этап формирования рапакиви, а также ясно указал на приуроченность этих гранитоидов к региональной флекуре в южной части щита и на их генетическую связь с основными магмами [175].

Нами совместно с Л. В. Григорьевой и Н. Н. Колесник [43] было подтверждено и расширено геологическое значение области сочленения Балтийского щита с Русской платформой и показано, что процессы позднепротерозойской активизации (протоактивизации), обусловившие, в частности, формирование массивов рапакиви, проявились в пределах широкой дугообразной полосы, окаймляющей щит с юга и юго-востока. В южной части эта полоса проходит вдоль Финского залива по Карельскому перешейку, северной части Ладожского озера и поворачивает к северо-востоку в Прионежский район, и далее продолжается в акваторию Белого моря и на Кольский полуостров.

На всем протяжении она характеризуется развитием специфических вулканогенно-осадочных и вулканогенно-плутонических серий горных пород, локализующихся в мульдах, грабенах и рифтах, пересекающих консолидированные структуры раннепротерозойского Карело-Кольского и среднепротерозойского

Свекофеннского подвижных поясов, присутствием сложнодифференцированных комплексов габбро — анортозитов — гранитов рапакиви, иногда интрузиями молодых гранитов типа Бохус, трубками взрыва, выполненными кимберлитоподобными породами, и своеобразным строением земной коры с оригинальной картиной физических полей. Гравиметрическое поле отличается резкой контрастностью, которая выражается в чередовании обширных положительных и отрицательных аномалий большой амплитуды, сменяющих друг друга на близком расстоянии. В магнитном поле отмечаются крупные положительные аномалии высокой интенсивности, вызванные большими массами основных пород. Спецификой глубинного строения земной коры является сочетание блоков с резко различной мощностью земной коры и гранитного слоя.

Наиболее детально особенности строения области позднепротерозойской активизации исследованы в Приладожье. Этот район характеризуется аномально высоким положением поверхности Мохоровичича и сокращенной мощностью гранитного слоя, что не находит объяснения в особенностях распространения ниже- и среднепротерозойских протогеосинклинальных образований. Так, Ладожский блок с мощностью коры 34—35 км наряду с Ладожским прогибом охватывают южную часть Карельского массива. Такое же автономное положение по отношению к поверхностным структурам занимает Северо-Ладожский блок с уменьшенной до 3—4 км мощностью гранитного слоя. Эти данные свидетельствуют о поздней перестройке глубинной структуры земной коры в Приладожье. Время перестройки определяется как средне-позднепротерозойское, поскольку к области подъема нижних горизонтов коры приурочены интрузии комплекса габбро — анортозитов — гранитов рапакиви (1700 млн. лет) и более поздние вулканогенно-осадочные образования, выполняющие Пашский рифейский грабен.

Изучение магматизма Приладожья показало, что помимо известных массивов рапакиви (например, Салминский) с начальным этапом позднепротерозойской активизации связано становление таких сложнодифференцированных массивов, как Путсари, Кааламо, Велимяки, Исо-Ийярви, Тервус, Оярви, Кузнецинский, Бородинский, Заветнинский и др., образование андезитов-дацитов оз. Янисъярви и даек порфириров. Предыдущие исследователи относили их к различным возрастным и формационным группам, однако присущие им геолого-петрохимические признаки указывают на принадлежность перечисленных массивов к единому магматическому комплексу [43]. Все они характеризуются автономным внутренним строением, независимым от структуры вмещающих толщ, являются многофазными и обладают определенной возрастной последовательностью образования пород, проявленной во всех интрузиях, хотя и не всегда полно. Намечаются следующие ассоциации пород (от ранних

к поздним): 1) габбро-нориты (с дифференциацией до перидотитов, пироксенитов, эвкритов и амфиболового габбро); 2) монцониты, кварцевые монцониты и мангериты, кварцевые сиениты; 3) гранодиориты, граносиениты, граниты (рис. 71).

Распределение пород в пределах массивов субконцентрическое, указывающее на своеобразный стиль тектоники при их формировании. Основные, субщелочные и кислые варьеты обладают рядом петрографических особенностей, указывающих на их генетическое родство. Так, породам свойственно присутствие гиперстена и железистого биотита; отмечается многостадийная кристаллизация полевых шпатов; характерно высокое содержание суммы $FeO + Fe_2O_3$ при преобладании окисного железа. В кислых и субщелочных варьетах — мангеритах, сиенитах, гранитах — K_2O преобладает над Na_2O . Приведенные в табл. 43 химические составы пород сложнодифференцированных массивов Приладожья показывают, что одноименные породы различных интрузий весьма сходны между собой и обладают близостью с составами соответствующих разновидностей в Салминском массиве габбро — анортозитов — рапакиви.

Салминский массив габбро — анортозитов — рапакиви, площадью около 5000 км^2 , расположен в северо-восточной части Приладожья. В геологическом отношении он приурочен к зоне глубинного разлома северо-западного направления, разделяющего Карельский стабильный мегаблок и Ладожский синклиорий. В соответствии с простиранием разлома массив вытянут в северо-западном направлении и прорывает гнейсы и мигматиты архея, а также среднепротерозойские образования ладожской серии. Глубина залегания подошвы массива в южной его части относительно небольшая и непостоянная (200—30 м), что связано, вероятно, с блоковыми перемещениями после консолидации интрузивных масс. Геофизическими исследованиями установлена небольшая мощность Салминского плутона в целом, что наряду с его большой площадью свидетельствует о присущей ему пластиноподобной форме.

Обнаженные северная и центральная части массива сложены гранитами рапакиви, в составе которых установлены пять фаз внедрения: 1) выборгит, 2) равномернозернистый гранит, 3) птерлит, 4) неравномернозернистый гранит, 5) крупноовоидный гранит. Эта многофазность формирования свидетельствует о несомненно магматическом способе образования плутона и сложной эволюции магмы.

Исследования, проведенные Н. Ф. Шинкаревым и О. Н. Анищенковой [238] в южной части Салминского массива, установили широкое развитие здесь мафических разновидностей, слагающих нижнюю придонную часть плутона. Изучение керн скважин и геологическая интерпретация геофизических данных показали, что основные породы формируют несколько куполоподобных структур. В их основании залегают габбро-нориты и

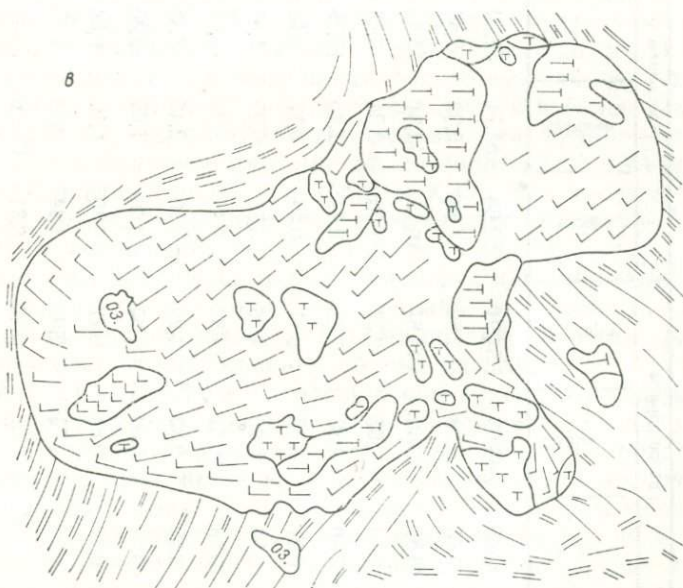
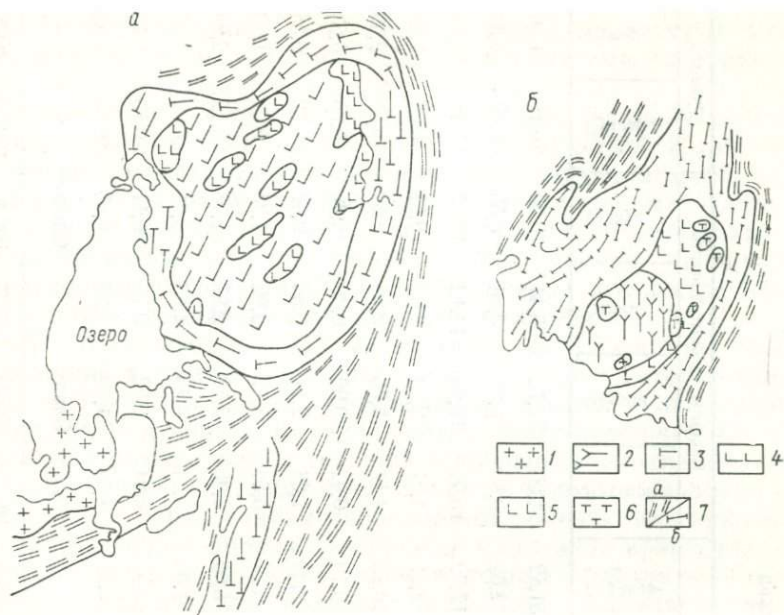


Рис. 71. Схематические геологические карты массивов Исо-Ийярви (а), Велимяки (б) и Кааламо (в) Северного Приладожья.

1 — граниты, граносиениты, сиениты; 2 — монзониты, мангериты; 3 — гранодиориты, граносиениты; 4 — диориты; 5 — габбро, габбро-нориты; 6 — горнблендиты, пироксениты; 7 — гнейсы (а) и сланцы (б) пород ладожской серии.

Химические составы интрузивных пород (вес. %) массивов Приладожья эпохи позднепротерозойской активизации

Оксиды	Габбро-нориты			Монзониты				Сиениты, сиенито-диориты				Граниты	
	Кааламо	Салми	Путсари	Путсари	Кааламо	Салми	Бураков-ский	Путсари	Оярви	Салми	Тервус	Путсари	Салми
SiO ₂	49,45	49,03	51,94	52,68	53,74	52,80	51,42	64,50	62,72	65,44	70,90	70,18	71,90
TiO ₂	0,75	2,98	2,59	1,30	0,92	2,56	2,82	0,80	0,88	0,84	0,55	0,70	0,39
Al ₂ O ₃	16,58	12,40	14,87	16,15	14,91	15,33	17,79	15,06	15,06	14,12	13,47	13,10	12,56
Fe ₂ O ₃	4,16	1,67	2,33	1,00	2,04	3,88	2,11	1,01	2,23	2,62	0,51	0,92	1,36
FeO	7,80	12,87	7,33	8,77	7,65	10,39	10,13	4,13	3,76	3,95	2,52	4,01	2,69
MnO	0,21	0,22	0,11	0,05	0,17	0,17	0,10	0,03	0,09	0,80	0,05	0,06	0,03
MgO	6,36	5,26	4,36	3,74	6,21	1,67	2,30	1,28	2,11	0,56	0,67	0,72	0,34
CaO	10,28	10,51	8,32	7,46	9,28	6,68	6,27	3,56	3,71	2,92	1,25	2,42	1,99
Na ₂ O	2,52	2,30	3,26	3,70	2,45	3,85	5,00	3,90	3,77	2,87	2,98	3,12	2,84
K ₂ O	0,42	0,60	1,83	2,45	1,05	2,35	1,05	4,44	4,44	4,83	6,61	4,62	4,76
P ₂ O ₅	0,12	0,80	0,77	0,40	0,18	0,54	—	0,24	0,52	0,15	0,11	0,10	0,13
П.п.п.	0,95	1,73	2,08	1,44	0,84	1,43	—	1,04	1,12	1,37	0,85	0,44	0,89
H ₂ O	Следы		0,28	0,31	Следы	—	—	0,31	Следы	—	Следы	—	—
Сумма	99,55	100,37	100,38	99,45	99,45	101,15	99,0	100,30	100,41	100,47	100,46	100,39	99,88

лабрадориты, видимая мощность которых достигает 500 м. Их окаймляют монцониты и кварцевые монцониты, которые в свою очередь окружены серыми и зелеными гранитами рапакиви. Последние сменяются розовыми рапакиви.

В выделенных группах пород петрографические разновидности перемежаются в полосах-слоях. Так, в первой группе установлено «переслаивание» лабрадоритов, лейкократовых габбро и габбро-норитов. Указанные породы постепенно сменяются монцонитами, кварцевыми монцонитами и мангеритами, также переслаивающимися между собой. Таким образом, наряду с зональностью четко устанавливаются явления псевдостратификации, как у стандартных расслоенных комплексов.

По геологическим данным и химическому составу породы, входящие в состав указанных групп, являются комплементарными. Таковыми нужно считать габбро-нориты и лабрадориты, монцониты и кварцевые монцониты. Петрографический материал свидетельствует о том, что решающее значение на первой стадии кристаллизации имел процесс фракционирования плагиоклаза с образованием лабрадоритов. Позже них кристаллизовались габбро-нориты. В процессе медленной кристаллизации магмы были образованы промежуточные продукты — монцониты. Остаточными (в физико-химическом значении), но при большем объеме относительно высокотемпературными явились гранитные расплавы. Необходимо отметить черты точного соответствия химического состава указанного ряда пород и составов, полученных при модельных экспериментах по плавлению кварцевых диоритов. Существует сходство и в более тонких петрохимических параметрах этих рядов. Так, граниты, образующиеся при фракционировании кварц-диоритовой магмы, аналогично гранитам рапакиви, богаты K_2O . Различия в составах серых, розовых рапакиви и сопутствующих пегматитов, выражающиеся в уменьшении содержаний SiO_2 (74,50, 71,90 и 68,25% соответственно), объясняются перемещением эвтектики кварц — полевые шпаты в сторону от вершины SiO_2 при закономерно увеличивающемся давлении H_2O на поздних стадиях кристаллизации в связи с уменьшением объема расплава.

Массив Путсарри расположен на острове одноименного названия в северо-западной части Ладожского озера и сложен породами трех интрузивных фаз. Первая из них представлена габбро-норитами, приуроченными к южной части массива, а также габбро-диабазам и кварцевыми габбро-диоритами, образующими самостоятельные тела мощностью до 150 м. Кроме того, метаморфизованные габбро-нориты формируют многочисленные ксенолиты, расположенные в породах последующих фаз внедрения. Количество таких «ksenолитов»-блоков настолько велико, что местами породы демонстрируют стиль эруптивной брекчии. Вторая фаза внедрения слагается породами несколько варьирующего состава, геологические тела имеют северное па-

Породы массивов Путсари и Салминского

Салминский	Путсари
Сингенетичный ряд	Эпигенетичный ряд
Розовый гранит	Гранит
Серый гранит	Кварцевый сненит, эн- дербит
Мангерит	Габбро-норит
Монцонит	
Габбро-норит	
Лабрадорит	

дение. Здесь выделяются граносиениты, кварцевые эндербиты, гиперстеновые граниты. Вариации состава слабо увязываются с количеством ксенолитов, и, следовательно, можно полагать, что они обусловлены глубинными процессами. Третья фаза представлена штокоподобными телами и дайками в северной части массива, сложенными биотитовыми гранитами.

Массив Путсари приурочен к очень сильному гравитационному максимуму, свидетельствующему о значительном развитии основных плотных пород на глубине. Габбро-нориты массива трудноотличимы от соответствующих пород Салминского массива. Промежуточные породы — эндербиты, граносиениты — по особенностям кристаллизации плагиоклаза и калиевого полевого шпата и наличию железистого пироксена также близки к кварцевым монцонитам и мангеритам Салминского массива. Следовательно, в массиве Путсари в виде самостоятельных фаз внедрения представлены породы, которые в Салминском массиве кристаллизовались *in situ* (табл. 44). В химическом отношении эволюция магм Салминского массива и массива Путсари идентична и изображена на рис. 72, б.

Валаамский комплекс субвулканических образований распространен в виде полосы северо-восточного простирания на островах Ладожского озера. Возраст этих образований — позднепротерозойский. В состав комплекса входит сложный набор пород, образующий полосы-слои в субгоризонтально залегающем силлоподобном теле. По данным К. О. Кратца, интрузивная залежь в основании сложена габбро-диабазами, которые вверх по разрезу сменяются конгадиабазами, трахидиабазами и сениито-диоритами. Характерно также присутствие шлировидных обособлений граносиенит-аплитов. Все породы являются продуктами кристаллизации из единого магматического расплава *in situ*. Химико-минералогические особенности пород комплекса иллюстрируют черты его сходства с Салминским массивом, массивами Путсари, Кааламо и Велимяки, в которых также наряду с мафическими разновидностями первых фаз про-

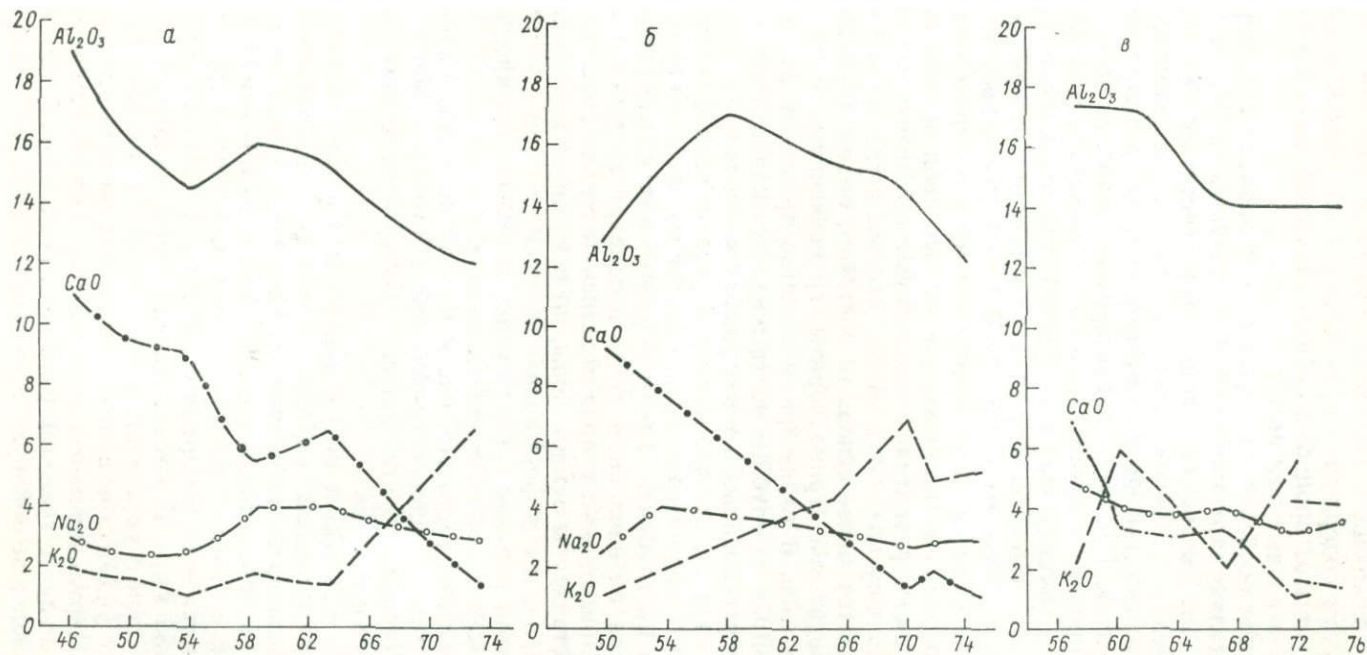


Рис. 72. Вариационные диаграммы (вес. %) комплексов пород магматической формации Северного Приднестрья.

a — кааламо-валаамский, с преобладанием мафических разновидностей пород; *b* — путсари-салминский, промежуточный по степени дифференциации комплекс; *v* — тервус-кузнечинский, с развитием кислых дифференциатов.

является субщелочное направление эволюции магмы с одновременным ростом содержания кремнезема. Валаамский комплекс демонстрирует этот процесс в субвулканической фации и с меньшим объемом кислых варьететов.

Химические особенности пород габбро-анортозит-гранитовой формации иллюстрируются табл. 43 и вариационными диаграммами (рис. 72). На рис. 72, а приведен график изменения содержания окислов в субвулканическом валаамском комплексе и массиве Кааламо, где кислые дифференциаты не получили широкого развития. Рис. 72, б характеризует наиболее полно проявленный процесс эволюции магмы на месте кристаллизации (Салминский массив) и при глубинной дифференциации (массив Путсари). Массивы с широким развитием поздних дифференциатов представлены на рис. 72, в. Поведение кривых на приведенных рисунках свидетельствует о том, что породы ранних фаз формирования в массивах, где кислые производные не получили широкого развития, соответствуют субщелочному, высокоглиноземистому базальту. В тех массивах, где первые фазы характеризуются менее основным составом, объем промежуточных разновидностей (гранодиориты, граносиениты, мангериты) более значителен. В то же время сходство процессов дифференциации *in situ* и на глубине подтверждается одинаковым составом пород в расслоенных и многофазных массивах.

Отсюда следует, что процессы дифференциации фракционно-кинетического характера происходят в магмах, изменяющих свой состав на глубине. Таким образом, мантийные процессы, проявившиеся на начальном этапе позднепротерозойской активизации в Приладожье, сопровождались не только перестройкой глубинной структуры земной коры, но и мощным магматизмом, который выразился в формировании масс габбро — анортозитов — гранитов рапакиви и серии более мелких сложнодифференцированных массивов сходного состава.

В крайней юго-восточной части Балтийского щита проявление магматизма позднепротерозойской протоактивизации установлено в Прионежье. Этот район характеризуется аномальным строением земной коры.

По данным МОВЗ и ГСЗ в акватории Онежского озера намечается значительный подъем поверхности Мохоровичича и гранулитобазитового слоя, что сближает эту территорию с Приладожьем. Расположенный к северу от Онежского озера Повецкий блок с повышенной до 7—8 км мощностью гранитного слоя отличается в то же время сокращенной мощностью земной коры (30—35 км). В южной части озера находится Южно-Онежский блок с увеличенной мощностью коры (37—40 км). Особенности физических полей этого блока, по устному сообщению М. Я. Цирульниковой и Р. С. Сокол, позволяют предполагать развитие здесь гранитов рапакиви. В последние годы в Восточном Прионежье обнаружен и подвергнут изучению сложный

Бураковско-Аганозерский плутон основных — ультраосновных пород, площадью 700 км² с глубиной границы 7—11 км. В составе плутона [172] преобладают габбро-нориты, однако придонные его части характеризуются псевдостратифицированным строением с чередованием перидотитов, пироксенитов и плагио-клизитов, а верхние части — развитием габбро-диоритов и сиенито-диоритов с сингенетическим титаномагнетитовым оруденением.

Сиенито-диориты, установленные в верхних частях Бураковского массива, приурочены к зоне контакта с вмещающими архейскими гнейсами и могут рассматриваться как продукты контакминационных явлений базальтовой магмы непосредственно на месте ее кристаллизации. Этот пример позволяет предполагать, что в глубинных магматических очагах большие массы базальтовых расплавов способны подвергаться сиалической контаминации.

Приуроченность к области подъема нижних горизонтов земной коры, а также сходство петрографического и химического состава Бураковского массива с дифференцированными габбро-гранитовыми интрузиями Приладожья свидетельствуют о формировании его в эпоху позднепротерозойской тектоно-магматической активизации. По-видимому, некоторые специфические граниты Прионежья (карташовские и др.) тоже являются образованиями этой эпохи.

Одним из главных моментов при обсуждении генезиса формации является вопрос об исходном составе первичных магм. Он имеет давнюю историю. Еще А. А. Полканов [175] указывал, что родоначальными для гранитов рапакиви являются основные магмы, которые, взаимодействуя с породами основания коры, становятся гибридными, более лейкократовыми.

В настоящее время мы можем присоединиться к этому выводу и несколько более обоснованно его подтвердить. Как известно, наименее дифференцированные мафические варьеты вулканических серий принято считать близкими к исходным типам магм. Для интрузивных образований необходимо корректировать это положение, учитывая присутствие аккумулятивных мафических дифференциатов. Например, присутствие в комплексах рапакиви габбро-норитов и лабрадоритов не может считаться доказательством аналогичного состава исходных магм.

Однако в составе рассмотренного комплекса присутствуют не только многочисленные интрузивные тела, находящиеся на разной стадии дифференциации, но и субвулканические аналоги (валаамский комплекс габбро-диабазов), которые при сопоставлении позволяют достаточно надежно наметить исходный состав глубинных магм. Если следовать по этому пути, то обнаруживается, что основные породы в валаамском комплексе, серии Путсари, Велимяки и Кааламо относятся к высокоглиноземистому базальту с повышенным содержанием щелочей и низким крем-

незема. Все три характеристики почти точно соответствуют стандартному типу высокоглиноземистой базальтовой магмы.

Петрологический материал, основанный на экспериментальных исследованиях, доказывает, что в зависимости от полноты дифференциации такие исходные магмы стремятся или достигают одной из двух эктектик в «остаточной петрогенетической системе» — фонолитовой или гранитной. Однако в этом случае объем конечных дифференциатов весьма ограничен.

В рассматриваемой формации в целом и в пределах отдельных массивов как с полно проявленными рядами дифференциации (Путсари, Салми и др.), так и в тех из них, где присутствуют лишь промежуточные и конечные дифференциаты, объем гранитных и вообще лейкократовых типов пород весьма значителен. Характерно, кроме того, что тенденция дифференциации к фонолитовой эктектике, заложенная в исходном составе первичных магм, не реализуется полностью и, по-видимому, подавляется в наблюдаемых рядах пород в ходе магматической эволюции. Правда, в промежуточных членах дифференциации нормативный нефелин иногда проявляется (массивы Тервус, Заветнинский, Кааламо), а сиенитовые разновидности присутствуют в ряде массивов. Однако и кварц-сиенитовый состав промежуточных дифференциатов, и широкое развитие гранитоидных конечных фракций свидетельствуют о том, что параллельно с процессом накопления щелочей происходило интенсивное обогащение расплавов кремнеземом. Нужно учитывать при этом, что объем лейкократовых магм значительно превышает количество остаточных продуктов, возникающих при фракционной кристаллизации расплавов основного состава. Все это заставляет признать, что наряду с фракционной дифференциацией базальтовые магмы, породившие рассматриваемые серии пород, подвергались процессу сиалической контаминации. С физико-химической точки зрения этот процесс усиливает всегда имеющуюся тенденцию к увеличению содержания кремнезема в остаточных продуктах, создавая одновременно значительный объем магм промежуточного состава, способных к дальнейшей дифференциации.

В соответствии с вышесказанным можно полагать, что сложные плутонические и субвулканические комплексы эпохи протоктивизации в Северном Приладожье отражают разные стадии эволюции (дифференциации и контаминации) первичных расплавов. Так, субвулканические образования о. Валаам и массив Кааламо, в которых преобладают мафические разновидности пород, соответствуют низкой степени контаминации. Дайковые порфириды и андезиты-дациты района оз. Янисъярви и массив Путсари консервируют в своем составе продукты промежуточных стадий развития базальтовых магм, которые изменили свой состав до средних членов кальциево-щелочной серии. Наконец, в таких массивах, как Бородинский, Заветнинский, Оярви,

резко преобладают кислые дифференциаты контаминированных магм — граниты, сиениты. Можно полагать, что они имеют своим источником глубинные магматические очаги, где процесс контаминации осуществлялся достаточно полно и сопровождался высокотемпературным этапом фракционирования минеральных фаз ликвидуса (оливина и плагиоклаза). В целом процесс контаминации объясняет относительно ровное и закономерное изменение кривых фракционирования на диаграммах по А. Харкеру (рис. 72).

Как можно себе представить взаимодействие базальтового расплава с продуктами плавления коры? Само по себе внедрение базальтовых магм, представляющих расплавы с некоторым количеством воды, вне зависимости от подъема температуры в коре, а лишь адиабатически, в результате привноса летучих компонентов, должно создавать очаги плавления (при высоком давлении) в зонах, примыкающих к магматическим камерам. Базальтовая магма способна экстрагировать вновь созданную палингенную жидкость, и это параллельно с фракционной кристаллизацией в интрузивной камере создает расплавы более кислого состава. По-видимому, различным сочетанием процессов дифференциации и контаминации объясняется достаточно пестрый состав магматических образований эпохи позднепротерозойской активизации не только в Приладожье, но и в других районах Балтийского щита. Можно полагать, что часть массивов и субвулканических пород обязана своим происхождением процессам дифференциации, тогда как на другую их часть влияют процессы контаминации.

В свете предложенного механизма находят объяснение специфические структурно-текстурные особенности пород крупных плутонов рапакиви, формирующихся, судя по хорошо проявленной дифференциации *in situ*, в относительно спокойных тектонических условиях. Большие массы расплавов андезито-дацитового состава, возникшие, как можно полагать, в результате сиалической контаминации еще более крупных объемов базальтовой магмы, в отмеченных спокойных условиях проходят стадию широкой кристаллизации плагиоклаза и пироксена, свойственных базальтам, однополевошпатовую высокотемпературную кристаллизацию средних стадий эволюции магм и низкотемпературную раздельную кристаллизацию полевых шпатов, свойственную остаточным расплавам. Указанные этапы кристаллизации и обуславливают возникновение типичных структур рапакиви.

В условиях интенсивных тектонических движений продукты различных стадий эволюции контаминированных первичных магм могут подвергаться разделению и поступать в верхние горизонты земной коры в виде отдельных интрузивных фаз. При этом гранитные магмы, оторванные от питающих очагов, не получившие соответствующего теплового запаса, будут выделять калиевый полевой шпат, хотя и в значительном объеме, но

в поле раздельной кристаллизации микроклина и плагиоклаза. В этом случае структура рапакиви не возникает и вследствие низких температур кристаллизация осуществляется весьма быстро. В результате значительная часть таких гранитных интрузий, формировавшихся в условиях сильных тектонических напряжений, при интенсивных движениях расплава и кристаллической «каши» представлена породами с протобластическими и протокластическими структурами и текстурами; часто их называют гнейсовидными. Примерами таких интрузий в Северном Приладожье служат массивы Тервус, Путсари, Бородинский, Заветнинский, Кузнечинский, Оярви.

Небольшие глубинные очаги базальтовой магмы, обладающие малым запасом тепла, вообще неспособны к сколько-нибудь существенным изменениям состава; при контаминации они должны относительно быстро кристаллизоваться без продвижения в верхние горизонты земной коры.

ЩЕЛОЧНО- ОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЭТАПА АКТИВИЗАЦИИ

Массивы этой формации в пределах Кольского полуострова и Северной Карелии представлены плутонами Гремяха-Вырмес и Ельтьозерским [130]. Оба массива являются трещинными интрузиями и располагаются в пределах единой тектонической зоны субмеридионального простирания, которая, по нашим представлениям, смыкается с областью активизации южной части Балтийского щита в Прионежье. Данные абсолютной геохронологии свидетельствуют о позднекарельском возрасте пород массивов (1820—1870 млн. лет).

Массив Гремяха-Вырмес в плане представляет собой вытянутое в северо-западном направлении тело около 20 км длиной и 6 км шириной. В его строении принимают участие породы трех интрузивных фаз. В каждой из них развиты сложные серии пород. Первая фаза представлена серией перидотитов — пироксенитов — габбро-сиенитов — пуласкитов. Вторая фаза становления формирует ряд уррито-йолитов — мельтейгитов — нефелиновых сиенитов. Наконец, третья, которая, по представлениям А. А. Полканова и Н. А. Елисева, является продолжением эволюции глубинной магмы, слагается сиенитами и щелочными гранитами [176]. В отличие от названных исследователей А. А. Кухаренко считает граниты самостоятельным этапом магматизма. По-видимому, для этого сейчас нет оснований не только ввиду пространственной совмещенности указанных пород в одном массиве, сходного возраста гранитов — 1820 млн. лет [130], но и потому, что в щелочных гранитах других районов встречены ассоциирующиеся породы щелочно-основного состава. Таким образом, наблюдаемую ассоциацию основных, щелочных и гранитных образований в массиве Гремяха-Вырмес нельзя признать случайной.

Породы серии габбро-пуласкита слагают большую часть плутона и формируют трещинное тело, наклоненное на запад, с крутыми (до 70°) контактами на востоке и более пологими (до 40°) на западе. Породы серии разделяются на ряд крупных петрографических ритмов. Краевая часть тела сложена габбро- и габбро-норитами. Ей присущи признаки, свидетельствующие о том, что эти породы являются зоной закалки и одновременно имеют признаки контаминированности магмы. Выше по разрезу располагаются породы перидотит-габбро-анортозитового ряда, в которых выделяется следующая гамма петрографических разновидностей: оливиниты, пироксениты, перидотиты, троктолиты, анортозиты. Чередование меланократовых и лейкократовых слоев происходит неоднократно с резким нижним и постепенным верхним контактом.

Кроме того, структурный анализ показывает, что оливинит-анортозитовые ассоциации несколько отличаются по направлению полосчатости от примыкающих к ним перидотит-габбровых слоев, что создает впечатление их несогласного залегания. На этом основании было сделано предположение о более раннем обособлении анхимономинеральных пород в виде частично консолидированных слоев и движении последних в процессе становления массива. В западной части плутона и выше по разрезу развиты олигоклазовые перидотиты, олигоклазовые пироксениты, олигоклазовые габбро, акериты и пуласкиты. Объем ультраосновных сильно железистых разновидностей резко подчинен габброидам, и первые приурочены к всеяческому контакту интрузивного тела.

Самостоятельную фазу внедрения представляют собой щелочные породы плутона, которые распространены в виде прерывистой полосы в центральной его части. Структурные исследования показывают, что тело щелочных пород приурочено к расколу северо-восточного простирания, падает на восток под углом $50-60^\circ$ и, таким образом, залегает несогласно по отношению к комплексу габбро-пуласкитов. В щелочных породах выделяются две самостоятельные серии: 1) мельтейгиты, ийолиты, уртиты, малиньиты; 2) фойяиты и щелочные сиениты. Вторая из них является более молодой в возрастном отношении. В пределах первой серии устанавливается ритмичное строение с двучленными (ийолит — лейкократовый ийолит) или с трехчленными ритмами (мельтейгит — ийолит — уртит).

В третью стадию формирования плутона Гремяха-Вурмес образованы щелочные сиениты и щелочные граниты, расположенные в северной его части. Наиболее распространенными являются щелочные граниты. Эти породы имеют гнейсовидные, а иногда линейные и полосчатые текстуры. На контакте с породами более ранних фаз формируются мигматиты, состав жильного материала которых становится сиенитовым. Признаки де-

формаций протобластического типа устанавливаются в щелочных гранитах почти повсеместно [127].

Массив Гремяха-Вырмес является сложным и длительно формировавшимся интрузивным комплексом, в котором сочетаются глубинные дифференциаты и продукты кристаллизации отдельных магматических порций в процессе их подъема и остывания на месте. В первый этап внедрения был образован краевой комплекс габбро-норитов, и это изолировало центральные участки массива от быстрой кристаллизации. Если состав краевой зоны принять за исходный тип магмы, то она оказывается близкой к исходной магме комплекса габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Однако можно предполагать и частичную контаминацию магмы в краевой части массива, поскольку весь набор пород первой фазы внедрения более мафический и имеет повышенную щелочность. Вероятно, породы этого перидотит-габбро-анортозитового ряда произошли из габбровой магмы, из которой кристаллизовались ранний плагиоклаз и даже гранат.

Расположенная в западной части плутона серия пуласки-тов — перидотитов имеет более высокое содержание кремнезема и щелочей. Особенность хода кристаллизации этой серии заключается в раннем выделении пироксенов и плагиоклазов, что приводит к возникновению габбро-пироксенитов, габбро и пуласки-тов. Продуктами кристаллизации остаточных расплавов являются, с одной стороны, высокожелезистые рудные гортонолиты, а с другой — обогащенные щелочами, алюминием и кремнеземом акериты и снениты. Таким образом, серия пуласки-тов — перидотитов, судя по геологическим данным и по высокой степени ее дифференцированности, не соответствует продуктам последовательной кристаллизации из общего расплава на месте становления. По-видимому, она представляла собой новую порцию расплава с более глубоких горизонтов (субфаза).

Общей петрохимической чертой щелочных пород второго этапа формирования плутона является повышенная концентрация в них щелочей и глинозема при заметно меньшем содержании щелочноземельных окислов, железа и титана по сравнению с первой фазой. Резкое повышение щелочности пород второй фазы предполагает далеко зашедший процесс эволюции глубинной магмы. Однако в самых поздних производных щелочного этапа вновь повышается содержание кремнезема. В этом можно увидеть сходство с конечными продуктами первой фазы становления массива и аналогию с еще большим увеличением кислотности магмы третьего этапа. По-видимому, все глубинные магмы плутона Гремяха-Вырмес наряду с нормальной фракционной кристаллизацией испытывали влияние «загрязнения» ее кремнеземом. Не исключено поэтому предположение о том, что щелочно-гранитная магма является продуктом палингенеза силикатных метаморфических толщ, предварительно испытывших щелочной метасоматоз в контактном ареале глубинных или проме-

жуточных очагов щелочно-базальтовой магмы. Это представление является вполне логичным, поскольку фракционирование щелочно-базальтовой магмы не в состоянии обеспечить два самостоятельных направления эволюции — щелочное и гранитное. Маловероятно также, что щелочные фракционаты основной магмы, являющиеся низкотемпературными расплавами, были способны к широкой ассимиляции и созданию больших объемов кислых расплавов.

Елетьозерский массив щелочно-основных пород имеет некоторые отличия от плутона Гремяха-Вырмес, несмотря на сходные наборы пород и общие петрохимические тенденции. Эти различия заключаются в том, что Елетьозерскому массиву свойственно возникновение кольцевых и дугообразных интрузивных залежей, знаменующих переход от трещинных интрузий к телам центрального типа. Последние возникают при высокой механической активности магматических масс и относительно неглубоком расположении питающего очага. Эти и другие геологические признаки указывают на существенные различия в обстановке формирования обоих интрузивов: на более глубинную и тектонически более спокойную обстановку для массива Гремяха-Вырмес и на менее глубинную и более мобильную — Елетьозерского плутона.

Различия имеются также в составе и петрохимии сравнимых интрузивных комплексов. Серии пород массива Гремяха-Вырмес более дифференцированные по сравнению с сериями пород Елетьозерского массива. В последнем отсутствуют интенсивно обогащенные щелочами разновидности и щелочные граниты. Так, в комплексе габброидов Елетьозерского массива присутствуют лишь субщелочные производные, а в породах второго этапа становления массива — только нефелиновые сиениты и бостониты. Эти различия геологии и полноты эволюции обоих массивов, возможно, связаны с различной глубиной заложения первичных магматических очагов, а отсюда и полнотой эволюции магм и ее взаимодействия с породами окружения на всех уровнях глубинности.

Магматические породы и их ассоциации являются сложнейшими природными образованиями, формирование которых зависит от совокупности многих геологических и физико-химических процессов. Для лучшего познания картины становления магматических ассоциаций следует расчленять эти процессы на их отдельные составляющие.

Стадия кристаллизационного фракционирования. Полевые геологические данные, петрографические исследования и эксперименты в течение более чем полувековой истории развития петрологии убедительно доказали, что процессы фракционной кристаллизации в комбинации с фракционным осаждением являются наиболее эффективными факторами дифференциации магматических расплавов. Известно, что многие глубинные интрузивные образования при длительной кристаллизации на месте становления испытывают процессы фракционной кристаллизационной дифференциации, приводящие к появлению широкого спектра пород из единого магматического расплава. Возможности этого процесса определяются прежде всего довольно значительным температурным интервалом кристаллизации наиболее распространенных основных магм (80°C при $\rho_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ кг/см}^2$ и до 360°C при $\rho_{\text{H}_2\text{O}} = 10\,000 \text{ кг/см}^2$). В щелочных магмах интервал кристаллизации составляет более 100°C , близкая величина установлена для гранодиоритовых расплавов.

Процесс фракционирования твердых фаз и жидкости хорошо проявлен в расслоенных основных, щелочных и средних по составу интрузиях. Строение этих тел

**ПРОЦЕССЫ
КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
МАГМ,
ИХ ВЕДУЩИЕ
ТЕНДЕНЦИИ**

демонстрирует механизм, действие которого можно предполагать и в глубинных магматических очагах. Показателями подобного процесса на глубине служат относительно лейкократовые расплавы, появляющиеся в различной структурной обстановке вне связи с комплементарными мафическими породами (гипабиссальные гранитные и сиенитовые интрузии). Свидетельством глубинных процессов фракционирования являются также особенности строения ряда альпинотипных протрузий гипербазитов, демонстрирующих полосчатые, псевдостратифицированные текстуры при отсутствии лейкократовых дифференциатов, которые, как можно полагать, отжаты посредством фильтр-прессинга.

Сингенетические ряды пород, образованные в результате становления расслоенных плутонов, оказываются подобными, но не идентичными магматическим сериям, возникшим при многофазной подаче расплава из области питания. В последнем случае число разновидностей пород в пределах отдельных фаз может быть меньшим, но вместе с тем устанавливаются более широкие вариации составов от ранних фаз к поздним.

Многократные повторения некоторых петрологических серий изверженных пород в течение геологической истории Земли, а также их химическое и минералогическое подобие составам экспериментально изученных систем позволили установить ряд правил или законов, по которым осуществляется эволюция магм, а иногда и рождение расплавов. Важно отметить, что имевшая место критика первоначальной Боуэновской схемы фракционирования лишь стимулировала развитие этой концепции. Замеченные отклонения от схемы порядка кристаллизации, установленной Н. Л. Боуэном для основных магм, остывающих в приповерхностных условиях, определили пути изучения гаплобазальтовых систем в условиях не только постоянного общего состава, но и постоянного давления кислорода. Учет такого, казалось бы, незначительного параметра расширил концепцию фракционной кристаллизации и углубил понимание природных процессов. Дальнейшие эксперименты при высоком общем давлении и высоких давлениях H_2O и CO_2 установили многочисленные варианты последовательности кристаллизации минералов. Однако это не отразилось на ведущей роли процессов кристаллизационного фракционирования.

Процесс сиалической контаминации также играет существенную роль в появлении многообразных естественных серий пород. Этот процесс является одним из решающих при формировании габбро — анортозитов — гранитов рапакиви, базальтов — андезитов — липаритов и др. На его значимость в петрогенезисе указывают относительно большой объем кислых дифференциатов в естественных сериях разновозрастных пород, а также геохимические данные по содержанию в них Sr, Rb, U, Th и др., которые свидетельствуют об обогащенности кислых дифференциатов веществом земной коры.

Одним из условий процесса сиалической контаминации является перегретость мантийных базальтовых магм выше температур их кристаллизации. Возможна также экстракция очень легкоплавкого материала из вмещающих пород магмами, достигшими температур ликвидуса. Все это приводит к расширению полей кристаллизации минералов, насыщенных кремнеземом, например пироксена и анортита вместо оливина. Контаминированные магмы, как показывает изучение естественных рядов пород, в свою очередь, подвергаются процессу фракционной кристаллизации, и это приводит к появлению разнообразных аккумулятивных продуктов и остаточных расплавов.

Рассматривая происхождение магматических формаций, нельзя игнорировать ряд вопросов, подчиненных общей концепции фракционной кристаллизации, но значимых при решении отдельных проблем петрогенезиса, вновь выдвинутых в последнее время. Так, на основании полевых и петрографических данных, подкрепленных экспериментальными работами, реалистично описываются явления несмесимости в магматических расплавах. Расслоение силикатной и карбонатитовой жидкостей предполагалось для процессов формирования ультраосновных — щелочных комплексов с карбонатитами уже давно [52]. Недавно Дж. Фергюсон и К. Л. Кюрье [267] привели доказательства равновесной кристаллизации карбонатитовых и трахитовых обособлений и меланократовых лампрофиров, вмещающих эти обособления, что свидетельствует о несмесимости разных по составу расплавов на ранних этапах эволюции магмы. Экспериментальные работы с указанными составами подтвердили реальность этого процесса и определили границы температурного интервала ликвации (с. 296).

Для оливинового толеита явления диффузионного разделения и ликвации гомогенного расплава выше температур ликвидуса показаны в ряде работ [224]. Составы образующихся жидкостей являются щелочно-базальтовыми и кислыми, интервал температур разделения выше ликвидуса составляет около 100°C , и в целом процесс ликвации осуществляется без участия летучих компонентов.

В кислых расплавах так же, как и в щелочных, процессы несмесимости могут проявляться под влиянием особого режима остывания магматических расплавов, насыщенных летучими компонентами. На ранних стадиях магматической дистилляции этому способствует углекислота, определяющая не только появление карбонатитовых расплавов в щелочных комплексах, но и особенности кристаллизации плагиоклазовых выделений в гранитах субвулканических интрузий [215]. Обогащение остаточных расплавов водой и особенно фтором на поздних стадиях кристаллизации также способствует разделению вблизи солидуса остаточного расплава на две жидкие фракции, как это имеет место при образовании кислых вулканитов. Размер поля несме-

симости в силикатных системах зависит от состава компонентов, участвующих вместе с кремнеземом в строении расплавов и определяющих их химическую структуру и степень полимеризации. Ряд компонентов (CaO , MgO , FeO , MnO , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 и TiO_2) обеспечивает создание далеких от идеальных расплавов и благоприятствует проявлению несмесимости в системах с кремнеземом. Влияние этих компонентов неоднозначно. Одни из них (Cr_2O_3 , MgO , TiO_2) образуют с кремнеземом расплавы, имеющие очень высокие температуры кристаллизации, и это ограничивает проявление поля несмесимости. Другие (CaO , FeO , Fe_2O_3) не только благоприятствуют проявлению жидкой несмесимости, но и понижают температуру кристаллизации расплавов. Для того чтобы оттенить петрологическое значение этого положения, в литературе употребляется термин — «эффект несмесимости кремнезема» [278], который отражает не только проявление реальной несмесимости жидкостей вблизи составов, богатых SiO_2 , но и существенное смещение пограничных поверхностей в системах от вершины кремнезема к составам мафических компонентов и анортита. Следствием этого эффекта являются понижение температур кристаллизации мафических минералов, определенные соотношения между мафическими и лейкократовыми фазами и другие особенности пород.

По своей сущности к процессу ликвации примыкает эманационно-пневматолитический тип разделения вещества в магматическую стадию или в этапы начавшейся кристаллизации. Наиболее широкое применение этого принципа в петрогенезисе намечено Д. С. Коржинским [87] и его учениками. В их понимании, восходящие флюиды, названные «трансмагматическими», просачиваются через магму способом всплывания пузырьков, пленок и струй. Другими исследователями этому процессу отводится более скромная роль, поскольку ими учитывается ограниченное содержание летучих в первичной магме [321, 328]. Однако и в этом случае можно предполагать фильтрацию летучих компонентов в области низкого давления. Большая растворимость Na_2O , K_2O , SiO_2 и даже FeO в газовой фазе предполагает их накопление в апикальных частях магматических тел или промежуточных очагов. Первый из этих вариантов легко может быть закартирован в ряде массивов. О проявлении глубинной неоднородности в магме можно судить по характеру траппового эффузивного магматизма (см. с. 168—169).

Безусловно важным является учет и познание стадий кристаллизации минералов не только из магмы, но и из постмагматических растворов. Последние могут весьма сильно изменять минеральный и даже химический состав первично-магматических пород, затушевывать их текстурно-структурные особенности и при переоценке этого влияния приводить к неверным генетическим построениям. Такие ошибки существуют до настоящего времени, несмотря на то, что вулканические продукты, как

правило, свободны от влияния наложенных автометаморфических преобразований, а сопоставление вулканических и интрузивных пород одного семейства убеждает в сходстве их состава и общности первичных магматических расплавов. Настойчивость, с которой подчеркиваются эти тривиальные положения, оправдана потому, что даже в недавнее время интрузивные щелочные образования, входящие в сложные комплексы ультраосновных щелочных пород, трактовались как метасоматические на основании физиографических особенностей слагающих минералов. Ограниченность такой концепции видна не только благодаря полной аналогии эволюционной последовательности формирования пород в эффузивной, субвулканической и интрузивной фациях, но и вследствие экспериментального моделирования сходных по составу систем, заканчивающих свою кристаллизацию растворами, богатыми натриевым силикатом. Эти растворы в природных условиях и вызывают интенсивные метасоматические преобразования магматических пород щелочного состава.

Долгое время признаки метасоматической природы минералов поздних стадий кристаллизации в гранитах также рассматривались как свидетельство метасоматического генезиса кислых пород. Этот взгляд еще не изжит, несмотря на геологические, минералогические и экспериментальные доказательства магматического способа кристаллизации гранитов. Важно подчеркнуть, что признаки автометаморфической перекристаллизации свойственны не только остаточным богатым летучими компонентами магмам, из которых, например, кристаллизуются гранитные пегматиты. В менее концентрированной форме постмагматические преобразования могут встречаться во многих гранитных телах или во вмещающих породах, их окружающих. Следствием этого является, в частности, неодинаковое содержание щелочных компонентов в эффузивных и плутонических кислых образованиях (табл. 45).

Т а б л и ц а 45

Соотношение нормативных количеств корунда и щелочных силикатов в кислых породах [206]

Породы	Минералы			Всего*
	Корунд	Щелочные метасиликаты	Эгирины	
Граниты	348	4	34	386
Липариты	216	24	69	309

* Из 1016 анализов 189 гранитов и 132 липаритов не содержат указанных в таблице минералов.

Большее содержание нормативных эгирина и щелочных силикатов в эффузивных кислых породах обусловлено быстрым остыванием и кристаллизацией магмы, что препятствует удалению щелочей в составе отделяющихся растворов. В плутонических же кислых породах медленная кристаллизация способствует выносу избытка щелочей и появлению нормативного корунда.

Общая химическая направленность процессов аутометаморфического преобразования определяется насыщением остаточных растворов главным образом щелочами и иногда кремнеземом. При кристаллизации основных пород в магматическую стадию процесса благодаря проявлению «плагноклазового эффекта» в остаточных расплавах и растворах накапливается Na_2O . К такому же результату ведет одновременно проявление «плагноклазового» и «ортоклазового эффекта» в кислых породах. В пневматолитовые этапы кристаллизации гранитов в паровой фазе отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ с уменьшением температуры также уменьшается [302], и это определяет натриевый характер гидротермальных растворов. В щелочных породах усиление роли Na_2O в остаточных растворах наиболее значительно.

Еще относительно недавно петрологи стремились определить количество родоначальных магм, постоянно существующих в недрах Земли или возникающих эпизодически на различных глубинах. Вероятно, очень длительное существование постоянных расплавленных зон нереально так же, как и генерация магм из *одного и того же источника* в течение значительного геологического времени.

ПРОЦЕССЫ РОЖДЕНИЯ МАГМ

Однако в целом состав внедряющихся и извергающихся магматических продуктов остается относительно постоянным в геологической истории. Достаточно указать, что базальтовые магмы сходного состава появляются на океанической, геосинклинальной, платформенной стадиях развития Земли и в этапы магматической активизации. По-видимому, эта особенность является *решающим доказательством конвективных течений* мантийного вещества, способного к генерации базальтов. При отсутствии такого конвективного перемещения вещества в результате многократных процессов плавления мантия, обедненная лейкократным материалом, была бы неспособна к появлению новых порций базальтовых магм.

Базальты, несмотря на принадлежность к породам одного семейства, четко различаются химизмом и минералогией. При объяснении генезиса отдельных их типов на основании полевых наблюдений и экспериментальных данных было сделано предположение, что базальтовые магмы отличаются глубиной своего формирования. По-видимому, глубина зарождения толеитовых, глиноземистых, щелочных базальтов и пикритов определяется

минералогией пиrolитового мантийного вещества, которая отражает вертикальную зональность.

1. Оливин + ортопироксен + клинопироксен + хромит (p — до 9000 кгс/см²).

2. Оливин + ортопироксен + клинопироксен + немного плагиоклаза (пироксены с содержанием $Al_2O_3 = 3 \div 4\%$, $p = 9000 \div 12\,000$ кгс/см²).

3. Оливин + глиноземистый ортопироксен + глиноземистый клинопироксен (пироксены имеют содержание $Al_2O_3 = 6 \div 10\%$, $p = 12\,000 \div 30\,000$ кгс/см²).

Вертикальная зональность мантии создает возможность для образования различных типов базальтовых магм; реализация этой возможности осуществляется чаще всего последовательно, путем выплавления сначала менее глубинных, а затем более глубинных базальтов в пределах геосинклинальных зон и океанических плит. При переходе к платформенному этапу вновь возникают базальты толентового типа, что свидетельствует о появлении на соответствующих глубинах нового мантийного материала, испытывающего сходное плавление.

Состав образующихся расплавов обуславливается не только главными минеральными фазами мантии, природа которых зависит от давления, но и наличием ряда менее распространенных компонентов, таких, как K_2O , Na_2O , TiO_2 , и летучих — P_2O_5 , CO_2 и H_2O . В недавнее время установлено, что в присутствии моновалентных катионов, таких, как H_2O , K_2O и Na_2O , поле оливина расширяется относительно поля пироксена, а поле кристаллизации пироксена расширяется за счет поля кремнезема. Совершенно противоположную тенденцию испытывают поля кристаллизации этих минералов в присутствии окислов поливалентных катионов — TiO_2 , P_2O_5 и CO_2 . Следовательно, в первом приближении можно предположить, что при относительно низком давлении бедные кремнеземом магмы формируются при частичном плавлении мантии в присутствии TiO_2 , P_2O_5 и CO_2 , а щелочи и H_2O способствуют появлению в этих условиях расплавов с большим содержанием SiO_2 (рис. 66). Однако влияние давления может смягчать воздействие щелочей и уменьшать тенденцию образующихся расплавов обогащаться кремнеземом. Это положение хорошо иллюстрируется формированием кимберлитовых расплавов, в которых высокое содержание щелочей совместимо с их образованием на очень больших глубинах при высоком давлении.

Современные экспериментальные работы по плавлению перидотитов несколько различающегося состава в присутствии паров H_2O ($\bar{X}_{H_2O} = 1,0$) и $H_2O + CO_2$ ($\bar{X}_{H_2O} < 1,0$) при контролируемой активности водорода показывают, что существует сильная зависимость составов анатектических расплавов от физико-химических условий частичного плавления [294]. Возможны следующие ва-

рианты: а) шпинелевые перидотиты при частичном плавлении в условиях $X_{H_2O}^v = 0,6 \div 1,0$ создают андезитовые расплавы при температуре на $200^\circ C$ выше перидотитового солидуса (рис. 8, а); б) в том случае, если доля воды в расплаве уменьшается благодаря значительной степени плавления, образуются базальтовые расплавы. Таким образом, андезитовые и базальтовые магмы могут быть связаны генетически в определенных геологических условиях и возникать из одного исходного материала мантии; в) при малой доле воды в парах ($X_{H_2O}^v < 0,5$) и небольшой степени плавления формируются расплавы, недосыщенные кремнеземом, содержащие нормативный оливин и нефелин и напоминающие оливиновые мелилититы или оливиновые нефелиниты (рис. 73).

Пониманию процессов магмообразования способствует не только увеличение числа изученных систем различного состава и термодинамических параметров плавления. Важным оказался учет такого фактора, как кинетика взаимодействия твердого и жидкого вещества. Процессы частичного плавления, подобно процессам кристаллизации, могут осуществляться равновесно или фракционно. Однако фракционное плавление и фракционная кристаллизация, в противоположность равновесной кристаллизации и плавлению, являются совершенно различными процессами. При фракционной кристаллизации состав кристаллов изменяется прерывисто, тогда как жидкость меняет свой состав непрерывно. Напротив, при фракционном плавлении кристаллы изменяют свой состав непрерывно, а жидкость меняет свой состав прерывисто — в зависимости от температуры.

Это значит, что в сложных природных системах, имеющих, как правило, несколько характеристических (перитектических, эвтектических) точек, плавление начинается при минимальной температуре одной из точек и заканчивается в ней, образуя определенный объем расплава. Дальнейшее плавление может начаться только при подъеме температуры до других характеристических точек, без образования расплавов промежуточного состава. Иными словами, плавление осуществляется дискретно по температуре и составам образующихся расплавов. В

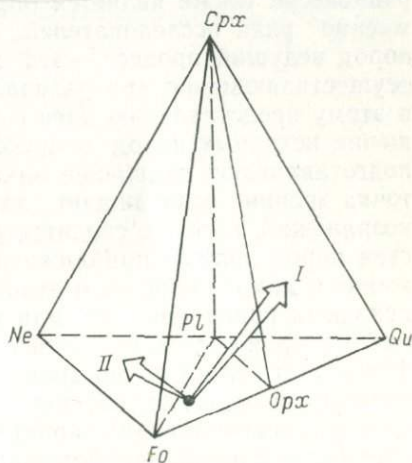


Рис. 73. Базальтовый тетраэдр [294] с составом лерцолита (точка).

Стрелками показаны вариации составов, образующихся из лерцолита антектических расплавов при высоком содержании H_2O (I) и CO_2 (II).

применении к распространенной базальт-липаритовой ассоциации пород это означает, что расплавы липаритов в безводных условиях появляются при температуре около 900°C , а базальтов — при 1200°C . Образование промежуточных по составу расплавов не происходит. Вероятно, такими же условиями прерывистого процесса частичного плавления обусловлено рождение трахитовых и щелочно-базальтовых расплавов, фонолитов и меланефелинитов.

При обсуждении генезиса магматических формаций и создания их классификаций нужно учитывать возможные различия в сериях изверженных пород, сформированных при прогрессивном процессе фракционного плавления, и в сериях, являющихся продуктами фракционной кристаллизации глубинных магм. На первый взгляд, эти различия ограничиваются гомодромным (при фракционной кристаллизации) и антидромным (при фракционном плавлении) порядком внедрения расплавов. Однако картина существенно усложняется тем, что расплавы, образованные при фракционном плавлении, имеющие различный состав и содержание летучих компонентов, а следовательно, и различающиеся вязкостью, могут внедряться одновременно или в порядке, обратном их образованию. Вероятно, для определения генетической природы серий предпочтительными окажутся геохимические различия соответствующих расплавов.

Изучение конкретных магматических формаций, а на их основе и общих вопросов петрогенезиса приводит к выводу, что при образовании пород решающую роль играет равновесие расплав — кристалл. При формировании главных типов магм это равновесие также является определяющим. Однако существует мнение ряда исследователей, что при образовании гранитных пород ведущий процесс — это метасоматическая гранитизация, осуществляющаяся при равновесии раствор — кристалл. Близка к этому представлению идея о том, что метасоматическое замещение исходных пород и приближение их составов к граниту подготавливают плавление анхизвтектических магм. Последняя точка зрения освобождает защитников идеи гранитизации от возражений, которые сводятся к тому, что при метасоматозе состав пород должен приближаться к мономинеральному. Положение о доагматическом этапе метасоматической переработки исходных пород доказать или опровергнуть фактическим материалом крайне тяжело. Это естественно, поскольку продукты фельдшпатизации около гранитных тел можно трактовать по-разному: в одном случае как эффект воздействия растворов из магмы, заканчивающий кристаллизацию, в другом — как процесс более ранний, чем формирование расплава.

Самым серьезным возражением защитникам метасоматической концепции являются доказательства недосыщенности водой гранитных расплавов, формирующих крупные гранитные тела. Это положение вытекает из изучения минералогии ранних ста-

дий кристаллизации гранитов и проявляется в неоднородности состава минералов (зональность плагиоклазов, полевых шпатов) и признаках резорбции расплавом, но не раствором, минералов ранних стадий кристаллизации при уменьшении общего давления в связи с поднятием магмы. При уменьшении давления в водонасыщенной магме должен был бы наступать этап кристаллизации, но не резорбции. Водоненасыщенность гранитных магм свойственна не только крупным плутонам, имеющим признаки глубинного рождения расплавов. При формировании анатектических расплавов в зонах метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций минеральные парагенезисы субстрата и жильного материала свидетельствуют о недосыщенности водой системы в целом и об отсутствии существенного привноса компонентов, и в частности, воды. Этап постмагматических гидротермальных изменений для ряда гранитных тел наступает лишь после существенной кристаллизации магматических расплавов.

1. *Абдуллаев Х. М.* Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954. 295 с.
2. *Аументо Ф., Ланкаревик Б. Д., Росс Д. И.* Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 24° с. ш.). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1972, с. 168—197.
3. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963. 107 с.
4. *Базарова Т. Ю.* Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. Новосибирск, «Наука», 1969. 144 с.
5. *Базарова Т. Ю., Дмитриев Э. А.* Температурные условия кристаллизации фергусит-порфиоров Восточного Памира. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 1, с. 85—88.
6. *Балашов Ю. А.* К геохимии редкоземельных элементов в щелочных породах Кольского полуострова. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 142—158.
7. *Балашов Ю. А., Шараськин А. Г.* Генетическое значение распределения редкоземельных элементов в породах ультраосновных щелочных интрузий. — «Геохимия», 1966, № 1, с. 48—59.
8. *Батиева И. Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1976. 224 с.
9. *Бейли Д. К.* Карбонатитовые вулканы и близповерхностные интрузии Замбии. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1962, с. 142—168.
10. *Бейли Д. К.* Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972, с. 152—160.
11. *Бейли Д. К., Шерер Дж. Ф.* Система $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при давлении 1 ат и петрогенезис щелочных пород. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Наука», 1970, с. 284—335.
12. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.
13. *Белякин Д. С., Влодавец В. И.* Щелочной комплекс Турьего полуострова. — «Труды Петрогр. ин-та АН СССР», 1932, вып. 2, с. 45—72.
14. *Билибин Ю. А.* О генезисе щелочных пород. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1940, ч. 69, вып. 2—3, с. 228—247.
15. *Билибин Ю. А.* О кристаллизации недосыщенной магмы. Избр. труды. Т. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1953. 432 с.
16. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 86 с.

17. *Богатилов О. А., Биркис А. П.* Анортозитовые провинции СССР и их минералого-петрохимические особенности. — В кн.: Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 5—20.
18. *Богданова С. В.* Анортозиты Волго-Уральской области. — В кн.: Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 48—56.
19. *Бонатти З., Гоннорец Х., Феррера Г.* Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Петрография изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973, с. 9—29.
20. *Бородин Л. С.* Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных — щелочных пород. — В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 88—89.
21. *Бородин Л. С.* Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породообразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных — щелочных пород. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 501—523.
22. *Бородин Л. С.* Редкоземельные элементы в пироксенах и пироксени-тах из комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965, с. 263—281.
23. *Бородин Л. С.* Магматические ийолиты и ийолитизация в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 16—32.
24. *Бородин Л. С.* Проблема формаций щелочных пород. — В кн.: Проблемы магматических формаций. М., «Наука», 1974, с. 120—157.
25. *Боуэн Н. Л.* Эволюция изверженных пород. М. — Л., Госгортехиздат, 1934. 324 с.
26. *Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф.* Система $MgO-SiO_2-H_2O$. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950, с. 23—48.
27. *Булах А. Г.* Валунные дайки Турьего мыса (Кольский полуостров). — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 7, с. 61—66.
28. *Булах А. Г.* Эксплозивные брекчии Турьего полуострова и возраст терской свиты песчаников (Кольский полуостров). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 3, с. 44—53.
29. *Булах А. Г.* Геологическое строение и этапы формирования массивов щелочных пород и карбонатитов Турьего полуострова (Мурманская область). — «Вестн. ЛГУ. Сер. геол., геогр.», 1974, № 24, с. 21—32.
30. *Бутакова Е. Л.* О щелочных породах верховьев р. Исфайрам. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1950, ч. 79, вып. 1, с. 52—63.
31. *Велинский В. В.* Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968. 153 с.
32. *Виноградов А. П.* Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. — «Геохимия», 1962, № 3, с. 269—270.
33. *Виноградов А. Н., Виноградова Г. В.* Геология и петрология умбинского комплекса интрузивных чарнокитов и гранитов. — В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1975, с. 3—148.
34. *Виноградова Г. В.* Петрология умбинского комплекса интрузивных чарнокитов и порфировидных гранитов (Кольский полуостров). Автореф. дис., Апатиты, 1973. 22 с.
35. *Галахов А. В.* О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинской тундре (Кольский полуостров). — «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 3, с. 657—660.
36. *Галахов А. В.* Петрология Хибинского щелочного массива. Л., «Наука», 1975. 256 с.
37. *Герасимовский В. И., Поляков А. И.* Вулканические породы рифтовых зон Восточной Африки. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 475—486.
38. *Главнейшие провинции и формации щелочных пород.* Под ред. Л. С. Бородина. М., «Наука», 1974. 376 с.

39. *Годлевский М. Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Л., Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
40. *Горшков Г. С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 106, (4), с. 703—705.
41. *Горшков Г. С.* К петрохимии вулканических пород в связи с образованием островных дуг. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 569—573.
42. *Горшков Г. С.* Новая глобальная тектоника и вулканизм. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 21—31.
43. *Григорьева Л. В., Колесник Н. Н., Шинкарев Н. Ф.* Тектоно-магматическая активизация на Балтийском щите. Формы проявления, металлогения. — В кн.: Металлогения докембрия. Л., ВСЕГЕИ, 1975, с. 79—81.
44. *Грин Д. Х.* Опыты при высоких давлениях, касающиеся генезиса анортозитов. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970, с. 250—283.
45. *Грин Д. Х.* Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1963, с. 242—258.
46. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 9—117.
47. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970, с. 107—206.
48. *Дагелайская И. Н.* Анортозиты Дальнего Востока. Автореф. дис. ВСЕГЕИ, 1975. 32 с.
49. *Даусон Дж. Б.* Олдойнно-Ленган — действующий вулкан с потоками лавы натровых карбонатитов. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969, с. 169—181.
50. *Дмитриев Л. В.* Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. дис. М., «Наука», 1973. 45 с.
51. *Дмитриев Э. А.* Основные закономерности размещения щелочных пород в центральной части Сарыкольского хребта на Памире. — В кн.: Материалы по геологии Памира. 1964, с. 286—291.
52. *Егоров Л. С.* Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л., «Наука», 1969. 247 с.
53. *Егоров Л. С., Сурина Н. П.* Об интрателлурических выделениях кальцита в жильных щелочных породах. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 4, с. 913—917.
54. *Егоров Л. С., Сурина Н. П.* О пространственно-временной связи различных типов платформенного магматизма в Маймеча-Котуйской провинции. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Т. 1. М., «Наука», 1972, с. 113—120.
55. *Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н.* Геологическая карта Хибинских тундр. — «Труды Ленингр. геол. упр.», 1939, вып. 19. 69 с.
56. *Елисеев Н. А., Федоров Э. Е., Володин Е. Н.* Ловозерский плутон и его месторождения. Л., Изд-во АН СССР, 1953. 307 с.
57. *Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П.* Протерозойский интрузивный комплекс Приазовья. М. — Л., «Наука», 1965. 204 с.
58. *Жданов В. В.* Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой гранулитовой серии русской Лапландии. М., «Наука», 1966. 66 с.
59. *Жданов В. В.* О связи основного и кислого магматизма Ладожского прогиба. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1972, т. 47 (4), с. 8—24.
60. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
61. *Зак С. И., Юдин Б. А.* Главнейшие титаноносные магматические формации Кольского полуострова и Северной Карелии. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 140—147.

62. *Иваников В. В.* О дайковом щелочно-ультраосновном магматизме и признаках нового карбонатитового комплекса в Северо-Западном Белом море. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 212, № 3, с. 690—692.
63. *Иваников В. В., Кочурова Т. Л., Булах А. Г.* Особенности петрологии и генезиса щелочно-ультраосновных пород Турьего полуострова. — «Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол., геогр.», 1975, № 12, с. 30—42.
64. *Иванов М. К.* Морфогенетические особенности рудоносных дифференцированных интрузий Норильского рудного узла. Автореф. дис. Изд-во ЛГУ, 1975. 29 с.
65. *Иванова Т. К.* Палеовулканические реконструкции и особенности траппового вулканизма в Норильском горнорудном районе. Автореф. дис. Изд-во ЛГУ, 1975. 31 с.
66. *Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А.* Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 107—304.
67. *Изох Э. П.* Габбро-гранитные плутонические серии как индикатор глубинных процессов. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Вып. 2. Изд-во МГУ, 1976, с. 35—57.
68. *Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев Н. В., Наговская Г. И.* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967. 384 с.
69. *Изох Э. П., Пономарева А. П.* Приконтактные явления в многофазных интрузивах Западного Узбекистана. Новосибирск, «Наука», 1969. 83 с.
70. *Илич М.* О политектонике альпийских гипербазитовых массивов динарид. — «Сов. геология», 1971, № 5, с. 96—113.
71. *Исамухамедов И. М.* Петрология Нуратинского батолита. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955. 470 с.
72. *Йодер Х. С. (мл.), Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965. 247 с.
73. *Каледонский* комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 773 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.
74. *Канн Дж. Р.* Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1972, с. 154—167.
75. *Кинг Б. К.* Природа и происхождение мигматитов: метасоматоз или анатексис. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 227—242.
76. *Кеннеди Дж. К.* Равновесие между летучими и окислами в изверженных породах. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ., 1950, с. 113—132.
77. *Козырева Л. В.* Нефелин и сопутствующие ему минералы Хибинского щелочного массива. Автореф. дис. Л., 1965. 15 с.
78. *Кононова В. А.* О роли магматических и метасоматических процессов при формировании мельтейгит-уртитовых серий. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971, с. 33—52.
79. *Кононова В. А.* Об условиях формирования мельтейгит-уртитовых пород. — В кн.: Проблемы геологии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1973, с. 24—30. (Труды Ленингр. о-ва естествоиспытателей, т. 73, вып. 2).
80. *Коптев-Дворников В. С.* О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах. — «Сов. геология», 1961, № 1, с. 65—89.
81. *Коржинский Д. С.* Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. — В кн.: Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 242—264.
82. *Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 56—69.
83. *Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

84. Коржинский Д. С. Кислотно-основные взаимодействия компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 123, № 2, с. 383—386.
85. Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и послемагматических процессах. — «Геология руд. м-ний», 1962, № 5, с. 3—12.
86. Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 9, с. 12—17.
87. Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 69—74.
88. Котгусов М. П. Введение в учение о магматических формациях. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1975. 164 с.
89. Косой А. Л. Нефелин-полевошпатовые парагенезисы в Ловозерском щелочном массиве. Автореф. дис. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1965. 24 с.
90. Косой А. Л., Котов Н. В. О структурном состоянии калиевых полевошпатов в некоторых порфириновых и порфириовидных изверженных горных породах. — «Вестн. Ленингр. ун-та, сер. геол., геогр.», 1965, № 12, с. 28—33.
91. Котляр И. Н. Вулкано-тектонические структуры и андезитовый вулканизм северной части Охотско-Чукотского пояса. Автореф. дис. Новосибирск, 1975. 24 с.
92. Котульский В. К. Об эффузивных породах Норильского района. — «Бюл. бюро технической информации Норильского комбината», 1943, № 2, с. 3—15.
93. Кравцова Е. И. Система альбит—ортоклаз—кварц—(вода) при давлении воды от 0 до 10 кбар. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 2, с. 5—16; № 3, с. 5—24.
94. Краковский Ю. С., Стулов А. М., Шахотько Л. И. Краткая оценка современного состояния вопроса о расчленении трапповых интрузий западной и центральной части Сибирской платформы. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 150—153.
95. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1963. 209 с.
96. Кузнецов А. А. К вопросу о магматической дифференциации траппов Сибирской платформы. — «Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр.», 1964, № 6, вып. 1, с. 145—148.
97. Кузнецов А. А. Некоторые закономерности петрогенезиса траппов (на примере отдельных районов северо-западной части Сибирской платформы). Автореф. дис. Л., 1967. 17 с.
98. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
99. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 7—21.
100. Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ним редкометалльные месторождения. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1968, ч. 37, вып. 3, с. 304—314.
101. Куголин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 208 с.
102. Ланда Э. А. К проблеме генезиса нефелин-пироксеновых пород в щелочно-ультраосновных массивах. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1966, № 6, с. 652—664.
103. Ланда Э. А. О генезисе ультрабазитов в интрузивных щелочно-ультраосновных массивах Маймеча-Котуйской провинции. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1967, вып. 4, с. 377—388.
104. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзберг А. С., Дилакторский Н. Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири. — «Труды СОПС АН СССР. Сер. сиб.», 1932, вып. 1. 100 с.

105. *Лейси И. Л.* Расплавы гранитного состава, их структура, свойства и изменения. — «Труды XXI Междунар. геол. конгресса, пробл. 14». М., 1963, с. 191—206.
106. *Ленников А. М.* Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., «Наука», 1968. 159 с.
107. *Ленников А. М.* О происхождении анортозитов (на примере массивов хребта Джугджур). — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 275—280.
108. *Ленников А. М.* Анортозиты Джугджура и ассоциирующие породы. — В кн.: Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 100—113.
109. *Леонтьева А. А.* Плавленые базальты, их свойства и применение. — М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 29—56. (Труды Ин-та геол. наук, вып. 86, петрогр. сер., № 39).
110. *Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Афанасьева П. И.* Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. — «Геохимия», 1972, № 3, с. 355—363.
111. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А.* Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., 1962, с. 5—70.
112. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л.* Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы. — В кн.: Базальты плато. М., «Наука», 1964, с. 13—26.
113. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л.* Интрузивные траппы Сибирской платформы и их металлогеническое значение. — В кн.: Магматические формации. М., «Наука», 1964, с. 86—92.
114. *Луцицкий И. В.* Основы палеовулканологии. Т. 1, 2. М., «Наука», 1971. Т. 1 — 478 с. Т. 2 — 383 с.
115. *Лыгина В. В.* Кордиерит из жильного материала мигматитов ладожской серии (Западное Приладожье). Л., «Недра», 1967, с. 132—137.
116. *Мак-Берни А. Р.* Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 441—447.
117. *Малеев Е. Ф.* Фации кислого вулканизма на разных этапах развития островных дуг. — В кн.: Кислый вулканизм. М., «Наука», 1973, с. 135—150.
118. *Маракушев А. А.* Влияние температуры на равновесие ортопироксен — клинопироксен и ортопироксен — оливин. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1963, с. 31—52.
119. *Маракушев А. А., Тарарин И. А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 3, с. 20—37.
120. *Маракушев А. А., Перчук Л. Л.* Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — Тез. докл. на I междунар. геохим. конгр. М., «Наука», 1971, с. 513—514.
121. *Маракушев А. А., Перчук Л. Л.* Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1975, с. 18—36.
122. *Маракушев А. А., Яковлева Е. Б.* Генезис кислых лав. — «Вестн. МГУ», 1975, № 1, с. 3—24.
123. *Марковский Б. А.* Геосинклиналильные магматические комплексы Среднего и Восточного хребтов Камчатского полуострова. Автореф. дис. Л., 1974. 26 с.
124. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* О геосинклиналильных меймечитах Камчатки. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 675—678.
125. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* Геохимия пород ультраосновной вулканической провинции Камчатки. — «Сов. геология», 1975, № 1, с. 70—82.
126. *Марковский Б. А., Ланда Э. А.* Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов. — «Сов. геология», 1976, № 1, с. 103—114.

127. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М. — Л., «Наука», 1967. 236 с. Авт.: А. А. Полканов, Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев, Г. И. Кавардин.
128. Масуренков Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М., Изд-во АН СССР, 1961. 132 с. (Труды ин-та геологии, рудн. м-ний, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 51).
129. Мелсон У. Г., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического дна. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973, с. 30—49.
130. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1971. 276 с. Авт.: А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Г. А. Ильинский и др.
131. Милановский Е. Е. Геодинамика и вулканизм орогенных поясов. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 32—50.
132. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Роль туфолаво-игнибритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. Т. 2. М., «Наука», 1966, с. 266—282. (Труды II Всесоюз. вулкан. совещ.).
133. Милашев В. А. Термин «кимберлит» и классификация кимберлитовых пород. — «Геология и геофизика», 1963, № 4, с. 42—52.
134. Милашев В. А. Петрохимическая характеристика кимберлитовых пород. — «Геология и геофизика», 1964, № 3, с. 138—142.
135. Милашев В. А. Проблемы кимберлитобразования и верхней мантии Земли. — «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1968, № 12, с. 158—170.
136. Милашев В. А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л., «Недра», 1972. 176 с.
137. Милашев В. А. Кимберлитовые провинции. — Л., «Недра», 1974, 236 с.
138. Михайлов Н. П., Шарков Е. В. Петрология и металлогения формаций расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород. — В кн.: Петрология и металлогения базальтов. М., «Наука», 1973, с. 53—59.
139. Молчанов Т. В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород. М., «Наука», 1966. 149 с.
140. Москалева С. В. Гипербазиты Урала и их хромитоносность. Автореф. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1972. 51 с.
141. Москвин А. В. Щелочные породы р. Исфайрам. — «Труды Петрогр. ин-та АН СССР», 1934, вып. 6, с. 151—265.
142. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Докембрийские анортозиты СССР. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия, докл. сов. геологов, пробл. 2. Л., «Наука», 1972, с. 57—62.
143. Мурс Э. И., Вайн Ф. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973, с. 50—74.
144. Набоко С. И. Вулканические эксгалации и продукты их реакций. М., Изд-во АН СССР, 1959. 303 с. (Труды лабор. вулканологии АН СССР, вып. 16).
145. Наливкина Э. Б. Офиолитовые ассоциации докембрия Украины. Автореф. дис. Киев, 1973. 48 с.
146. Немцович В. М. О расслоенных базитовых интрузиях Алдано-Саянской складчатой области. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 1, с. 161—164.
147. Немцович В. М. Условия формирования гипербазитовых интрузий юга Алтае-Саянской области в связи с проблемой их серпентинизации. — В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 124—126.
148. Немцович В. М. Базитовые интрузии Тувы и их титаносность. Автореф. дис. ВСЕГЕИ, 1974. 22 с.
149. Никитин И. К. К геологии северного склона Туркестанского хребта (верховья рек Исфара и Сох). Изд-во АН СССР, 1936. 90 с. (Труды Таджикско-Памирской экспедиции, вып. 50).

150. Николаев В. А. Щелочные породы р. Каинды в Таласском Алатау. — «Труды ЦНИГРИ», 1935, вып. 11, 112 с.
151. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961, 338 с.
152. О вертикальной зональности массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 35. М., «Недра», 1972, с. 49—68. Авт.: Е. Н. Эпштейн, И. П. Паньшин, В. М. Моралев, И. Г. Волков.
153. Овчинников Л. Н., Шур А. С., Панова М. В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных, метаморфических и осадочных образований Урала. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 10, с. 3—14.
154. Орлов Д. М. О механизме формирования посторогенных интрузий в связи с явлениями усадки при кристаллизации. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», 1963, т. 98, с. 65—73.
155. Орлова М. П. Щелочные базальтоиды р. Даубабы (Таласский Алатау). — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1950, № 16, с. 87—97.
156. Орлова М. П. Интрузии щелочных габброидов северо-западных отрогов Таласского Алатау. — «Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол.», вып. 11, 1960, № 291, с. 91—121.
157. Орлова М. П. Некоторые вопросы петрохимии и петрологии каледонского комплекса щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», 1963, № 3, с. 65—104.
158. Орлова М. П., Кухаренко А. А. Мелилиты из щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. — «Уч. зап. ЛГУ», 1962, № 312, вып. 13, с. 173—189.
159. О формациях основных и ультраосновных пород Урала. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 5, 1965, с. 135—143. Авт.: П. М. Татаринев, В. Р. Артемов, Н. П. Михайлов и др.
160. Падалка Г. Л. К статье Н. М. Успенского «О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала». — В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Госгеолиздат, 1952, с. 79—83.
161. Перчук Л. Л. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива. — В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 160—181.
162. Перчук Л. Л. Парагенезисы нефелина со щелочным полевым шпатом как показатель термодинамических условий минеральных равновесий. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 161, № 4, с. 932—935.
163. Перчук Л. Л. Зависимость от температуры коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 6, с. 1436—1438.
164. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., «Наука», 1973. 318 с.
165. Перчук Л. Л., Омельяненко Б. И., Шинкарев Н. Ф. Фазы и фации щелочных интрузивов бассейна р. Ходжаачкан (Алайский хребет) в связи с вопросами их генезиса. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 12, с. 13—24.
166. Перчук Л. Л., Павленко А. С. Влияние температуры на распространение некоторых изоморфных компонентов между сосуществующими минералами щелочных пород. — «Геохимия», 1967, № 9, с. 1063—1082.
167. Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 3, с. 3—21.
168. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., «Недра», 1967. 264 с. Авт.: Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, В. И. Донаков и др.
169. Пильтенко М. К. О возможности образования щелочных горных пород посредством палингенезиса суперкрупных соляных толщ. — В кн.: Происхождение щелочных пород. М., «Наука», 1964, с. 117—128.
170. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. В. Гипербазиты Алтае-Сааянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

171. Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 211—226.
172. Поликарпов В. К., Лобанова А. Б., Шинкарев Н. Ф. Петрология расчлененного Бураковского массива Заонежья. — «Сов. геология», 1975, № 9, с. 132—137.
173. Полканов А. А. О жильных горных породах окрестностей Александровска на Кольском полуострове. — «Труды СПб о-ва естествоиспытателей», 1913, т. 44, вып. 1, с. 3—4.
174. Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Ч. 1. Л. — М., Изд-во АН СССР, 1935. 545 с.
175. Полканов А. А. Тектоника, кинематика и магматизм эпохи хогландия — юттия южной части Балтийского щита. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 400—416.
176. Полканов А. А., Елисеев Н. А. Петрология плутона Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров. Л., Изд-во ЛГУ, 1941. 244 с.
177. Полюкин Я. И. Основы унифицированной стратиграфической схемы вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы. — «Учен. зап. НИИГА», 1964, вып. 3, с. 5—26.
178. Пономарева А. П. Приконтактные явления магматической стадии в многофазных интрузивах Западного Узбекистана. Автореф. дис. Новосибирск, 1970. 28 с.
179. Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Л. С. Докембрий Восточной Антарктиды. М., «Недра», 1965. 468 с. (Труды НИИГА, т. 138).
180. Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., «Недра», 1972. 658 с.
181. Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., «Наука», 1975. 292 с. Авт.: Ф. П. Митрофанов, Е. И. Кравцова, М. М. Мануйлова и др.
182. Рид Х. Граниты и граниты. — В кн.: Проблема образования гранитов, сб. 2. М., ИЛ, 1950, с. 306—337.
183. Розинов М. И., Колесников Д. И. Магматические формации зон новейшего вулканизма. М., «Недра», 1975. 159 с. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 143).
184. Роль процессов метасоматического изменения карбонатитов. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Наука», 1966, с. 118—126. Авт.: Л. С. Бородин, Ю. Л. Капустин, А. В. Лапин, А. Г. Жабин.
185. Роненсон Б. М. Геология Вишневогорского интрузива и проблема генезиса щелочных пород Среднего Урала. — В кн.: Происхождение щелочных пород. М., 1964, с. 7—11.
186. Роненсон Б. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 28. М., «Недра», 1966. 174 с.
187. Ротман В. К. Андезитовые дуги и их место в тектоно-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Недра», 1968, с. 187—192.
188. Ротман В. К. Палеовулканизм Курило-Камчатского региона. Автореф. дис. Л., 1975. 33 с.
189. Рудник В. А. Гранитообразование и его роль в формировании гранитного слоя земной коры в докембрии. Автореф. докт. дис. Л., 1972. 57 с.
190. Саранчина Г. М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия. Л., Изд-во ЛГУ, 1972. 126 с.
191. Саранчина Г. М., Лыгина В. В. О новой области развития чарнокитов в Приладожье. — В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. Апатиты, 1968, с. 237—245.
192. Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., «Недра», 1973. 392 с.
193. Свириденко Л. П. Петрология гранитов рапакви Салминского массива. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 2, с. 40—55.
194. Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакви (в Карелии). — «Труды Ин-та геологии», 1968, вып. 3. 116 с.

195. *Свириденко Л. П., Шемякин В. М.* Некоторые особенности кристаллизации глубинных гранитных магм (на примере чарнокитов и рапакиви. Балтийского щита). — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 126—134.
196. *Слодкевич В. М.* Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы Сахалина. Автореф. дис. Л., 1975. 25 с.
197. *Соловьев С. П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970. 311 с.
198. *Сривцев Н. А.* Геология и петрогенезис гиперстеновых гранитоидов татаринковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье). Автореф. дис. Иркутск, 1974. 27 с.
199. *Стейнер А.* Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963, с. 490—532.
200. *Судовиков Н. Г.* Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. — «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1954, вып. 4. 198 с.
201. *Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 149 с.
202. *Судовиков Н. Г.* Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л., «Наука», 1967. 118 с.
203. *Сурина Н. П.* Петрология даек ультраосновных — щелочных пород Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы). Автореф. дис. Л., 1969. 31 с.
204. *Сурина Н. П.* К вопросу о геохимии щелочей в дайковом ультраосновном щелочном магматизме. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., «Недра», 1970, с. 39—48. (Труды НИИГА, т. 160).
205. *Тайер Т. П.* Некоторые различия между альпийскими и стратиформными габбро-перидотитовыми комплексами. М., ИЛ, 1963, с. 110—132. (Труды 21 Междунар. геол. конгресса, вып. II, тектоника и петрогр.).
206. *Таттл О. Ф.* Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 647—653.
207. *Тейлер С.* Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 16—39.
208. *Тейлор Х. П., Нобл Дж. А.* Происхождение ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски. М., ИЛ, 1963, с. 41—62. (Труды 21 Междунар. геол. конгресса, вып. 11).
209. *Томановская Ю. И.* Петрохимические особенности эффузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы. М., «Недра», 1965, с. 98—109. (Труды НИИГА, т. 145).
210. *Томкеев С. И.* Карбонатиты — их природа и происхождение. — «Минер. сб. Львов. геол. о-ва», 1962, № 16, с. 318—327.
211. *Уилли П. Дж.* Ультраосновные пояса. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», с. 416—419.
212. *Уокер Ф., Польшверт А.* Долериты Карру Южно-Африканского Союза. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950, с. 8—182.
213. *Урванцев Н. Н.* Тектоника северо-западной части Сибирской платформы и перспективы никелевого оруденения и нефтеносность. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 87—117. (Труды НИИГА, т. 80).
214. *Успенский Н. М.* О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. — В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. Л., Госгеолиздат, 1952, с. 161—205.
215. *Уткин Ю. С.* Кристаллизация гранитного массива Эльджурту (Северный Кавказ). Автореф. дис. М., Изд-во МГУ, 1975. 27 с.
216. *Уханов А. В.* Состав верхней мантии по ксенолитам в трубке «Обнаженная» (северо-восток Сибирской платформы). Автореф. дис. М., 1975. 22 с.
217. *Уэйджер Л. П., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970. 551 с.

218. Федоров Е. С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. — «Горный журнал», 1904, т. 2, № 4—6, с. 98—127, с. 196—242, с. 368—395; т. 3, № 7, с. 80—114.
219. Феритатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., «Наука», 1975. 288 с.
220. Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954, с. 411—458.
221. Фогт П. Р., Шнейдер Э. П., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океанами. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 481—550.
222. Фролова Т. И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — «Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», 1973, вып. 213, с. 28—47.
223. Харт С. Р. Содержание К, Rb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов Sr в базальтах океанического дна. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1972, с. 125—139.
224. Хитаров Н. И., Пугин В. А. Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных). — В кн.: Геодинамика, магомобразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 250—271.
225. Царовский И. Д. Генезис щелочных пород Украинского щита и вопросы их корреляции с аналогичными породами обрамления Русской платформы. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, 1966, с. 96—101.
226. Шаблинский Г. Н. Новые данные о тектонике Хибинского плутона. — В кн.: Химия в естественных науках. Л., 1965, с. 190—193.
227. Шаблинский Г. Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов. — «Труды Ленингр. о-ва естествоиспытателей природы», 1963, т. 24, вып. 1, с. 41—43.
228. Шараськин А. Я. Некоторые черты геохимии ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова в связи с вопросами их генезиса. Автореф. дис. М., 1968. 22 с.
229. Шарков Е. В. Ритмичная слоистость в расслоенных интрузиях и механизм ее образования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 12, 1971, с. 66—74.
230. Шарков Е. В. Массивы метагаббро — лабрадоритов — мангеритов Кольских, Кандалякских и Сальных тундр (Кольский полуостров) как интрузии шовного типа зоны глубинного разлома. — В кн.: Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 30—41.
231. Шинкарев Н. Ф. Геология гранитоидных и щелочных интрузий Алае-Туркестанской провинции. — «Вестн. ЛГУ», 1963, № 6, с. 56—62.
232. Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л., Изд-во ЛГУ, 1966. 161 с.
233. Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., «Недра», 1970. 247 с.
234. Шинкарев Н. Ф. О проблеме происхождения гранитов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1974, вып. 4, с. 401—411.
235. Шинкарев Н. Ф., Перчук Л. Л. О находке щелочных габброидов в Алайско-Туркестанской щелочной провинции. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 5, с. 1084—1085.
236. Шинкарев Н. Ф., Ильинский Г. А., Перчук Л. Л. О зардалекском комплексе (Алайский хребет). — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1960, ч. 89, вып. 1, с. 26—36.
237. Шинкарев Н. Ф., Кузнецов А. А. О гетерогенности магматических расплавов в отношении летучих компонентов. — Вест. ЛГУ, 1970, № 12, с. 42—49.
238. Шинкарев Н. Ф., Анищенко О. Н. Новые данные о составе и строении салминского комплекса рапакиви. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 12, с. 140—144.

239. Шинкарев Н. Ф., Иваников В. В. Формация щелочных даек Турьего полуострова. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 129—142.
240. Шкодзинский В. С. Происхождение порфириобласт в мигматитах Алданского щита. — В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., «Наука», 1973, с. 196—200.
241. Шкодзинский В. С. Генерация гранитных расплавов при метаморфизме. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1975, с. 56—95.
242. Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск, «Наука», 1976. 224 с.
243. Шуркин К. А. О палеозойских псевдоконгломератах Северной Карелии и Кольского полуострова. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 6, с. 1329—1333.
244. Шуркин К. А. О «конгломератах» Кандалакшских островов и Турьего мыса. — «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1960, вып. 9, с. 398—411.
245. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Эволюция магматизма в раннем докембрии. — В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 154—162. (Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК, проблема 4).
246. Щербаков Л. И. Первоочередные задачи определения абсолютного возраста интрузий Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 14—21.
247. Эдвардс А. Л. Дифференциация в долеритах Тасмании. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950, с. 183—243.
248. Юдин Б. А. Габбро-лабрадориты Кольского полуострова. — В кн.: Анортозиты СССР. Л., «Наука», 1974, с. 21—30.
249. Bailey D. K., Schairer I. F. The system $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ at 1 atmosphere and the petrogenesis of alkaline rocks. — J. Petrol., 1966, vol. 7, № 1, p. 114—170.
250. Barker D. S. Alkaline rock at Litchfield, Maine. — J. Petrol., 1965, vol. 6, № 1, p. 1—29.
251. Batty M. N. The petrogenesis of a spilitic rock series from the New Zealand. — Geol. Mag., 1956, vol. 93, № 2, p. 9—111.
252. Boik R. Structural geology of the Adirondack anorthosite. — Min. pet. mitt., 1931, 41, p. 308—434.
253. Bordet P., Marinelli C., Mittenperghor M., Tazieff H. Contribution a l'etude volcanologique du Katmai et de la Vallee des Dix Mille Fumées (Alaska). — Soc. Belge Geol., Paleontol. Hydrol., 1963, № 7, p. 84—112.
254. Boyd F. R. Ultramafic nodules from the Frank Smith kimberlite pipe, South Africa. — Carnegie Inst. Wash. yb., 1974, № 73, p. 285—294.
255. Boyd F. R., Nixon P. H. Origin of the ilmenite—silicate nodules in kimberlites from the Lesotho and South Africa in «Lesotho Kimberlites», Lesotho Nation. Develop. Corporation, Maseru, 1973, p. 254—268.
256. Boyd F. R., Danchin R. V. Discrete nodules from the Artur de Paive kimberlites. Angola. — Carnegie Inst. Wash. yb., 1974, № 73, p. 278—282.
257. Buddington A. F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. — Mem. Geol. Soc. Amer., 1939, 7, p. 354.
258. Carmichael J. S. E., Turner F. J., Verhoogen J. Igneous petrology. N. Y., McCrow-Hill Book Company, 1974. 739 p.
259. Chayes F. Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. — J. Geophys., 1963, Res. 68, p. 1519—1534.
260. Clark S. P., Schairer I. F., Neufville I. de. Phase relation in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaAl}_2\text{SiO}_6 - \text{SiO}_2$ of low and high pressure. — Carnegie Inst. Wash. yb., 1962, 61, p. 59—68.
261. Corai M., Kagami H., Lizumi S. Reexamination on the source material of granitic magmas. — J. Geol. Soc. Japan., 1972, vol. 78, № 10, p. 549—559.
262. Dewey H., Flett J. S. On the British pillow-lavas and rocks associated with them. — Geol. Mag., 1911, vol. 8, № 5, p. 202—209; № 6, p. 241—248.

263. *Eggler D.* Volatiles in ultrabasis and derivative rock systems. — *Carnegie Inst. Wash. yb.*, 1974, № 73, p. 215—224.
264. *Eggler D. H.* Peridotite — carbonate relations in the system CaO — MgO — SiO₂ — CO₂. *Carnegie Inst. Wash. yb.*, 1975, № 74, p. 468—474.
265. *Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the Upper Mantle. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, 76, p. 719—734.
266. *Engel C. G., Fisher R. L.* Granite to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system, western Indian ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 86, № 11, p. 1553—1578.
267. *Ferguson I., Currie K. L.* Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasis dikes at Callander Bay, Ontario. — *J. Petrol.*, 1971, vol. 12, № 3, p. 561—585.
268. *Fudali F.* Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkalic rocks systems. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1963, vol. 74, p. 1101—1126.
269. *Glikson A. Y.* Early precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of Sodic granite. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972, vol. 83, № 11, p. 3323—3344.
270. *Green D. H.* The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle. — *Tectonophysics*, 1969, № 7, p. 409—422.
271. *Hamilton D. D.* Nepheline as crystallization temperature indicators. — *J. Geol.*, 1961, vol. 69, № 3, p. 321—329.
272. *Hamilton W., Myers M. B.* The nature of batoliths. — *U. S. Geol. Surv.*, prof. paper, 1967, 554-C. 30 p.
273. *Hart S. R.* Geochemistry of a lherzolite from the Mid-Indian ocean ridge: *Ann. Ript. Direct. Dept. Terr. Mag. Carnegie Inst.*, 1971—1972, p. 290—291.
274. *Harte B., Curney I. I.* Ore mineral and phlogopite mineralization within ultramafic nodules from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. — *Carnegie Inst. Wash. yb.*, 1975, № 74, p. 528—536.
275. *Hess H. H.* Stillwater igneous complex, Montana: a quantitative mineralogical study. — *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 1960, № 80. 230 p.
276. *Hibbard M. I.* Origin of some alkali-feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. — *Amer. J. Sci.*, 1965, vol. 263, № 3, p. 245—261.
277. *Hodges T. N.* The Solubility of H₂O in silicate melts. — *Carnegie Inst. Wash. yb.*, 1974, № 73, p. 251—255.
278. *Irving T. N.* The silica immiscibility effect in magmas. — *Carnegie Inst. Wash. yb.*, 1975, № 74, p. 484—492.
279. *Jackson E. D.* Primary textures and mineral associations in the Ultramafic Zone of the Stillwater Complex, Montana, U. S. — *S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 358, 1961, p. 1—106.
280. *Jackson E. D., Green H. W., Moors E. M.* The Vourios ophiolite Greece: Cyclic units of linedated cumulates overlying harzburgite tectonic. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 86, p. 390—398.
281. *Kennedy G. C.* Some aspects of the role of water in rock melts. — *Geol. Soc. Amer., Sp. Paper*, 1955, 62 (Crust of the earth), p. 489—504.
282. *Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1950, 61, p. 957—1014.
283. *Kusshiro I.* Effect of water on the composition of magmas formed of high pressure. — *J. Petrol.*, 1972, 13, p. 311—334.
284. *Kushiro I.* The system forsterite — anorthite — albite — silica — H₂O of 15 kbar and the genesis of andesitic magmas in the upper mantle. *Ann. Rep. Geoph. Labor. Carnegie Inst.*, 1973—1974, p. 244—248.
285. *Kushiro I.* Pressure effect on the changes of the forsterite-enstatite liquidus boundary with the addition of other cations and genesis magmas. — *Carnegie Inst. Wash. yb.*, 1974, № 73, p. 248—251.
286. *Lacroix A.* Etude mineralogique des produits silicates de l'éruption du Vesuve. — *Nouv. Archives Museum*, 1907, ser. 4, vol. 9, Paris, p. 1—172.

287. Lambert J. B., Wyllie P. J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars. — *J. Geol.*, 1972, vol. 80, № 6, p. 693—709.
288. Lindsley D. H. Melting relations of $KAlSi_3O_8$. Effect of pressures up to 40 kilobars. — *Amer. Miner.*, 1966, vol. 51, p. 1793—1799.
289. Michot P. Geological environments of the anorthosites of South Rogaland Norway Mem. — *N. S. State Mus. Sci. Surv.*, 1969, 18, p. 17—25.
290. Moores E. M., Vine F. J. Troodos massif, Cyprus, and the other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications. — *Royal Soc London Philos. Trans.*, 1971, vol. 268, p. 443—466.
291. Morey G. W., Hesselgesser J. M. The solubility of some minerals in separated stream at high pressures. — *Econ. geol.*, 1951, vol. 46, № 8, p. 821—835.
292. Muan A., Osborn E. F. Phase equilibria at liquidus temperatures in system $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. — *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1956, vol. 39, p. 121—140.
293. Mysen B. O., Kushiro I., Nicholls I. A., Ringwood A. E. A possible mantle origin for andesitic magmas, discussion of a paper by Nicholls and Ringwood. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, № 21, p. 221—230.
294. Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of a hydrous mantle: I Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water carbon dioxide, and hydrogen. — *J. Petrol.*, 1975, vol. 16, p. 3, p. 520—548.
295. Nakamura Y., Kushiro I. Composition of the gas phase in $Mg_2SiO_4-SiO_2-H_2O$ at 15 kbar. — *Carnegie Inst. Wash. yb.*, 1974, № 73, p. 255—258.
296. Nelson Eby G. Abundance and distribution of rare-earth elements and yttrium in the rocks and minerals of the Oka carbonatite complex, Quebec. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1975, vol. 39, № 5, p. 597—620.
297. Nockolds S. R. Average chemical composition of some igneous rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, vol. 65, 10, p. 1007—1032.
298. Oftedahl C. Studies on the igneous rock complex of Oslo region. The feldspars. — *Skr. norske Videnak. Akad. I Mat.-Naturv. Kl.* 1948, № 3, p. 1—71.
299. O'Hara M. I. Primary magmas and origin of basalts. — *Scott. J. Geol.*, 1965, № 1, p. 19—40.
300. O'Nions R. K., Pankhurst R. J. Petrogenetic significance of isotope and trace element variations in volcanic rocks from the Mid-Atlantic. — *J. Petrol.*, 1975, vol. 15, p. 603—634.
301. Onuma K., Jagi K. The system diopside—akermanite—nepheline. — *Amer. Miner.*, 1967, vol. 52, p. 227—243.
302. Orville P. M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. — *Amer. J. Sci.*, 1963, № 261, p. 201—237.
303. Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. — *Amer. J. Sci.*, 1959, 257, p. 609—647.
304. Osborn E. F., Arculus R. I. Phase relations in the system $Mg_2SiO_4-iron\ oxide-CaAl_2Si_2O_8-SiO_2$ — at 10 kbar and their bearing on the origin of andesite. — *Carnegie Inst. Wash. yb.*, 1975, № 74, p. 504—507.
305. Philpotts A. R. Origin of the anorthosite—magnetite rocks in southern Quebec. — *J. Petrol.*, 1966, № 7, p. 1—64.
306. Piwinski A. J. Experimental studies of igneous rock series Central Sierra-Nevada batholith, California. — *J. Geol.*, 1968, 3, vol. 78, p. 52—76.
307. Plat R. G., Edgar A. D. The system nepheline—diopside—sanidin. — *J. Geol.*, 1972, vol. 80, № 2, p. 224—236.
308. Presnall D. C. The geometrical analysis of partial fusion. — *Amer. J. Sci.*, 1969, vol. 267, 10, p. 1178—1194.
309. Rittmann A. Die geologische bedingte Evolution und Differentiation des Somma-vesuv magmas. — *Zs. Vulkanologie*, 1933, Bd 15, H. 1/2, S. 18—44.
310. Rao Y. G., Murthy T. S. N. Nepheline as a metasomatic product. — *Amer. Miner.*, 1974, vol. 59, № 7—8, p. 690—693.
311. Ryder G. A rationale for the origins of massif anorthosites. — *Lithos*, 1974, 7, p. 139—146.

312. *Schairer J. F.* Phase equilibria at one atmosphere related to tholeiitic and alkali basalts. — In: Book Researches in Geochemistry. Ed. P. H. Abelson. N. Y., 1967, p. 568—592.
313. *Sederholm J. J.* Om granit och gneis. — Bull. Comm. Geol. Finl., 1907, № 23, p. 1—110.
314. *Smith C. H.* Bay of Islands igneous complex, Western Newfoundland. — Mem. Geol. Surv. Canada, 1958, № 290, p. 1—132.
315. *Simonen A.* Plutonic rocks of the svecofennides in Finland. — Bull. Comm. Geol. Finl., 1960, 189. 101 p.
316. *Thornton C. P., Tuttle O. F.* Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. — Amer. J. Sci., 1960, vol. 258, № 9, p. 664—684.
317. *Tilley C. E.* Problems of alkali rock genesis. — Geol. Soc. Ld., Quart. J., 1958, vol. 11, p. 3, p. 323—360.
318. *Tröger W. E.* Spezielle Petrographie der Eruptivgestein. Ein Nomenclatur — Kompendium im Auftrage der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. Berlin, 1935. 360 p.
319. *Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, vol. 74. 153 p.
320. *Tyrrell C. W., Sandford K. S.* Geology and petrology of the dolerites of Spitsbergen. — Roy. Soc. Edinburgh, Pr., 1933, vol. 53, p. 284—321.
321. *Vance I. A.* Zoning in igneous plagioclase, patchy zoning. — J. Geol., 1965, vol. 73, 4, p. 636—651.
322. *Vening Meiness F. A.* Plastic bucklung of the earth's crust. The origin of geosynclines. — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1955, 62, p. 319—330.
323. *Washington H. S.* Deccan traps and other plateau basalts. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1922, vol. 33, p. 765—804.
324. *Wegmann C. E.* Zur deutung der Migmatite. — Geol. Rundschau, 1935, Bd 26, H. 5, S. 305—350.
325. *Wells A. K.* The nomenclature of the spilitic. — Geol. Mag., 1922—1923, p. 2, vol. 59—60, p. 62—74.
326. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.* Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars. — Amer. J. Sci., 1959, 257, p. 648—655.
327. *Yoder H. S.* Calc-alkalic andesites: experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. — In: Proceedings of the Andesite Conference. — Oreg. Dep. Geol. Miner. Ind. Bull., 1969, 65, p. 77—89.
328. *Yoder H. S., jr.* Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. — Amer. Miner., 1973, vol. 58, p. 153—171.
329. *Yoder H. S., jr., Stewart D. B., Smith I. R.* Feldspare. — Carnegie Inst. Wash. yb., 1957, 56, p. 206—214.

Введение	3
Глава I. Магматические формации океанического типа	8
Толейтовые базальты срединно-океанических хребтов	9
Щелочные базальты вулканических островов	12
Лерцолит-гарцбургитовый комплекс пород	16
Дифференцированные плутонические породы	20
Дифференцированные комплексы океанического типа участков суши	24
Глава II. Магматические формации ранней стадии геосинклинального развития	30
Альпинотипные гипербазиты	—
Кератофир-спилитовая ассоциация	39
Базальт-трахиандезитовая серия пород	44
Габбро-плагногранитная формация	49
Габбро-анортозиты	57
Глава III. Группа магматических формаций средней (инверсионной) стадии	61
Вулканические ассоциации	—
Происхождение андезитов	70
Плутонические гранитоидные серии пород	77
Глава IV. Магматические формации поздних стадий развития складчатого пояса	91
Формация андезитов	—
Вулканические ассоциации кислого состава	93
Гранит-сиенитовая формация	100
Формация основных — щелочных пород	106
Глава V. Магматические формации докембрийских складчатых областей	128
Чарнокит-гранулитовые комплексы гранитоидов	—
Мигматитовые граниты	143
Анортозиты	153
Глава VI. Магматические формации платформ	159
Траппы	—
Кимберлиты	176
Глава VII. Магматические формации зон активизации	185
Расслоенные основные интрузии	—
Ассоциация щелочных богатых калием пород	198
Комплексные массивы ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов	211
Нефелиновые сиениты, сиениты и кварцевые сиениты	235
Щелочные граниты	255

Глава VIII. Магматические формации эпох докембрийской активизации	261
Габбро, анортозиты, граниты рапакиви	262
Щелочно-основные комплексы этапа активизации	274
Заключение	278
Процессы кристаллизации магм, их ведущие тенденции	—
Процессы рождения магм	283
Список литературы	288

ИБ № 2419

Николай Филиппович Шинкарев

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ
МАГМАТИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ**

Редактор издательства Т. М. Пономарева. Внешнее оформление художника Б. Н. Осенчакова. Технический редактор И. Г. Сидорова. Корректоры М. И. Витис, М. Г. Дешалыт. Сдано в набор 12.08.77. Подписано к печати 18.04.78. М-32318. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Печать высокая. Гарнитура литературная. Печ. л. 19. Уч.-изд. л. 21,24. Тираж 1700 экз. Заказ 2103/347. Цена 3 р. 60 к. Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171. Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Типография № 2 Ленуприздата. 192104. Ленинград, Литейный пр., 55.

37. 50c

18420

HEAPA