

МАГМАТИЗМ,
ФОРМАЦИИ
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ
ПОРОД
И ГЛУБИНЫ ЗЕМЛИ

I

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

МАГМАТИЗМ,
ФОРМАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ
ПОРОД
И ГЛУБИНЫ ЗЕМЛИ

410
Труды IV
Всесоюзного петрографического совещания

ЧАСТЬ I



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1972

УДК 552:552,3

Редакционная коллегия: чл.корр.АН СССР Г.Д.Афанасьев
(председатель), Б.П.Беликов, М.А.Кашкай, **В.С.Коптев-Дворников**,
чл.корр.АН СССР Л.Н.Овчинников, В.П.Петров, А.К.Симон (отв.ред.),
Н.Г.Удовкина, **Е.К.Устиев**

2-9-2
667-668-72



1У Всесоюзное петрографическое совещание было проведено по инициативе Петрографического комитета Академией наук СССР, Академией наук Азербайджанской ССР и Министерством геологии СССР в г. Баку 23-27 сентября 1969 г. На совещании присутствовало около 600 петрографов и представителей смежных отраслей знания, а также зарубежные гости¹.

Совещание было посвящено обсуждению проблемы "Магматизм и формации кристаллических пород как индикаторы глубинного строения Земли и источники рудных и нерудных полезных ископаемых". Эта проблема, выдвинутая в середине 60-х годов Петрографическим комитетом в качестве одной из фундаментальных проблем наук о Земле, в настоящее время становится все более актуальной и захватывает умы все большего количества исследователей.

Названная проблема рассматривает магматизм как всеобъемлющее геологическое явление, связанное с дифференциацией вещества земной коры и верхней мантии и перемещением ее продуктов в виде глубинных магм и сопровождающих рудоносных растворов на разные уровни вплоть до дневной поверхности.

Этим и обусловливается ее самостоятельное значение среди наиболее быстро развивающихся главных направлений современной геологической науки. В то же время названное направление органически связано со многими смежными отраслями знания, что выражается в тесном соприкосновении его в отдельных аспектах с такими важными направлениями, как исследование связи тектоники и магматизма, рудообразования и магматизма, изучение верхних оболочек Земли (коры и верхней мантии) и т.д.

Разумеется (и это хорошо видно в предлагаемой читателям работе), изучение глубин Земли не является для петрографов самоцелью и не поглощает их внимание целиком.

Как и прежде, огромное значение придается верхней, сравнительно мало-мощной (3-4 км) пленке земной коры, сохраняющей на ближайшее будущее решающее значение в практической деятельности человека. Однако многообразие процессов петро- и рудогенеза в этой области рассматривается теперь на базе всей обширной информации о процессах, происходящих на глубинах в десятки и даже сотни километров. В этом уже теперь можно видеть важные результаты работы в новом направлении.

Выполняя решение 1У Петрографического совещания, Петрографический комитет публикует статьи его участников, отобранные прежде всего по принципу соответствия основной тематике, актуальности и новизне фактического материала.

К сожалению, из-за жестко ограниченного объема настоящего издания ряд содержательных статей участников совещания в него не включены. В частности, редколлегия и Петрографический комитет вынуждены были отложить статьи, не соответствующие главной тематике, превышающие установленный объем, опоздавшие, а также большинство статей, не оглашенных с трибуны совещания.

¹ "Известия Академии наук", серия геол., 1970, № 4.

Завершает "Труды" группа статей по магматической геологии и эндогенным формациям всех крупных регионов Союза и территории СССР в целом. Эти статьи были подготовлены Региональными петрографическими советами и комиссиями Петрографического комитета для подведения итогов регионально-петрографических исследований в стране с учетом нового направления в развитии науки и запросов геологической практики. Считая региональную петрографию одной из фундаментальных основ теоретической петрографии, Петрографический комитет придает этим работам важное значение.

Статьи сгруппированы в разделы, соответствующие основным вопросам общей проблемы.

Г.Д. Афанасьев

О СВЯЗИ МАГМАТИЗМА И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
НА ОСНОВЕ ОБОБЩЕНИЯ ДАННЫХ ПО МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ
И РАДИОГЕОЛОГИИ КАВКАЗА И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ РЕГИОНОВ¹

Комплексное изучение истории развития магматизма и особенностей вещественного состава магматических и метаморфических горных пород, слагающих различные структурные элементы верхней оболочки Земли, обеспечивает получение объективной информации о составе и строении земной коры и верхней мантии и содействует созданию научных основ для прогнозирования полезных ископаемых.

Результаты измерения скоростей распространения продольных волн в различных минералах и породах позволяют прийти к выводу о том, что увеличение скорости распространения волн в большей мере зависит от степени уплотнения материала при всестороннем сжатии, чем от его плотности, определенной при атмосферном давлении.

Геолого-петрологические и правильно интерпретированные геофизические данные позволяют считать, что земная кора в пределах как океанических областей, так и континентов не имеет принципиальных различий по составу. Поверхность Мохо не представляет собой раздел двух сред резко различного петрографического состава, а фиксирует предельно упругое состояние горных пород.

Удачным полигоном для комплексного изучения эволюции во времени структурных зон, магматизма и связанной с ним металлогении является Кавказ. Здесь можно успешно решать вопросы интерпретации геофизических, радиологических данных, а также активизации магматизма в пределах структурных зон, перешедших в платформенную стадию развития.

В.С.Соболев, И.Т. Бакуменко, Н.Л. Добрецов,
Н.В. Соболев, В.В. Хлестов

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГЛУБИННОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСА²

Рассматриваются некоторые аспекты магмообразования в связи с режимом воды и используются новые фактические данные по составу верхней мантии и температуре образования магматических пород.

¹ Основные положения доклада Г.Д. Афанасьева см. в журнале "Известия АН СССР", серия геол., 1969, № 9.

² Полный текст доклада см. в журнале "Геология и геофизика" (1970, № 4.

Изучение ксенолитов в кимберлитах и включений в алмазах доказывает значительную дифференциацию верхней мантии от преобладающих перидотитов до эклогитов и гроспидитов. Наиболее глубинными являются включения алмазоносных перидотитов. Включения биотита в алмазах до сих пор не найдены, но, судя по косвенным данным, в самых верхних частях мантии присутствует флогопит, а сама кимберлитовая магма образовалась при участии воды. В зависимости от относительной величины P_{H_2O} могут быть выделены три типа магм: I – наиболее "сухие" магмы, которые могут изливаться на земную поверхность; II – магмы, образующиеся при высоком $P_{общ}$ и пониженном P_{H_2O} , способные к значительным вертикальным перемещениям; III – магмы, образующиеся при низком $P_{общ}$ и повышенном P_{H_2O} , быстро кристаллизующиеся при понижении $P_{общ}$. (область мигматитов).

Доказано, что значительную роль при этом может иметь трансвапоризация, снижающая температуру плавления и повышающая возможность вертикального перемещения магмы. Рассмотрены также вопросы осушения флюидов вмещающих толщ при магмообразовании и выделения флюидов при кристаллизации магм, с чем связано явление диафтореза.

Ставится задача дальнейшего исследования как стекловатых, так и газожидких включений в минералах для построения более точной модели режима воды в земной коре и мантии.

В.П. Петров

ПРИРОДА МАГМЫ И РАЗНООБРАЗИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Условия генезиса различных магм

Прошло уже более десяти лет с тех пор, как окончилась гранитная дискуссия и петрографы вплотную подошли к пониманию природы магмы (Менерт, 1963; Иодер, Тилли, 1965). С другой стороны, работами геофизиков к этому же времени выявилось существенно твердое состояние верхних оболочек Земли – земной коры и верхней мантии (Магницкий, 1965). Как следствие этого выявилось отсутствие предполагавшихся ранее единых для всей Земли сплошных магматических горизонтов. Выявилось, что могут существовать только местные очаги магмы, генерирующей в том участке земной коры и мантии, где временно возникают условия, благоприятные для магмообразования (Белоусов, 1966; Левин, Маева, 1968).

Наряду с этим важнейшим выводом сохраняет свое фундаментальное значение вывод, сделанный из огромного опыта исследователей-петрографов, о преимущественном распространении на всей поверхности Земли весьма близких по составу горных пород. Так, например, близки между собой граниты всех континентов, равно как и базальты, изливающиеся из вулканов разных точек Земли (Левинсон-Лессинг, 1955; Заварицкий, 1955).

Оба фундаментальных вывода – местная природа магм и существование некоторых характерных типов магматических пород на всей Земле – должны учитываться сейчас всеми теориями, трактующими генезис магмы. Должны существовать некоторые специфические механизмы генерации магмы именно этих широко распространенных типов.

Важнейшим итогом изучения проблемы магмы в последние годы является подтверждение справедливости представлений академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга о самостоятельном существовании гранитной и базальтовой магм (Левинсон-Лессинг, 1937). Теперь конечно, следует говорить не о гранитной и базальтовой магмах, а о двух типах магм – кислых, возникающих на относи-

тельно малой глубине в пределах земной коры, и основных, весьма глубинных генерирующихся в пределах верхней мантии, на глубинах ста и более километров.

Обзор представлений о генезисе кислых магм, в общих чертах отвечающий и современным представлениям, был опубликован автором еще в 1964 г. (Петров, 1964); однако тогда совершенно нельзя было указать на условия генезиса основных магм. Только в конце шестидесятых годов, когда выявилось огромное значение давления как фактора, контролирующего характер фаз, кристаллизующихся из расплава, удалось сделать некоторые предположения об условиях генезиса основных магм (Богатиков, Годлевский, Петров, 1970).

Кислая палингенная магма появляется сейчас же, как только давление и температура для какой-либо данной метаморфической породы достигнет величин (которые в общем весьма невелики), достаточных для образования гранитной эвтектики. Необходимые для этого давления порядка 4 тыс. атм и температура около 600°C достигаются уже на глубине 20–30 км. Возникающий при этом расплав обязательно должен иметь эвтектический – гранитный – состав (фон Платен, 1967; Винклер, 1969). Количество его будет контролироваться наиболее дефицитным компонентом в составе материнской породы. Особенно часто таким контролирующим дефицитным компонентом является вода или окись калия. Факт обязательного образования именно гранитного расплава весьма важен петрогенетически, и, видимо, этим можно объяснить широкое развитие именно гранитных пород.

Изменение состава палингенного расплава возможно только в том случае, если тектонические подвижки приведут к изменению условий палингенеза. При опускании в область больших давлений возможна выплавка более основных расплавов вплоть до гранодиоритов (Tuttle, Bowen, 1958).

Экспериментальные работы последних лет показали, что практически все породообразующие минералы, известные на дневной поверхности, становятся неустойчивыми в условиях высоких и сверхвысоких давлений (Стишов и др., 1965; Рябинин и др., 1963; Марков и др., 1968; Петров и др., 1969). Особенно четко такая неустойчивость появляется у альбита, который не может кристаллизоваться уже при давлениях порядка 15 кбар. Вместо альбита в этих условиях кристаллизуется жадеитовый пироксен, а кальциевая составляющая плагиоклаза дает гранатовую решетку. При еще больших давлениях в гранатовую решетку начинает входить и магниевая составляющая (Геншафт и др., 1965; Грин и др., 1968; Рингвуд и др., 1968).

Естественно, что иной характер кристаллизации ведет к иным свойствам расплава. Недавно Рингвудом и Грином было отчетливо показано, что при давлении порядка 30 кбар (такие давления достигаются в земной коре на глубинах 100–120 км) самыми легкоплавкими являются сухие расплавы андезитового состава. Наличие этого "андезитового температурного трога" объясняет широкое развитие в природе андезитовых и диоритовых пород (Грин и др., 1968).

Значительно труднее сейчас понять причину широкого распространения базальта. Делаются предположения о месте возникновения базальтового расплава (Белоусов, 1966) и о роли тектоники в этом процессе (Шейнманн, 1968). Однако причина формирования именно базальтового расплава, а не расплава какого-либо другого состава пока не ясна. Эксперименты при очень высоких давлениях весьма трудны. Однако некоторые опыты позволяют предполагать, что для сухих основных расплавов, как и для содержащих воду гранитных магм, увеличение давления смещает минимальную температуру плавления в сторону основных составов. В этом направлении необходимы дальнейшие исследования. Это тем более существенно, что образование базальта в результате зонной плавки (Виноградов, 1962; Виноградов, Ярошевский, 1965) также предполагает минимальную температуру плавления у расплава, имеющего базальтовый состав (Ярошевский, 1968).

Если все цитировавшиеся выше предварительные данные справедливы, то возникновение базальтовых расплавов наиболее вероятно при давлениях 50–70 кбар, что достигается на глубинах порядка 150–200 км.

За рубежом, преимущественно в англо-американской литературе очень большое значение придается различиям между щелочными и толеитовыми базальтами, которые обычно считаются генетически резко различными (Тернер, Ферхуген, 1961). В основу такого разделения кладется химический состав базальта. Толеитовыми именуется те базальты, при расчете нормы которых остается избыточный кварц, а к щелочным (или оливиновым) относятся те более основные разновидности, в норме которых кремнекислоты меньше чем ее необходимо для расчета формул насыщенных минералов базальта — полевого шпата, пироксена и др. Основным смыслом такого разделения являются представления, оставшиеся в петрографии еще со времен популярности теории Боуэна. При кристаллизационной дифференциации за счет толеитового базальта по схеме Боуэна может быть получен гранитный дифференциат, тогда как за счет щелочных и оливиновых базальтов он получиться не может. Сейчас смысл этого деления совершенно отпал. Во-первых, сейчас базальтовая магма не рассматривается как единая магма, за счет дифференциации которой возникают все другие породы, а во-вторых, поскольку становление базальтовых магм идет при больших давлениях, обычный метод расчета нормы не может выявить кристаллизационную эволюцию магмы при высоких давлениях. Кристаллизация из магмы граната — минерала, очень бедного кремнекислотой, теоретически может обеспечить получение кварцосодержащего остаточного расплава как из толеитового, так и из щелочного базальта. Сказанное позволяет нам не рассматривать специально образование разного типа базальтов, чему, как отмечалось выше, за рубежом придается большое значение.

Выше были рассмотрены современные представления о генезисе магм, дающих наиболее распространенные породы дневной поверхности — кислые, средние и основные. Кроме них, однако, существует еще целый ряд более специфических типов горных пород магматического происхождения, генезис которых продолжает детально обсуждаться.

Одним из объектов продолжающейся дискуссии является природа некоторых гранитов. Если палингенное происхождение большинства гранитов не вызывает сомнения, то образование отдельных небольших тел гранитоподобных пород некоторые исследователи допускают за счет глубинной ювенильной гранитной магмы. Вряд ли это возможно, так как на глубинах, в областях генерации андезитовой и базальтовой магм, отсутствует какой-либо механизм, могущий привести к образованию гранитного расплава. Даже если почему-либо такой расплав и попал бы в эту область, он должен был бы вступить во взаимодействие с окружающими породами и дать в результате наиболее легкоплавкий в этих условиях, соответственно андезитовый или базальтовый, расплав. Другое дело, если кристаллизация основного расплава идет в нижних горизонтах земной коры в условиях, близких к условиям генезиса гранитной магмы, или на более высоких уровнях. Но это уже вопросы кристаллизации самостоятельного базальтового расплава, что рассматривается в дальнейшем.

Крайне интересным и важным результатом экспериментальных исследований последних лет является доказательство полной смесимости воды и силикатного расплава (Kennedy a.o., 1960) и невозможности существования уже на относительно небольших глубинах самостоятельных водных растворов. Существование в этих условиях только одной магматической фазы делает необоснованными все предположения о магмообразовании под влиянием глубинных растворов.

Весьма интересной проблемой является генезис карбонатитовых магм. Большое своеобразие карбонатитов и пестрота строения карбонатитовых тел позволили одно время предполагать большую роль глубинного метасоматоза в их образовании. Однако эксперименты (Уилли, Таттл, 1963) и недавние извержения Танзанийского вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Даусон, 1969; Dawson, 1962), выбрасывавшего карбонатитовый пепел и изливавшего такую же лаву, убедили всех специалистов в существовании карбонатитовой магмы. Можно только высказать более или менее вероятное предположение о местной палингенной природе этих магм.

С генезисом карбонатитовой магмы тесно связан видимо, и генезис щелочных магм. Об этом свидетельствуют теснейшая пространственная и возрастная приуроченность щелочных вулканических пород к областям развития эффузивных карбонатитов в той же Танзании и постоянная ассоциация карбонатитовых интрузивов и щелочных пород, известная во многих других районах.

Проблема щелочной магмы весьма важная, и следует, очевидно, ждать появления работ, детально рассматривающих ее в свете новых представлений о магме. Сейчас ясно только, что генезис щелочных пород весьма многообразный и наряду с низкотемпературными метасоматическими щелочными породами существуют и настоящие глубинные и эффузивные щелочные магматические образования. Природа их магмы (как и количественное значение магматических щелочных пород) пока не ясна (Воробьева, 1963).

Очень сложной проблемой является проблема генезиса ультрабазитовых пород. На этот счет существует большое число предположений. Некоторое время назад были весьма широко распространены представления о большой роли метасоматоза в их становлении (Ефимов, 1968). Сейчас весьма популярны представления о немагматическом генезисе ультрабазитов. Согласно этим представлениям, ультрабазит является интрузией в твердом виде (протрузией), т.е. представляет собой блоки мантийного вещества, тектонически затасенные в верхние горизонты земной коры (Книппер, 1969). Как ни заманчиво такое предположение, однако согласиться с ним полностью очень трудно, так как существуют прямые доказательства магматического генезиса ряда ультрабазитовых тел. Это, во-первых, теснейшая ассоциация ультрабазитов и габбро, о чем весьма подробно говорили Тейлор и Нобль в своих известных статьях (Тейлор, Нобль, 1968; Нобль, Тейлор, 1968), а также наличие меймечитов. Любое толкование генезиса последних невозможно без представлений о существовании ультрабазитовой магмы. Кроме того, в качестве доказательства магматического генезиса ультрабазитов могут рассматриваться магматические контакты, иногда наблюдающиеся по периферии ультрабазитовых тел.

Для суждения о природе ультрабазитов весьма важно понять генезис жадеитов, иногда ассоциирующих с ультрабазитами. Форма залегания жадеитов — жилообразные тела; первоначальный альбититовый состав этих тел не вызывает сомнения. Однако пути, которыми альбититовое вещество могло попасть на глубины более 50–60 км, где только может быть достигнуто давление 18–20 кбар, необходимо для перехода альбитов в жадеиты, совершенно неясны. Петрографические данные (Москалева, 1962; Добрецов, 1964), скорее, говорят о метаморфической природе жадеитита и о переходе в последний уже отвердевших альбититовых жил, а не о кристаллизации жадеита из жидкой магмы. Петрографическая важность дальнейших исследований этих редких образований не вызывает сомнений.

Много трудностей встречается при толковании генезиса кимберлитов. Залегание их в форме "трубок", наличие в составе породы алмаза (Безруков, 1968) и в особенности пироба (Мак Грегор и др., 1968) — очень характерных минералов высоких давлений — говорят о большой глубине зарождения кимберлитовой магмы и ее быстром подъеме к поверхности земной коры. В этом случае неалмазоносные кимберлиты могут рассматриваться как глубинные магматические породы, но застывавшие настолько медленно, что алмаз, образовавшийся в условиях высоких давлений успел графитизироваться. Пестрота составов кимберлитов (Францессон, 1968) может быть согласована с таким толкованием. Существуют, однако, и иные пути толкования генезиса кимберлита, поскольку экспериментальные данные последних лет определенно говорят о возможности кристаллизации алмаза в некоторых условиях и при относительно низких давлениях (Трофимов, 1968; Васильев и др., 1968).

Образование различных пород при кристаллизации магмы в толще земной коры

Для того, чтобы образовать горную породу, магма различного генезиса должна быть доставлена в верхние части земной коры, т.е. в условия относительно низких температур и давлений.

Кислая магма зарождается в глубоко опущенных областях геосинклиналей. Дальнейшая история ее подъема и остывания в значительной мере связана с материнской геосинклиналью. Тектонические подвижки пород сопровождаются выносом магматического расплава вверх или внедрением его в области пониженного давления в толщу осадков с образованием здесь интрузивных тел, форма которых в общем случае подчинена тектоническим особенностям данного участка геосинклинали.

Иной характер имеют способы доставки глубоко залегающей основной магмы. Главными путями в этом случае являются глубокие разломы, достигающие до областей генерации основных магм. Конечно, эти глубинные разломы должны проходить и через области залегания кислых магм. Видимо, отражением этого является смена основного вулканизма кислым и обратно, что можно хорошо наблюдать во многих вулканических областях и даже в отдельных вулканических аппаратах.

Принципиально различный механизм доставки кислой и основной магм в толщу земной коры ведет и к различной распространенности интрузивных тел кислого и основного составов. Кислые интрузивы резко преобладают; но, с другой стороны, кислая магма только в специфических случаях, когда глубинный разлом пройдет через ее магматический бассейн, может быть подведена к вулканическому аппарату и излиться на поверхность. В противоположность этому, жидкая горячая базальтовая магма гораздо чаще выходит на поверхность. Задержаться в толще пород земной коры она может только в отдельных специфических случаях. Наиболее часто интрузивное внедрение основной магмы имеет место в приповерхностных частях земной коры, где наиболее сильно сказывается различие физико-механических свойств горных пород и возможны явления отслаивания отдельных пластов.

Кислые магматические породы могут изучаться в области их зарождения в гранито-гнейсовых и мигматитовых областях, где вместе с продуктами кристаллизации магматического расплава наблюдаются не перешедшие в палингенный расплав части первоначальной метаморфической породы ("реститы" в трактовке Меннерта; Mehnert, 1968). Толщи эти могут наблюдаться на дневной поверхности только в том случае, если основание геосинклинали, где генерировалась кислая магма, без значительных деформаций будет поднято в более высокие горизонты земной коры, где возможно отверждение расплава.

Все деформации глубинных пород, в которых прошла генерация кислой магмы, неизбежно приведут к отделению расплава (магмы) от нерасплавленной части (рестита) и к образованию интрузивных тел. Простейшей, весьма показательной моделью таких интрузивных тел могут служить некоторые гранитные тела, например пегматитовая жила Панфилова, Варака и некоторые другие в Чупинском районе Карельской АССР. Местность в районе этих жил слагается типичной гранито-гнейсовой толщей, среди которой залегает мощная пластовая интрузия габбро. Последняя при тектонических подвижках разломана с образованием будин - изолированных блоков габбро, которые позднее были несколько растянуты. Образовавшееся межбудинное пространство было выполнено гранитным расплавом, который закристаллизовался в виде крупной пегматитовой жилы. Жила эта сейчас выработана нацело, и никаких подводящих каналов к ней встречено не было. Отделение расплава от вмещающих гранито-гнейсовых толщ здесь наиболее вероятно. Тот же механизм предполагается и для других карельских пегматитовых жил (Родионов, 1965).

Кислые интрузивные тела, кристаллизовавшиеся на умеренных глубинах, характеризуются однородностью структуры по всему телу, собственно гранитным составом и относительным обилием пегматитовых жил; причем жилы эти, как правило, занорышевые. Камерные пегматиты Украины, залегающие в гранитах, и знаменитые на Урале занорышевые пегматитовые жилы Мурзинки и Алабашки, связь которых с гранитными интрузивами довольно отчетлива, могут быть примером таких многочисленных пегматитовых образований.

Весьма интересны гипабиссальные интрузивы гранитоидов. Сохраняя обихий облик, они крайне редко представлены собственно гранитами. В большинстве случаев здесь имеет место большое разнообразие составов: от гранитов, гранодиоритов и диоритов и даже до габбро. Иногда все эти разнообразные породы слагают отдельные четко отграниченные от вмещающих пород интрузивные массивы. Генезис их, как правило, вызывает большие споры. Допускается серия последовательных внедрений разной по составу магмы, дифференциация первоначально единого расплава или, наконец, ассимиляция вмещающих пород. Однако во всех случаях механизм становления массива, причина изменения состава остаются спорными. Не ясно, может ли идти процесс дифференциации кислого расплава и каковы его пути, возможна ли ассимиляция основных пород вмещающих интрузивов кислым расплавом и допустима ли смешимость двух магм — кислой и основной, идущих одним путем к поверхности, существование чего допускалось выше. Важны равным образом и соображения об автономной жизни кислых интрузивных тел, условиях их застывания и соображения об условиях отделения от интрузива "вторичных" магм, дающих дополнительные интрузии и жильный комплекс, что исследовалось В.С. Коптевым-Дворниковым и его учениками.

Весьма интересна и проблема очень неглубоких, поверхностных кислых интрузий. Видимо здесь, как и в разбираемых ниже основных интрузивных породах, могут появиться цеолитсодержащие разновидности типа анальцимовых сиенитов и т.д. (Петров, 1967).

Для основных магматических образований условия генерации основной магмы пока не наблюдались, и о них можно судить только по аналогии с экспериментальными данными.

Очень плохо известна сейчас природа глубинных основных интрузий. Имеется в виду группа исключительно интересных габбровых тел, связанных с ультрабазами, и широко развитые крайне характерные аортозитовые комплексы, ассоциирующие наиболее часто с древними глубоко метаморфизованными толщами. Генетические концепции по этим породам разрабатывались довольно давно и в последние годы не пересматривались (Грин, 1968). Необходим анализ всех имеющихся данных в свете новых представлений о глубоком метаморфизме и гранитизации. В частности, сейчас крайне трудно представить характер пород, которые могут образоваться в конечном итоге при внедрении горячей основной магмы в зону генерации гранитного расплава. Результат может быть достаточно сложным, и, конечно, дело не должно ограничиваться простым смешением двух магм. Здесь будет иметь место дальнейшее расплавление остаточного материала и весьма вероятно различные синтетически ликвидационные явления, о которых еще полвека назад говорили Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и Р.А. Дели (Левинсон-Лессинг, 1937; Дели, 1932).

Интрузиям основной магмы умеренных глубин посвятили недавно свою исключительно интересную монографию Уэджер и Браун (1970). Огромный интерес при этом имеют выявленные ими, как оказалось весьма обычные, явления дифференциации и расслоения основной магмы с выделением в результате иногда крайне интересных разновидностей, в том числе сульфидных пород, кристаллизовавшихся за счет сепарированных сульфидных магм. Интересно, что в этих случаях возможно и отделение ювенильных гранитоидных пород, правда в весьма умеренных количествах.

Своеобразную фацию основных магматических пород, кристаллизовавшихся на очень малых глубинах, представляют цеолитсодержащие породы типа те-

шенитов и цеолитовых габбор. Видимо, их следует понимать как продукт кристаллизации основной магмы в условиях цеолитовой фации глубинности (Кумбс, 1963; Петров, 1967).

Условия остывания магматических тел на разных глубинах обуславливают кроме собственного облика интрузивных тел, во многом также характер взаимодействия интрузивного образования с вмещающими породами. В областях генерации кислой магмы мы практически не можем отличить контактных взаимоотношений от общего регионального метаморфизма. На меньших глубинах области контактных взаимодействий выявляются значительно резче. На больших глубинах на первое место выступают химические взаимодействия между контактирующими породами, тогда как в поверхностных интрузиях зональность контактных областей определяется главным образом температурным градиентом.

Существуют и другие особенности, пока еще не очень четко выявленные. Изучение их - одна из важнейших ближайших задач петрографов-исследователей.

Выводы

В настоящей статье была сделана попытка доказать, что изменение взглядов на генезис гранитной магмы и появление новых экспериментальных материалов, позволяющих судить о природе основных магм, неизбежно должны отразиться на всех существующих общих петрографических представлениях.

Сейчас, видимо, настало время кардинального пересмотра на основе новых данных всех представлений о генезисе магматических тел, как образованных на глубинах, так и в верхних частях земной коры, что, безусловно, весьма благоприятно скажется на понимании строения земной коры в том или ином участке и в конечном итоге приведет к дальнейшим успехам геологических работ.

Л и т е р а т у р а

- Безруков Г.Н. О кристаллизации кубического нитрида бора и алмаза. - Докл. АН СССР, 1968, 179, № 6
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во "Наука", 1966.
- Богатиков О.А., Годлевский М.Н., Петров В.П. Современные проблемы изучения базитового магматизма. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 1.
- Васильев В.Г., Ковальский В.В., Черский Н.В. Происхождение алмазов. Изд-во "Недра", 1968.
- Винклер. Метаморфизм. Изд-во "Мир", 1969.
- Виноградов А.Н. Происхождение оболочек Земли. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. - Геохимия, 1965, № 7.
- Воробьева О.А. Проблемы щелочного магматизма. - В сб. "Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород". Изд-во АН СССР, 1963.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Кристаллизация базальта при давлении 25 кбар и температурах от 800 до 1300°C. - Сов. геология, 1965, № 8.
- Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. - В сб. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Григ Т.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород щелочного ряда. В сб. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Даусон Дж.Б. Олдоиньо-Ленгаи - действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов. - В сб. "Карбонатиты". Изд-во "Мир", 1969.

- Добрецов Н.Л. Условия образования Саянских и других месторождений жадеита. - Труды Ш петрогр. сов., 1964, 3.
- Дели Р.А. Магматические горные породы и их происхождение. Гостехиздат, 1920.
- Ефимов А.А. Проблема мирового дунита. - Междун. геол. конгресс. XXIII сессия. Кора и верхняя мантия. Изд-во "Наука", 1968.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Иодер М.Л., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- Книппер А.Л. Породы мантии на поверхности Земли. - Природа, 1969, № 7.
- Кумбс Д.С. Минеральные фации низких ступеней метаморфизма в Новой Зеландии. - Труды XXI междун. геол. конгресс, 1963, вып. II.
- Левин Б.Ю., Маева С.В. Термическая история мантии как физическая основа выплавления земной коры. - Междун. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов.геологов. Изд-во "Наука", 1968.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Проблема магмы. - Ученые записки ЛГУ, 1937, № 3, 17.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография, избр. труды, т.1У. Изд-во АН СССР, 1955.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика земли. Изд-во "Недра", 1965.
- Мак Грегор И.Д., Рингвуд А.Е. Природная система энстатит-пироп. - В сб. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Марков В.К., Петров В.П., Делицин И.С., Рябинин Ю.Н. Превращение биотита и лепидомелана при высоких давлениях и температурах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 2.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.
- Москалева В.Н. К минералогии Прибалхашских жадеитов. - Записки Всес.мин. об-ва, серия 2, 1962, вып.1.
- Нобл Дж. А., Тейлор Х.П. Сопоставление ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски и других частей Северной Америки и всего мира в целом. - Труды XXI Междун.геол.конгресса, 1963, вып.П.
- Петров В.П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 3.
- Петров В.П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. - В сб. "Водные вулканические стекла". Изд-во "Наука", 1967.
- Петров В.П., Марков В.К., Делицин И.С., Рябинин Ю.Н. Морфология продуктов распада санидина при высоких температурах и давлениях. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 10.
- Рингвуд А.Е., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эколлит и некоторые геофизические выводы. - В сб. "Петрология верхней мантии", Изд-во "Мир", 1968.
- Родионов Г.Г. Условия образования слюдоносных пегматитов. - Труды ВИМС, 1964.
- Рябинин Ю.Н., Петров В.П., Марков В.К., Лившиц Л.Д., Делицын И.С. Дальнейшие сведения об условиях образования плотных модификаций кремнезема при высоких давлениях и температурах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Стишов С.М., Попова С.В. Новая плотная модификация окиси кремния. - Геохимия, 1961, № 10.
- Тейлор Х.П., Нобл Дж.А. Происхождение ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски. - Труды XXI Междун. геол. конгресса, 1963, вып.П.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Трофимов В.С. Верхняя мантия и проблема происхождения алмазов. - Междун. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Изд-во "Наука", 1968.
- Уэджер, Браун. Расслоенные интрузии. Изд-во "Мир", 1970.
- Фон Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. - В сб. "Природа метаморфизма". Изд-во "Мир", 1967.
- Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. Изд-во "Недра", 1968.

- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. Изд-во "Недра", 1968.
- Ярошевский А.А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. - Междун. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Изд-во "Наука", 1968.
- Dawson J.B. The geology of Oldoinyo-Lengai.- Bull. Vulcan., 1962, 24.
- Kennedy G.C., Wasserburg C.J., Nead N.C., Newton R.C. The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$.- Amer.J.Sci., 1962, 260.
- Mehnert K. Migmatites and the origin of granitic rocks. - Amsterdam, Elsevier, 1968.
- 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, 74.
- Уилли П.Дж., Таттл О.Ф. Экспериментальное подтверждение магматического происхождения карбонатитов. - Труды XXI междунар. геол. конгресса, 1963, вып. II.

Р.Б.Баратов, И.В.Мушкин, В.М.Брейвинская, В.А.Кутенец

СУЩЕЛОЧНЫЕ ГАББРОИДЫ И БАЗАЛЬТОИДЫ - ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО ГИССАРА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

В свете современных петрогенетических представлений щелочно-габброидные и базальтоидные породы относятся к производным подкорковых эссекситовых (трахибазальтовых) магм (Шейнманн и др., 1960; Шейнманн, 1963, 1968; Белов, 1964(1,2); Йодер, Тилли, 1965; Кутюлин, 1969; Грин, Рингвуд, 1968; Белоусов, 1968 и др.). При этом их калиевые разности обычно рассматриваются в качестве производных наиболее глубинных - 100-150 км и более (до 400 км по Куно) - уровней генерации базальтоидных магм. В связи с этим они являются ценным источником информации о строении глубинных оболочек земли, в том числе верхней мантии.

В настоящем сообщении предпринимается попытка использовать субщелочные габброиды и базальтоиды Южного Гиссара в качестве индикаторов глубинного строения региона.

Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона относится к числу внутренних геосинклинальных зон варисского подвижного пояса Южного Тянь-Шаня. По сейсмическим данным (В.И.Бубнова, Н.К.Булин, Т.М.Кухтикова), мощность земной коры в Южном Гиссаре достигает 48-55 км, из них на так называемый базальтовый слой приходится более 20 км. Характерна приподнятость поверхности разделов Конрада и Мохоровичича по сравнению с другими зонами Южного Тянь-Шаня.

Фундамент зоны, обнажающийся в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, сложен кристаллическими породами докембрия (метаморфизованы на уровне эпидот-амфиболитовой, реже альмандин-амфиболитовой фаций) и филлитами ниже-среднего кембрия. С глубоким несогласием на указанных образованиях залегают карбонатно-осадочные и вулканогенные толщи верхнего девона - нижнего карбона, связанные с эволюцией вторичного геосинклинального прогиба. Развитие последнего завершилось в позднем карбоне главной складчатостью и внедрением батолитообразных интрузий гранитоидов Гиссарского плутона.

Орогенный этап, охватывающий пермь и начало триаса, ознаменовался формированием дацит-липаритовой и континентальной молассовой формаций. Начиная со среднего триаса, устанавливается режим, близкий к платформенному. Складкообразовательные движения для этого периода мало характерны, однако в условиях значительной консолидации субстрата зоны большое значение приобретают контрастные движения по разломам базальтового и перидотитового уровней.

В тесной связи с активизацией движений по разломам глубокого заложения находится формирование сложного комплекса интрузий субщелочных габброидов и базальтоидов, сформировавшегося в такой последовательности:

1) монпониты и трахитоидные сиенит-порфиры (штоки и дайки), 2) трахиандезиты и трахибазальты (пластовые залежи и дайки); 3) эруптивные брекчии и туфобрекчии анальцимсодержащих трахибазальтов, мончикит-лимбургитов и пикритов (трубки взрыва) и связанные с ними дайки камптонитов, мончикитов и пикритовых порфиритов.

Установлено, что камптониты и мончикиты секут отложения P_2-T_1 и перекрываются красноцветами нижнего мела. Абсолютный возраст этих даек, определенный калий-аргоновым методом, $199-215 \pm 10$ млн.лет (камптониты), $172-174 \pm 5$ млн.лет (пикритовые порфиры) и 170 ± 5 млн.лет (мончикиты), что соответствует позднему триасу-юре.

Наибольший интерес для суждения о глубинном строении Южного Гиссара представляют трубки взрыва, содержащие включения пород гранулитовой фации (гранулиты, гранат-биотитовые, силлиманитовые, корундовые, гиперстеновые гнейсы), эклогитов, гипербазитов (пироксениты, оливинные пироксениты, перидотиты). Трубки взрыва общим числом около 30 залегают исключительно среди верхнепалеозойских гранитоидов, причем размещение их нередко контролируется скрытыми разломами фундамента, поперечными по отношению к складчатой структуре герцинид района. Петрохимические особенности пород, слагающих трубки взрыва, позволяют сопоставить их с типичными щелочно-известковыми ассоциациями трахиандезит-трахибазальтового ряда и отнести к трахидолеритовой формации (табл.1, 2).

Таблица 1

Химический состав пород из трубок взрыва Южного Гиссара (в вес %)

Компоненты	Пикриты	Мончикит-лимбургиты (ср. из 27-го ан.)	Пироксениты (ср. из 5-го ан.)	Эклогиты (ср. из 2-го ан.)	Корундовые гнейсы (1-й ан.)	Силлиманитовые гнейсы (1-й ан.)	Гранулиты (ср. из 2-го ан.)
SiO ₂	37,90	45,41	44,49	45,53	43,67	49,80	56,50
TiO ₂	1,43	1,24	0,47	0,47	0,42	1,25	1,78
Al ₂ O ₃	13,84	14,19	8,53	13,74	25,85	19,92	16,36
Fe ₂ O ₃	3,97	6,05	3,96	3,73	2,36	0,61	2,91
FeO	6,70	5,26	4,39	7,88	3,99	6,15	3,54
MgO	10,80	7,80	12,96	13,24	5,72	8,56	4,35
MnO	0,23	0,16	0,24	0,29	0,07	0,20	0,15
CaO	12,08	9,59	17,11	12,37	3,48	1,78	4,50
K ₂ O	1,83	2,97	0,15	0,10	6,36	2,68	2,71
Na ₂ O	1,31	2,01	0,41	0,46	2,00	1,33	2,82
П.п.п.	9,58	6,43	5,04	1,58	6,20	7,20	3,33
MgO/FeO	1,85	1,28	3	2,1	-	-	-
F _{общ}	31	36,4	21	29	-	-	-
Al							
Al+Fe+Mg+Si · 100	11,8	11,5	7	10	-	-	-
K/Na · 100	91	98	24	14	-	-	-
Ti/Si · 100	2,9	2	7,7	6,8	-	-	-

Параметрические свойства пород из включений в трубках взрыва Южного Гиссара (средние данные)

№ п/п	Породы	Плотность, г/см ³	Магнитная восприимчивость, $1 \cdot 10^{-6}$	Поляризуемость, %
1	Гранатовые гнейсы	2,77	12	2,78
2	Гранулиты	2,77	46	1,55
3	Эклогиты	3,09	200	Не опр.
4	Пироксениты	3,14	114	- " -

Ксенолиты глубинных пород встречены практически во всех трубках взрыва и некоторых дайках мончикитов, камптонитов и пикритовых порфиритов (анкарармитов). Однако для анальцимовых базальтов характерны лишь включения гранулитов, в то время как в эксплозивных брекчиях мончикит-лимбургитового и пикритового составов наряду с породами гранулитовой фации постоянно присутствуют пироксениты, оливинные пироксениты, реже перидотит эклогиты.

Гранаты гранулитов и эклогидов заметно различаются по компонентному составу: в гранулитах они содержат пиропса 42,3-44,0%, альмандина 52,2-53,1% гроссуляра 2,0-4,2%, спессартина - 0,9-1,1%; в эклогитах - пиропса 55,2%, альмандина 27,6%, гроссуляра 15,9%, спессартина 1,3%.

Сопоставление химического состава пород, слагающих трубки взрыва мончикит-лимбургитового и пикритового составов, с заключенными в них ксенолитами пироксенитов позволяет видеть, что они заметно различаются по магнетиальности ($MgO:FeO_{max}$ в породах трубок = 2,7; в пироксенитах эта величина достигает 4,3), титанистости, глиноземистости, содержанию щелочей и извести. Учитывая эти обстоятельства, а также разницу в оптических свойствах породообразующих минералов тех и других пород и структурные особенности пироксенитов и перидотитов, мы присоединяемся к мнению Вагнера, Вильямса, Холмса, Паннета, Дю Тойта, А.П.Бобриевича (Бобриевич и др., 1964), Н.Н.Сарсадских и Л.А.Попугаевой (1955), И.В.Белова (1964) и подковом происхождении включений гипербазитов.

Что же касается эклогитов, то в нашем случае они изохимичны пироксенитам и очень близки к эклогитам из включений в кимберлитах (Кутолин, 1969). Этот факт и случаи замещения пироксена пироп-альмандином позволяют считать эклогиты продуктами эклогитизации пироксенитов (В.С.Соболев, Н.В. Соболев, 1964), происходившей, скорее всего, в верхней мантии. Эклагиты в трубках взрыва Южного Гиссара крайне редки, что, вероятно, объективно отражает их распределение в верхней мантии, в верхней части которой они, по-видимому, слагают отдельные линзы.

Используя критерии, предложенные Ю.М.Шейнманном (1963, 1968), можно считать, что магма, сформировавшая трахидолеритовую формацию, поднималась с глубин не менее 75 км (скорее всего, 100-150 км). Сделанный вывод хорошо согласуется с положением пунктов магмообразования на действующих вулканах Мауналоа, Ключевская сопка и т.д., изливающих базальты. В данном случае состав пунктов магмогенерации, скорее всего, был пироксенитовым или перидотит-пироксенитовым (с учетом наличия в трубках включений перидотитов).

Что же касается базальтового слоя, то полное отсутствие в трубках взрыва включений габбро и базальтов в сочетании с широким распространением в них ксенолитов кристаллических пород гранулитовой фации позволяет считать, что в пределах Южного Гиссара этот слой, по-видимому, сложен преимущест-

венно основными гранулитами - гиперстеневыми и силлиманитовыми гнейсами (с содержанием SiO_2 около 50%), т.е. породами, в общем изохимичными габброидам, сменяющимися вверх по разрезу собственно гранулитами (более 55% SiO_2). Гранитный слой, вероятно, сложен образованиями, аналогичными образованиям кристаллической серии докембрия юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Дальнейшее изучение субщелочных габброидов и базальтоидов Южного Гиссара целесообразно проводить по двум основным направлениям: 1) петрологические и геофизические исследования, направленные в первую очередь на расшифровку глубинного строения района; 2) геохимические и металлогенетические исследования с упором на выяснение роли охарактеризованных пород в формировании и размещении месторождений флюорита, свинца, ртути, редких металлов и других полезных ископаемых.

Литература

- Белоусов В.В. Кора и верхняя мантия океанов. Изд-во "Наука", 1968.
- Белов И.В. 1. Кайнозойская трахибазальтовая формация Азии. - В кн. "Базальты плато". М., 1964.
- Белов И.В. 2. Трахибазальтовая формация Азии и некоторые вопросы образования магматических расплавов-растворов. - В кн. "Магматические формации". М., 1964.
- Бобриевич А.П., Илупин И.П., Панкратов А.А., Смирнов Г.И. Новые данные по петрографии и минералогии кимберлитов Якутии. - В кн. "Базальты плато". М., 1964.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Петрология верхней мантии. Изд-во "Мир", 1968.
- Иодер Г.М., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- 410 Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. Изд-во "Наука", 1969.
- Сарсадских Н.Н., Попугаева Л.А. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе. - Разведка и охрана недр, 1955, № 5.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии земли. - Докл. АН СССР, 1964, 158, № 1.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Закономерности размещения комплексов щелочных пород и связанной с ними минерализации. - В кн. "Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон". Киев, 1960.
- Шейнманн Ю.М. Есть ли ювенильные граниты? - Сов.геология, 1963, № 1.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. Изд-во "Недра", 1968.

В.Г.Сахно, И.Н.Говоров, Э.Д.Голубева, Н.А.Куренцова

ВКЛЮЧЕНИЯ ШПИНЕЛЕВЫХ ПЕРИДОТИТОВ В ЛАВАХ ТИХОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Во многих вулканах островных дуг островов Тихого и Индийского океанов и прилегающих континентов были обнаружены ксенолиты основных и ультраосновных пород, геохимическое и петрографическое изучение которых в комплексе с изучением вмещающих лав имеет важное значение для решения вопросов связи вулканизма с верхней мантией, ее составом и дифференциацией, происхождением основных типов магм, источниками рудного вещества.

Изучению ксенолитов и включений в эффузивах в последнее десятилетие посвящено много работ как советских так и зарубежных исследователей (Ross a.o.; 1954; Searle, 1960; Гапеева, 1960; Wilshire, Binns, 1961; Kuno, 1966; Сахно, Денисов, 1963; Сахно и др., 1968; Соболев, 1964; и др.).

Авторами проводилось геохимическое и петрографическое изучение включений и лав из различных районов Тихого и Индийского океана (Гавайских островов, островов Таити, Кука Самоа, Адмиралтейства, Реюньон, Маврикий, Амстердам и др.), из позднекайнозойских вулканов прилегающих континентов (Дальний Восток - Приморье, Приамурье, Маньчжурия, Корея, Чукотка), из вулканов островных дуг (Камчатка, Курилы, Соломоновы острова и др.).

На основании проведенных исследований выделяется несколько групп включений, отличающихся глубиной образования, составом вмещающих лав, историей развития вулканов, в которых они встречаются.

Наиболее представительной и интересной с точки зрения ее происхождения является группа включений ультраосновного состава, которая привлекает специалистов различного профиля (Yoder, Tilley, 1962; Sthuebe, 1967; Mac Gregor, 1968; Белоусов, 1968; Магницкий, 1968; и др.).

Среди ультраосновных включений следует выделить прежде всего шпинелевые перидотиты в базальтах.

Включения шпинелевых перидотитов в базальтах

Включения шпинелевых перидотитов распространены в вулканах континентов и океанических островов, характеризующихся извержением щелочной базальтовой магмы натриевого или калиевого ряда. Они характеризуются парагенезисом оливина, гиперстена, моноклинного пироксена и шпинели. Составы минералов включений отличаются рядом особенностей. Оливины и пироксены характеризуются высокой магнезиальностью; гиперстены - высокой глиноземистостью; диоксиды - высокой хромистостью (1-2%) и высоким содержанием натровой компоненты, высокоглиноземистым и малохромистым составом шпинели. При этом шпинели включений из лав континента характеризуются меньшей хромистостью, чем шпинели включений из океанических лав.

Полученные петрологические и геохимические данные позволяют считать эти включения обломками мантийного субстрата, а щелочные базальты - выплавками глубоких частей верхней мантии. В пользу этого свидетельствуют прежде всего особенности состава минералов шпинелевых перидотитов, свойственные образованиям больших глубин и давлений.

1. Высокое содержание глинозема в ортопироксене, достигающее 6-7%. Как следует из экспериментальных данных (Boyd, England, 1959, 1963), растворимость глинозема в гиперстене возрастает с увеличением давления, поднимаясь в некоторых случаях до 14%.

Устойчивость шпинелевых перидотитов с высокоглиноземистым гиперстеном ограничивается пределом 40 кбар, так как при более высоких давлениях (свыше 40-50 кбар) весь алюминий должен переходить в шестерную координацию либо путем полиморфного превращения, либо путем разложения минералов (Соболев, 1964). Следствием этого является переход шпинелевых перидотитов в более глубинные гранатовые; при этом содержание глинозема в пироксенах гранатовых перидотитов резко падает (до 1-1,5%) в связи с появлением новой высокоглиноземистой фазы - граната. Такие переходы отмечены для кимберлитов (Ваппо, а.о., 1963; O'Hara, Mercu, 1963) и подтверждены экспериментами Бойда и Инглэнда (Boyd, England, 1963).

2. Не менее важным показателем является соотношение различно координированных ионов алюминия в минералах ультраосновных пород. Давление благоприятствует образованию структур с алюминием в шестерной координации, поскольку более высокая координация ведет к наиболее плотной упаковке ионов. Это свойственно минералам глубинных образований - таким, как ким-

берилиты и эклогиты. Переход алюминия из четверной координации в шестерную при увеличении давления установлен при экспериментальном изучении системы $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (Clark, 1961; Boyd, England, 1959). Координация ионов алюминия в гиперстене и диопсиде в шпинельных перидотитах из включений в базальтах характеризуется соотношениями, в которых большая часть или половина ионов алюминия находится в шестерной координации.

3. Видимо, вхождение Cr_2O_3 в решетку диопсида действует таким же образом, как и вхождение Al_2O_3 в гиперстен, т.е. уплотняет кристаллическую структуру пироксена. В связи с этим повышенное содержание Cr_2O_3 в диопсиде из ультраосновных включений также может служить фактом, указывающим на глубинность его происхождения. Об этом следует говорить с известной осторожностью, так как есть основание относить этот эффект и за счет высоких температур, примером чего могут служить диопсиды интрузии Лизард в Австралии (Green, 1964), а также ультраосновные включения Авачинского вулкана.

4. Высокое содержание жадеитовой компоненты в диопсиде включений, возможно, является результатом высоких давлений. Но количество натровой составляющей меньше в диопсиде включений, чем в диопсиде эклогитов и кимберлитов, что позволяет относить включения к образованиям меньших глубин верхней мантии.

С заключением о мантийном происхождении включений и базальтов как первичных выплавок из субстрата на больших глубинах согласуются геохимические данные. Это прежде всего устойчивое распределение содержаний рудных и редких элементов в перидотитовых включениях и вмещающих щелочных базальтах континентальных и океанических вулканов, а также обогащенность включений рудными и редкими элементами по сравнению со средними содержаниями этих элементов в ультраосновных породах (табл.1, рис.1).

Предположением о первичности перидотитовых включений и концепции А.П.Виноградова (1959, 1967) о выплавлении базальтового вещества из ультраосновного субстрата верхней мантии по механизму зонного плавления позволяют объяснить указанные выше особенности распределения рудных и редких элементов между перидотитом включений, щелочными базальтами и ультраосновными породами. Высокие концентрации рудных и редких элементов в перидотитовых включениях соответствуют, очевидно, уровню их первоначального содержания в субстрате верхней мантии. При выплавлении базальтического вещества в нем должны накапливаться наиболее легкоплавкие соединения, которые, следовательно, и обедняют остаточные продукты. Именно по такому закону распределяются между перидотитами включений, щелочными базальтами и ультраосновными породами В, Pb, Zn, Mo, Cu, W, Ta, Nb-элементы, окислы которых плавятся при температурах до 1500° , т.е. до предполагаемой температуры выплавления базальтического вещества в волноводе (Белоусов, 1968). Отклонение от данного закона распределения имеет место для олова и фтора, которые, судя по сравнительно низким температурам плавления их соединений, должны были содержаться в большем количестве в щелочных базальтах, чем в перидотитовых включениях, что не подтверждается приведенными данными (табл.1). Причины этого отклонения пока неясны. Возможно, происходит вторичное обогащение включений оловом и фтором под воздействием сравнительно богатой этими элементами базальтовой магмы.

В соответствии с механизмом зонного плавления содержания тугоплавких соединений, к которым относятся окислы бериллия, хрома, никеля, ванадия, кобальта, цинка с температурами плавления 1800° и выше, должны последовательно уменьшаться в ряду первичный субстрат - остаточные продукты - выплавки. На нашем материале этот закон распределения подтверждается для всех элементов, за исключением цинка и отчасти бериллия. Кроме того, по сравнению с другими мафическими элементами сильно повышено содержание никеля в гипербазитах.

Таким образом, анализ распределения рудных и редких элементов на основе механизма зонного плавления подтверждает высказанное выше предположение о природе перидотитовых включений в щелочных базальтах и позволяет

Содержание рудных и редких элементов в ультраосновных включениях и вмещающих щелочных базальтах континента и океана ($\mu \cdot 10^{-4}\%$)

Вулканы, породы	Ni	Co	Cu	Cr	V	B	F	Sr	Pb	Zn	Mo	W	Be	Nb	Ta
Вулканы континента															
Иманский, перидотит	1600	350	50	1600	140	1,6	400	3,3	3,4	120	1,6	0,6		7	0,8
Базальт	320	90	74	270	99	2,7	245	1,9	3,7	200	6,5	1,6	0,7	82	6,2
Борисовский, перидотит	2250	340	50	1330	155	4,2	450	3,8	3,4	170	0,8	1,2		7	0,8
Базальт	545	166	402	250	140	1,2	220	2,8	5,1	130	3,2	0,8	0,2	52	1,6
Медвежий, перидотит	2200	310	106	1025	165	1,6	200	4,8	3,4	130	0,5	0,4		7	0,9
Базальт	325	95	114	245	95	2,1	245	2,8	5,1	170	2,4	0,8	1,2	133	6,2
Свягинский, перидотит	2600	490	130	2800	220	2,2	-	6,3	5,6	200	0,8	2,4	-	7	1,2
Базальт	265	82	50	245	101	2,3	460	4,2	7,6	-	3,2	3,1	3,1	140	4,4
Вулканы океана															
Гавайские острова,															
перидотит	1500	250	57	1700	170	1,3	300	-	-	-	0,6	0,4	-	7	0,8
о-в Таити верлит	1900	430	150	1200	480	4,5	110	9,1	4,6	160	0,8	1,2	-	35	1,0
пироксенит	910	170	290	2200	1100	1,4	900	-	-	-	0,6	1,2	-	17	0,8
Гавайские острова и о-в															
Таити, базальт	300	100	100	470	140	3,0	170	3,2	4,3	290	0,8	1,2	1,2	63	3,2
Кларки по А.П.Виноградову (1962)															
Ультраосновные породы	2000	200	20	2000	40	1,0	100	0,5	0,1	30	0,2	0,15	0,2	1	0,018
Основные породы	160	45	100	200	200	5,0	370	1,5	8	130	1,4	0,4	0,4	20	0,48

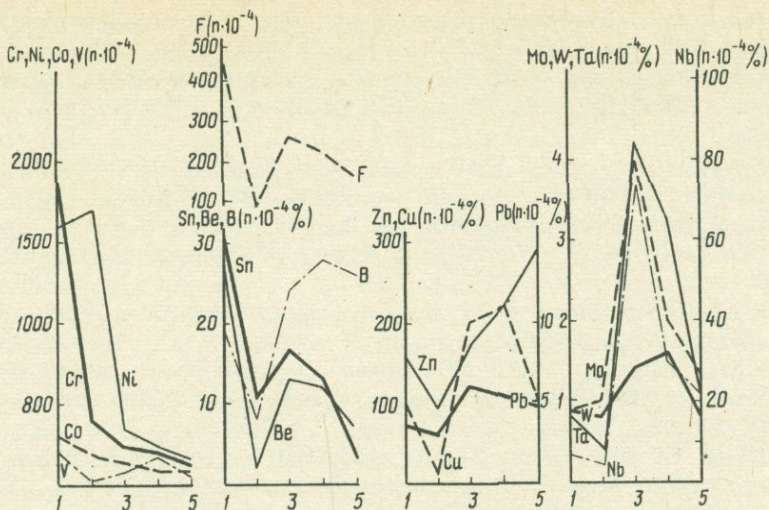


Рис.1. Распределение рудных и редких элементов в ультраосновных включениях, лавах и гипербазитовых интрузиях.

1 - ультраосновные включения; 2 - ультраосновные интрузии (Камчатка, Нов.Каледония, Приморье); 3 - щелочные базальты континента; 4 - оливиновые базальты островов океанов; 5 - континентальные толеитовые базальты

рассматривать ультраосновные породы молодых островных дуг как остаточные продукты выплавления базальтического вещества из перидотитового субстрата. В то же время полученные геохимические данные могут служить подтверждением большой роли механизма зонного плавления в процессе образования базальтовой магмы в верхней мантии Земли.

Литература

- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. Изд-во "Недра", 1968.
 Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
 Виноградов А.П. Введение в геохимию океанов. Изд-во "Наука", 1967.
 Галева Г.М. Эруптивная брекчия Лесозаводска. - Геол. и геофиз., 1960, № 10.
 Магницкий В.А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., 1968.
 Сахно В.Г., Денисов Е.П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
 Сахно В.Г., Шека С.А., Куренцова Н.А., Макарова Ж.А. Включения шпинелевых перидотитов в базальтах вулкана Оаху (Гавайские острова). - Докл. АН СССР, 1968, 180, № 1.
 Соболев В.С. Об инконгруентности плавления минералов, образующихся при изменении давления. - Докл. АН СССР, 1964, 156.
 Banno S., Kushiro J., Matsui Y. Enstatite in garnet-peridotite inclusion in kimberlite. - J. Geol. Soc. Japan, 1963, 69.
 Boyd F.R., England J.L. Mineral of Mantle. - Carnegie Inst. Wash. Year. Book, 1959, 59.
 Boyd F.R., England J.L. Some effects of pressure of phase relationship in system MgO-Al₂O₃-SiO₂. - Carnegie Inst. Wash. Year Book, 1963, 62.
 Clark S.R. A redetermination of equilibrium relations between kyanite and sillimanite. - Amer. J. Sci., 1961, 259.
 Green D.H. The Petrogenesis of the high-temperature Peridotite Intrusion in the Lizard Area - Cornwell. J. Petrol., 1964, 5, part 1.

- Kuno H. Second Progress Report on the Upper Mantle Project of Japan. Tokyo, 1966.
- Mac Gregor J.D. Mafic and Ultramafic Inclusions as Indicators of the Depth of Origin of Basaltic Magmas. - J.Geoph. Res., 1968, 73, N 12.
- O'Hara M.J., Mercy E.L. Petrology and Petrogenesis of some garnetiferous peridotites. - Trans. Roy. Soc. Edinb., 1963, 65, N 12
- Ross G.S., Foster M.D., Myers A.T. Origin of dunites and Olivinerich Inclusions in Basaltic Rocks. - Amer. Min., 1954, 39, N 9-10.
- Searle E.J. Petrochemistry of the Auclend Basalts, N.Z. Journ. Geol. Geophys., 1960, 3.
- Stueber A.M., Murthy V.R. Strontium isotope and alkali element abundance in ultramafic rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1966, 30, N 12.
- Wilshire H.G., Binns R.A. Basic and Ultrabasic Xenoliths from Volcanic Rocks of New South Wales. - J.Petrol., 1961, 2, part 2.
- Yoder H.S., Tilley C.E. Origin of Basalt Magmas: An experimental study of Natural and Synthetic Rock Systems. - J.Petrol., 1962, 3, N 3.

М.Л.Ященко, М.М.Мануйлова, Э.С.Варшавская,
Э.П.Кутявин, А.А.Бухаров

ИЗУЧЕНИЕ ПЕРВИЧНОГО ИЗОТОПНОГО ОТНОШЕНИЯ Sr^{87}/Sr^{86}
В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ГЛУБИНЫ ЗАРОЖДЕНИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Большинство исследователей принимает, что геологические процессы, происходящие в земной коре и верхней мантии, отражены в многочисленных излияниях лав и внедрениях интрузий. Делаются попытки по среднему составу магматических комплексов определять состав родоначальных магм и глубину их зарождения. Однако это чрезвычайно затруднено широко развитыми в магмах процессами дифференциации, анатексиса и контаминации. Для решения вопроса о глубинности родоначального источника магм в помощь обычным петрологическим методам в последние годы широко стали применяться изотопные методы: уран-ториево-свинцовый, кислородный и рубидий-стронциевый. В докладе мы коснемся только применимости Rb-Sr метода.

Используя способности Rb^{87} распадаться со временем со строго постоянной скоростью с образованием стабильного изотопа Sr^{87} , ученые определяют не только абсолютный возраст пород, но и первичный изотопный состав стронция в породе в момент ее образования, обычно выражающийся Sr^{87}/Sr^{86} . Фор и Харлей (Faure, Hurley, 1963), исходя из того, что процессы дифференциации, произошедшие на Земле 4,5 млрд. лет назад и обусловившие обогащение Rb верхних частей континентальной коры, предположили, что изотопная распространенность Sr^{87} в верхней дифференцированной части сиалической коры будет увеличиваться с большей скоростью, чем в верхней мантии. Таким образом, интрузивы, образованные путем плавления дифференцированного сиалического материала с длительной историей существования в коре, должны были бы иметь более высокое первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86} , чем те изверженные породы, которые ведут свое происхождение из верхней мантии или из базальтовых областей коры.

В то же время породы, возникшие на одном глубинном уровне, обычно имеют близкие первичные изотопные отношения Sr^{87}/Sr^{86} , в общем случае не зависящие или мало зависящие от времени образования (Gast, 1956; Faure, Hurley, 1963).

На основании изучения дифференциатов различных слоев коры и верхней мантии и хондритов большинство исследователей принимают как среднее для базальтового и гранитного слоев коры первичные отношения Sr^{87}/Sr^{86} , соответственно равные 0,704 и 0,712, для верхней мантии — 0,699.

Как видно из приведенных величин, вариации в содержании радиогенного стронция в дифференциатах различных слоев Земли довольно значительны. Таким образом, по первичному изотопному отношению Sr^{87}/Sr^{86} , казалось бы, всегда можно сказать, в каком слое зародилась магма, давшая ту или иную серию магматических пород.

Однако на самом деле проблема оказывается значительно сложнее. Исследования показали, что производные одного и того же слоя земной коры и верхней мантии часто характеризуются значительными вариациями первичных изотопных значений.

Так, вулканы Срединно-Атлантического хребта, Гавайи, Антарктики, Тасмании и других мест, имеющие, по мнению ряда ученых, мантийное происхождение, показывают вариации в первичных отношениях Sr^{87}/Sr^{86} от 0,703 до 0,711 (Compston a.o., 1968; Gast a.o., 1964; Lessing, Catansaro, 1964). Для коровых итальянских лав это отношение варьирует от 0,706 до 0,711, для гранитных магм Енисейского края — от 0,709 до 0,740 (Артемов, Ярошевский, 1965).

Таким образом, вариации в первичной распространенности Sr^{87} в магматических породах, предполагаемые источники которых по мнению исследователей расположены в одном глубинном слое, довольно значительны и перекрывают вариации, которые обусловлены зарождением очагов на различных глубинах. Причины вариаций могут быть различны: процессы контаминации, дифференциального (фракционного) плавления, магматической дифференциации, ионный обмен, гетерогенность мантии.

Явления контаминации геологически и геохимически распознаются сравнительно просто по наличию ксенолитов, реакционным соотношениям в контактах с боковыми породами, по отсутствию закономерной связи между отношением Sr^{87}/Sr^{86} и Rb/Sr и K/Rb отношениями. Значительно сложнее установить влияние на первичное изотопное отношение Sr^{87}/Sr^{86} процессов дифференциального плавления и магматической дифференциации на глубине.

Наиболее благоприятным объектом для изучения этих процессов являются докембрийские магматические породы¹, поскольку: 1) со времени образования в них достаточно накопилось радиогенного стронция, чтобы при существующей точности $Rb-Sr$ метода по отношению Sr^{87}/Sr^{86} можно было обнаружить различия в комагматических сериях; 2) тектоно-магматические циклы в докембрии имеют значительно большую продолжительность, что позволяет установить зависимости содержания радиогенного стронция в породах от длительности процесса дифференциации на глубине.

Влияние процессов магматической дифференциации или дифференциального плавления на величину первичного изотопного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в различных по составу магматических породах нами изучалось на примере среднепротерозойских вулканогенных (акитканская серия) и интрузивных (ирельский комплекс) пород Западного и Северного Прибайкалья, входящих в Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс. Работа эта только начата, поэтому нами сообщаются только ее первые результаты.

В формировании пояса А.А.Бухаров выделяет четыре этапа. С ранним этапом связано образование эффузивной андезит-дацитов (домугдинская и малокосинская свиты) и интрузивной граносиенит-гранодиоритовой (I фаза ирельского комплекса) субформаций; во второй этап возникли трахилипаритовая эффузивная (низы хибиленской свиты) и граносиенито-гранитная (II фаза ирельского комплекса) субформации; в третий — липаритовая (верхи хибиленской свиты) и гранит-гранофировая (III фаза ирельского комплекса) субформации. С четвертым этапом предположительно связывается образование дайкового комплекса основных пород.

¹ Из тех районов, где не проявлены или мало проявлены региональные наложенные процессы.

Выделенные субформации относительно разновозрастны, что устанавливается по интрузивным соотношениям и по налеганию более молодых свит на более древние. Согласно геологическим и петрохимическим данным, разнообразие в составе субформаций и их последовательность во времени могут быть объяснены двумя моделями. По одной из них магматический очаг, возникнув в базальтовом слое, постепенно путем дифференциального плавления разрастался, захватывая и гранитный слой. Отдельные стадии этого процесса и запечатлены в субформациях. По второй модели андезито-дацитовая магма, возникнув в гранитном слое, разделилась на более основную - андезитовую - и более кислую - липаритовую - магмы, которые последовательно интродировали на поверхность или застывали на глубине. В природе различить эти модели представляется весьма трудной задачей.

Для изотопных исследований были взяты ранняя и поздняя субформации, которые более четко различаются по составу и относительно времени образования. Андезитовые (см. таблицу 1, № 59а), дацитовые (№ 60б) и диабазовые № 33б) порфиры малококсинской свиты (ранняя андезито-дацитовая субформация), имеющие Rb-Sr возраст 1700 ± 35 млн. лет (Ященко и др., 1965), дают первичные отношения $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,705 \pm 0,001$. Кварцевые (№ 57, 56/3, 59/7) и трахидацитовые (№ 62/5) порфиры хибеленской свиты (липаритовая субформация) имеют возраст по Rb-Sr методу 1620 ± 40 млн. лет и первичное отношение $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,721 \pm 0,001$. Интрузивные аналоги кварцевых порфиров, представленные мелкозернистыми биотит-амфиболовыми гранитами (III фаза ирельского комплекса - № 59, 63/1) с K-A возрастом по амфиболу 1660 млн. лет и биотиту 1420 млн. лет дают первичное отношение $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,726 \pm 0,004$ при Rb-Sr возрасте 1700 ± 100 млн. лет¹.

Таким образом, изучение изотопов стронция показало, что различные по составу породы одной субформации характеризуются единым первичным отношением Sr^{87}/Sr^{86} , а относительно разновозрастные субформации различаются и по абсолютному возрасту и первичному отношению Sr^{87}/Sr^{86} . Содержание рубидия и радиогенного стронция возрастает от ранней андезито-дацитовой к поздней липаритовой субформациям, что позволяет предполагать, что родоначальные источники этих субформаций были дифференцированы как по содержанию главных петрогенных элементов, так и по содержанию рубидия (что в итоге явилось причиной различия и первичных изотопных отношений стронция).

Исходя из модели возникновения вулканоплутонической формации путем дифференциального плавления различных по содержаниям рубидия пород, можно предполагать, что родоначальная для Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса магма зародилась действительно в глубоких горизонтах земной коры, скорее всего в базальтовом слое, на его границе с гранитным. Об этом свидетельствует как вещественный, так и изотопный состав пород первого этапа магматической деятельности. Разница в возрасте между отдельными субформациями в рассматриваемом случае будет отвечать максимальному времени длительности тектоно-магматического этапа.

В случае принятия модели происхождения пород путем процесса магматической дифференциации на глубине трудно что-либо сказать о глубине зарождения родоначальных источников на основании первичного изотопного состава Sr^{87}/Sr^{86} . Лишь расчетным путем, исходя из среднего вещественного и изотопного состава и объема крайних членов дифференциации магмы, можно примерно оценить средний вещественный и изотопный состав родоначального очага и тем самым глубину его заложения. В этом случае по разнице в возрасте между дифференциатами отдельных магматических фаз можно судить и о максимальной длительности процесса магматической дифференциации, хотя для

¹ Неполные совпадения аналитических данных с получаемыми изохронами могут объясняться дополнительными процессами, выяснение которых требует дальнейших исследований.

Субформация	Андезито-дацитовая (мало- косинская свита)			Липаритовая (хибиленская свита)					Гранит-гранофировая (III фаза ирельского комплекса)	
	336	59a	606	57	56/3	59/7	62/5	62/4	59	63/1
SiO ₂	45,26	56,72	67,02	70,62	70,56	71,39	68,22	73,07	69,42	68,71
TiO ₂	0,95	0,56	0,53	0,19	0,33	0,57	0,19	0,33	0,75	0,66
Al ₂ O ₃	16,00	20,06	14,03	12,79	12,79	12,45	14,99	12,7	13,25	12,94
Fe ₂ O ₃	1,94	1,93	3,61	2,67	1,69	1,57	1,73	1,72	1,90	1,75
FeO	11,22	3,16	1,86	1,44	1,58	2,88	2,88	2,30	3,02	3,60
MnO	0,16	0,10	0,07	0,06	0,08	0,07	0,06	0,04	0,10	0,20
MgO	9,20	4,12	2,44	0,35	0,39	0,46	0,50	0,54	0,93	0,76
CaO	7,26	2,70	3,18	0,96	1,26	1,85	1,14	1,26	2,00	2,06
Na ₂ O	2,76	6,39	4,29	2,99	3,23	3,12	3,95	3,38	3,30	3,35
K ₂ O	0,03	1,75	1,42	6,39	6,28	4,59	5,28	4,40	4,25	4,39
H ₂ O	0,20	0,36	0,26	0,18	0,12	-	-	0,10	0,08	0,08
Т.п.п.	5,10	2,64	1,62	1,02	0,38	0,52	0,72	0,55	1,28	1,18
Аналитик	Л.Е.Зевелева			З.К.Зульф리카рова						
$Rb^{87} \cdot n \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$	0,142 ± ±0,011	9,02 ± ±0,19	6,98± ±0,14	83,006	86,1715	40,651	43,603	40,645	41,384± ±0,014	44,350
$Sr^{86} \cdot n \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$	5,83 ± ±0,07	40,73 ± ±0,53	43,70± ±0,65	8,084	8,318	18,788	16,589	11,877	16,293	12,025
Rb^{87}/Sr^{86}	0,024 ± ±0,002	0,222± ±0,008	0,158 ± ±0,006	10,150	10,240	2,139	2,598	3,383	2,540	3,688
Sr^{87}/Sr^{86}	0,699 ± ±0,006	0,712 ± ±0,002	0,711± ±0,002	0,945± ±0,003	0,954	0,771± ±0,002	0,774± ±0,002	0,800± ±0,003	0,794	0,802
Первичное Sr^{87}/Sr^{86}	0,705 ±0,001			0,721 ± 0,0014					0,7256 ± 0,004	
Возраст млн.лет (изохронный Rb-Sr метод)	1700±35			1620±40					1700±100	

этого требуются возрастные данные, полученные с большой точностью. К сожалению, непосредственное вычисление времени дифференциации по различию в первичных изотопных отношениях стронция в дифференциатах невозможно, поскольку при развитии процессов дифференциации магматический очаг, скорее всего, представляет открытую систему.

Для среднепротерозойского Северо-Байкальского пояса длительность магматического этапа (или длительность процесса магматической дифференциации), по-видимому, не превышает 80 млн. лет.

Результаты, полученные нами по изучению различных по составу пород одной субформации, подтвердили данные Фора и Харлея (1963), Фейрберна (Fairbairn a.o., 1963) о том, что дифференциация в камере (по существу мгновенная) не вызывает изменений в составе первичного стронция. Таким образом, первичное изотопное отношение Sr^{87}/Sr^{86} может быть критерием принадлежности пород к одному естественному ряду.

В заключение следует сказать, что даже небольшой объем проведенных до сих пор исследований указывает на большую перспективность Rb/Sr метода для решения проблемы петрогенезиса магматических пород. Однако для более полного представления о магматических процессах, идущих на глубине, необходимо более тесное сочетание всех геологических и петрохимических методов исследования с изотопно-ядерными, в особенности с $Rb-Sr$ и $U-Th-Pb$ методами.

Литература

- Артемюв Ю.М., Ярошевский А.А. Возможность интерпретации изотопного состава строения пород в качестве критерия процесса дифференциации и его длительности. - Геохимия, 1965, № 9.
- Яшенко М.Л., Варшавская Э.С., Мануйлова М.М. Исследование первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в различно метаморфированных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста. - Геохимия, 1965, № 5.
- Compton W., Mc Dougall, Heier K.S. Geochemical comparison of the Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, 32.
- Gast P.W. Isotope abundance of Sr^{87} in igneous rocks. - Bull. Soc. Amer., 1956, 67, N 12.
- Gast P.W., Tilton G.R., Hedge C.E. Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands. Science, 1964, 145.
- Faure G., Hurley P.M. The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts. Application to the origin of igneous rocks. - J. Petrol., 1963, 4, N 1.
- Lessing P., Catanzaro E.I. 1964. Sr^{87}/Sr^{86} ratios in Hawaiian lavas. - J. Geophys. Res., 1964, 69.

С.Ф.Соболев

ПЕРВИЧНЫЕ БАЗАЛЬТ-ПЕРИДОТИТОВЫЕ МАГМЫ И ОЦЕНКА СОСТАВА ПОДКОРОВОГО ВЕЩЕСТВА УРАЛЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Среди многочисленных естественных объектов, несущих информацию о вещественном составе верхней мантии, существенная роль принадлежит ультра-

основным и основным породам, развитым в зонах глубинных разломов геосинклиналей.

Подавляющее большинство петрологов и тектонистов (Кузнецов, 1964; Белоусов, 1966, 1968; и др.) считают несомненным глубинное мантийное происхождение первичных перидотитовых и базальтовых магм, в процессе эволюции которых формируются породы гарьбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций. Классическим примером такого рода области является Уральская петрографическая провинция.

Петролого-геохимические исследования, выполненные за последнее десятилетие в ИМГРЭ, позволили получить детальную характеристику вещественного состава пород двух важнейших формаций Урала: гарьбургитовой (существенно перидотитовой) и дунит-пироксенит-габбровой (существенно базальтоидной). Обе эти формации, развитые в зоне Главного разлома Урала, фиксируют каледонский этап гипербазит-базитового магматизма, и их особенности во многом определяют характер всего среднепалеозойского магматизма Урала (Соболев, 1968).

Таким образом, петролого-геохимические особенности пород названных формаций должны рассматриваться как важнейший источник информации о вещественном составе верхней мантии.

В зоне Главного разлома породы обеих формаций представлены значительным количеством массивов и занимают общую площадь в 18,5 тыс.км². Вычисленные соотношения пород, полученные на основании площадей распространения всех типов пород на крупномасштабных картах, позволили выявить принципиальные отличия в их распространенности: гарьбургитовая формация является существенно перидотитовой (95,5% перидотиты, 4,5% габброиды), а дунит-пироксенит-габбровая формация является по существу габброидной (7,3% перидотитов, 74,9% габброидов), т.е. базальтоидной формацией (табл.1).

Таблица 1

Средневзвешенный химический состав главных типов пород и состав родоначальных магм базит-гипербазитовых формаций Урала

Компоненты	Дунит-пироксенит-габбровая формация					Гарьбургитовая формация		
	ультра-основные	основные	средние	кислые	состав родоначальной магмы	ультра-основные	основные	состав родоначальной магмы
Процентное соотношение	7,29	74,92	9,90	7,87	100,0	95,44	4,45	100,0
SiO ₂	43,55	44,99	55,96	71,47	47,74	38,96	46,78	39,32
TiO ₂	0,28	0,89	0,57	0,13	0,75	0,08	0,23	0,09
Al ₂ O ₃	5,23	18,49	17,99	15,58	17,15	2,05	7,39	2,29
Fe ₂ O ₃	4,18	4,03	3,16	0,93	4,46	4,19	2,63	4,12
FeO	7,72	6,95	5,12	0,49	6,30	4,05	5,30	4,11
MnO	0,13	0,11	0,12	0,01	0,10	0,09	0,13	0,09
MgO	24,92	6,48	3,78	1,60	7,16	38,72	17,48	37,75
CaO	11,75	13,29	7,83	3,10	11,73	1,38	15,30	2,01
Na ₂ O	0,36	1,78	2,72	4,78	2,59	0,22	0,76	0,24
K ₂ O	0,07	0,47	1,31	1,39	0,59	0,09	0,55	0,11
Cr ₂ O ₃	0,17	0,001	-	-	0,01	0,48	0,18	0,47
NiO	0,016	Сл.	-	-	0,01	0,10	0,05	0,10
CoO	Сл.	0,002	-	-	Сл.	0,005	0,004	0,005
V ₂ O ₅	0,006	0,004	-	-	0,01	0,007	0,01	0,007
P ₂ O ₅	Сл.	0,025	-	-	0,01	-	0,22	0,01

Компоненты	Дунит-пироксенит-габбровая формация					Гарцбургитовая формация		
	ультра- основ- ные	основ- ные	сред- ние	кис- лые	состав родо- на- чаль- ной маг- мы	ультра- основ- ные	основ- ные	состав родона- чальной магмы
CO ₂	Сл.	-	-	-	Сл.	0,12	0,004	0,12
S	-	-	-	-	-	0,09	0,27	0,10
H ₂ O	1,61	1,49	1,44	0,55	1,39	9,37	2,68	8,67

По геофизическим данным (Тимофеев, 1963; Доменицкая, 1967; Беляевский и др., 1967) мощность базальто-гранитной коры в зоне разлома 38 км. При ширине массивов от 8 до 30 км отношение ширины к глубине колеблется от 1:1 до 1:4. С определенным допущением можно соотношение площадей экстраполировать на объем, что в свою очередь позволило на основании 800 полных химических анализов получить средние взвешенные составы главных типов пород обеих формаций. Расчет был сделан с учетом распространенности всех выделяемых на Урале разновидностей как ультраосновных, так и основных пород. Одновременно были получены формационные кларки рудных, редких и рассеянных элементов для пород обеих формаций и для формаций в целом. Результаты этих исследований приведены в табл.1 и 2.

Состав родоначальной магмы дунит-пироксенит-габбровой формации соответствует составу известково-щелочного толеитового базальта и весьма близок к толеитам современных островных дуг (Соболев, 1968). Таким образом, оказалось, что характер базальтовых магм с геосинклиналих мало зависит от времени и целиком определяется условиями формирования в мантии и последующей эволюцией в конкретной тектонической обстановке (ранняя стадия геосинклинали). Родоначальный состав гипербазитовой формации отвечает перidotитовой магме.

Для каждой из рассматриваемых формаций характерно особое распределение рудных, редких и рассеянных элементов (табл.2). По сравнению с породами перidotитовой формации породы базальтового генезиса значительно обогащены рудными и редкими элементами, такими, как титан, ванадий, кобальт, скандий, редкие земли, галлий, стронций. В то же время в перidotитовой формации выше содержания хрома, никеля, циркония, бора.

Реконструкция возможного состава вещества верхней мантии в области выше волновода Гутенберга производилась на основании следующих допущений:

1. Сплошное плавление вещества мантии не происходит.
2. Ультраосновной тугоплавкий остаток, получающийся после отделения базальтового расплава, рассматривается как исходное вещества, дающее начало гипербазитовым формациям.
3. Нормативный фазовый состав полученной модели должен соответствовать данным экспериментов по искусственным плавкам при соответствующих давлениях и температурах и составам минералов перidotитовых включений в трубках взрыва.
4. Отделяющиеся по модели расплавы должны соответствовать реально существующим в природе.

Различное смешение средневзвешенных составов гарцбургитовой и базальтовой формаций в отношении Грц/ДПП=95 и 5%, 93 и 7%, 90 и 10%, 80 и 20%, 70 и 30% показало, что выдвинутым предположениям отвечает только соотношение 90% Гцб и 10% ДПП составов. Во всех других случаях нарушаются реальные содержания SiO₂, Al₂O₃, MgO. Результаты этих подсчетов приведены в табл.3.

Таблица 2

Средние и средневзвешенные содержания элементов в породах гарибургитовой (Гри) и дунит-пироксенит-габбровой (ДПГ) формаций Урала (в г/т)

Элементы	Ультраосновные			Основные			Кислые		Средневзвешенные	
	кларк	Гри фор- ма- ция	ДПГ фор- ма- ция	кларк	Гри фор- ма- ция	ДПГ фор- ма- ция	кларк	ДПГ фор- ма- ция	Гри фор- ма- ция	ДПГ форма- ция
Cr	2000	1500	1800	200	140	18	25	10	1500	150
Ni	2000	1520	560	160	620	98	8	200	1480	150
Co	200	14	70	45	140	130	5	50	20	110
Ti	300	470	1900	900	2000	3600	2300	2600	500	3400
V	40	40	118	200	130	544	40	20	97	420
Sc	5	8,6	43	24	34	46	3	4	8,4	39
Ge	1	1	2,4	1,5	0,5	1,2	1,4	1	1	1,2
TR	5	2,6	85	120	35	54	258	78	2	60
V	-	3,5	4,2	20	14,5	14	34	-	4	13
Zr	30	33	16	100	27	16	200	44	33	23
Hf	0,1	0,4	0,44	1	1,5	1,5	1	-	0,4	1,6
Nb	1	3,1	1	20	7	1	20	5	3	1,3
Ga	2	1	5,8	18	9,6	15	20	20	1,4	14
B	1	9	4,6	5	6,6	6	15	0,9	8,8	5
Li	0,5	1,2	5,2	15	5,4	3,9	40	15	1,4	5,1
Rb	2	31	19	45	10	20	200	30	30	22
Sr	10	68	340	440	450	840	300	1000	67	825

Таблица 3

Химический состав модели вещества мантии и природных включений из трюбок взрыва

Компоненты	Модели состава мантии					Сибирь по А.П. Бобривичу	
	Урал		Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968			Пироповый перидотит. Среднее из шести анализов	Эклогиты. Среднее из 13 анализов
	90% Гри +10% ДПГ	То же с пересчетом Fe_2O_3 и без H_2O	пиролит	пироксеновый пиролит	гранатовый пиролит		
SiO_2	40,16	43,9	43,06	44,69	45,58	43,10	44,93
TiO_2	0,16	0,17	0,58	0,08	0,15	0,38	0,34
Al_2O_3	3,78	4,1	3,99	3,19	2,41	2,92	14,76
Fe_2O_3	4,15	1,1	1,66	0,09	0,27	6,15	2,97
FeO	4,33	7,9	6,66	9,54	6,41	2,14	5,41
MnO	0,09	0,1	0,13	0,14	0,12	0,06	0,12
MgO	34,69	37,9	39,32	39,80	42,60	38,51	18,48
CaO	2,98	3,2	2,65	2,97	2,10	2,52	8,81
Na_2O	0,48	0,52	0,61	0,18	0,24	0,44	0,52
K_2O	0,16	0,17	0,22	0,02	-	0,12	0,22
Cr_2O_3	0,42	0,48	0,42	0,45	0,09	0,39	0,29

Компо- ненты	Модели состава мантии					Сибирь по А.П. Бобривичу	
	Урал		Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968			Пиро- повый перидо- тит. Среднее из ше- сти ана- лизом	Эклогиты. Среднее из 13 анализов
	90% Грц +10% ДПГ	То же с пересече- том Fe ₂ O ₃ и без H ₂ O	пиро- лит	пирок- сеновый	гранато- вый пиро- лит		
NiO	0,09	0,10	0,39	0,26	-	0,45	0,12
CoO	0,005	-	0,02	-	Не опр.	-	0,013
V ₂ O ₅	0,007	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0,11	0,12	-	0,04	-	-	-
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,08	0,04	0,03	0,37	0,05
S	0,09	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	8,29	-	0,21	0,43	-	2,45	2,97
Сумма	100,00	100,0	100,0	100,05	100,0	100,0	100,0

x/ H₂O и CO₂ вычтены из анализа

После пересчета на безводный состав (табл.3), полученный расчетный состав наиболее близок к составу пиролита по модели Рингвуда, Мак-Грегора и Бойда (1968). Из природных объектов наиболее близок к расчетному пироповый перидотит из включений в трубках взрыва Восточной Сибири (табл.3), а не эклогит.

Согласно условиям, полученный расчетный состав модели должен также удовлетворять фазовым соотношениям. Произведенные расчеты показывают, что полученный состав хорошо рассчитывается на норму гранатового перидотита: 61% Ol, Fa=9,8, 18,5% Оpx с f=11,4, 10% хром-диоксида, содержащего 6% Al₂O₃, 10,3% пиропа и 0,2% ильменита. При этом рассчитанный нормативный состав минералов весьма близок к составу естественных образцов из пироповых перидотитов (Бобривич и др., 1959, табл.4).

Таким образом, вещественный и фазовый составы подтверждают правильность расчетного соотношения базальтовой и гипербазитовой частей модели.

На основании данных табл. 2 можно также предположить содержания в подкоровом веществе ряда рудных и редких элементов. Они следующие (в %): Cr - 0,29; Ni - 0,13, Co - 0,003, Ti - 0,06, V - 0,008, Sc - 0,001, Ge - 0,0001, TR - 0,0008, Zr - 0,003, Nb - 0,0003, Ga - 0,0001, В - 0,0008, Li - 0,0002, Rb - 0,0029, Sr - 0,014. Соответственно соотношения равны: Na/K - 2,8 K/Sr - 10, K/Rb - 48.

Таблица 4

Формулы минералов

Минерал	Расчетный	Из включений (Бобривич, 1959)
Оливин	(Mg _{1,8} Fe _{0,19} ²⁺) ₂ [SiO ₄]	(Mg _{1,85} Fe _{0,11} ²⁺ Fe _{0,03} ³⁺) _{1,99} [SiO ₄]
Гранат	(Mg ₂ Fe _{0,5} ²⁺ Ca _{0,5}) ₃ Al ₂ [Si ₃ O ₁₂]	(Mg _{2,31} Fe _{0,52} ²⁺ Ca _{0,4}) _{3,23} (Al _{1,81} Cr _{0,03}) _{1,84} [Si _{2,99} O ₁₂]+0,5SiO ₂
Диопсид	(Ca _{0,81} Na _{0,15} K _{0,04}) _{1,00} (Mg _{0,57} Fe _{0,13} ²⁺ Cr _{0,17}) _{0,87} [Si _{1,58} Al _{0,23}] _{1,81} O ₆]	(Ca _{0,82} Na _{0,14}) _{0,96} (Mg _{0,95} Fe _{0,08} ²⁺ Cr _{0,03} Fe _{0,04} ³⁺) _{0,97} [(Si _{1,9} Al _{0,04}) _{1,94} O ₆]

Полученные данные, естественно, являются ориентировочными, так как в расчете не учтено поведение некогерентных элементов (Рингвуд, Грин, 1968).

Необходимо отметить, что в естественных условиях отделение на больших глубинах высокоглиноземистого базальта вряд ли возможно. Скорее всего, из пиролита происходит сначала отделение пикрита. Учитывая Р и Т условия, можно считать, что в расплав должны переходить в первую очередь гранат и диопсид. Если исходить из естественных составов этих минералов, то состав, отвечающий пикриту, получается при плавлении двух частей граната и одной части диопсида. В этом случае после отделения 10% пикрита из пироксенового пиролита остаток тугоплавкого материала не соответствует гипербазитовой магме. Необходимо отделение еще примерно 50% оливина, чтобы оставшаяся часть была по составу близка к реально наблюдаемой в природе гипербазитовой магме. Не менее сложна дальнейшая эволюция пикрита в толеит (Рингвуд и др., 1968; Шейнманн, 1968). Эти расчеты показывают всю сложность процесса глубинного магмообразования в зонах разломов под геосинклиналями. Однако несомненно, что построение модели состава мантии по естественным наблюдаемым геологическим объектам является перспективным и важным направлением современной петрологии.

Литература

- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во "Наука", 1966.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. Изд-во "Наука", 1968.
- Беляевский Н.А., Борисов А.К., Вольвовский И.С. Глубинное строение территории СССР. - Сов.геология, 1967, № 11.
- Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А., Красов Л.М., Смирнов Г.И., Юркевич Р.Н. Алмазные месторождения Якутии. М., 1959.
- Доменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. Изд-во "Недра", 1957.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. - В сб. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. - В сб. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Соболев С.Ф. Особенности генезиса и состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала. - В сб. "Кора и верхняя мантия". Изд-во "Наука", 1968.
- Тимофеев А.Н. О структурно-петрографической интерпретации некоторых результатов геофизических исследований на Урале. - Труды 1 уральск. петрол. сов. Свердловск, 1963.

Н.Н.Сарсадских

О МИНЕРАЛЬНОМ ПАРАГЕНЕЗИСЕ ВКЛЮЧЕНИЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В СИБИРСКИХ КИМБЕРЛИТАХ

В результате изучения включений ультраосновных пород в сибирских кимберлитах мы установили, что ультраосновные породы являются не продуктом кристаллизации кимберлитовой магмы, а представляют собой недоплавившиеся реликты подкорового субстрата, сохранившиеся благодаря быстрому подъему магмы по взрывному каналу (Сарсадских и др., 1960^{1,2}; Благулькина и др., 1962). Об этом свидетельствуют прежде всего разнообразие минеральных со-

ставов включений, встречаемых в каждом кимберлитовом теле, наличие на некоторых из них явлений протоклаза и признаков реакционных взаимоотношений с магматическим расплавом, значительно более древний возраст этих включений по сравнению с вмещающим кимберлитом и другие факты.

Включения глубинных ультраосновных пород в кимберлитах Сибири представлены в основном перидотитами; реже среди них встречаются оливиниты и пироксениты.

Оливин включений по составу близок форстериту, пироксен является хромдиопсидом или диопсидом, реже энстатитом. Из других минералов в ультраосновных включениях присутствуют: пироп, пикроильменит, хромшпинелид, шпинелид и флогопит. В качестве акцессорных были обнаружены графит, муассанит, циркон, рутил, магнетит, корунд и др. К акцессорным минералам глубинных ультраосновных пород следует отнести и алмаз, который в перидотитовых включениях из сибирских кимберлитов пока еще не был обнаружен, однако известны его единичные находки во включениях из южноафриканских кимберлитов.

Количество включений ультраосновных пород в сибирских кимберлитах колеблется от долей процента до 4–5% и лишь в единичных телах достигает 6–7%. Значительно более распространены в кимберлитах включения отдельных минералов глубинных пород (ксеннокристаллы) или сростков двух–трех минералов. Среди них резко преобладают ксеннокристаллы оливина, нередко составляющие 40–45% породы; сумма же всех других минералов обычно не превышает 2%. Было установлено, что несмотря на разнообразие минерального состава включений ультраосновных пород в отдельных кимберлитовых телах в каждом включении наблюдается совершенно определенный минеральный парагенезис. Некоторые минералы систематически присутствуют совместно в одном и том же включении, другие никогда не встречаются вместе. Если один и тот же минерал присутствует в различных минеральных парагенезисах, он, как правило, имеет переменный состав, меняющийся при изменении парагенезиса. К таким минеральным рядам относятся: пиропы, шпинелид–хромшпинелид, диопсид–хромдиопсид и др.

Минеральные парагенезисы включений ультраосновных пород удобнее всего рассмотреть по отношению к пиропам, почти всегда присутствующим в них. В зависимости от того, какой минеральной ассоциацией представлены включения, в пиропе резко меняется содержание хрома, менее резко, но достаточно заметно – содержание железа и отчасти кальция.

В соответствии с изменением состава пироба заметно меняются его цвет и физические свойства. Пиропы, содержащие наименьшее количество хрома и являющиеся наиболее железистыми, имеют оранжевую, реже желтую окраску. По мере увеличения содержания хрома и уменьшения содержания железа в пиробах они приобретают сначала красную, а затем лиловую или сиреневую окраску. В последнем случае она нередко является дихроичной и при дневном освещении меняется на зеленую или голубовато-серую (табл.1). При максимальном количестве хрома и кальция и минимальном – железа цвет пироба становится зеленым (и уже не меняется при изменении источника освещения). Кроме легко различимых визуально–оранжевых, красных, лиловых и зеленых пиробов, в перидотитовых включениях имеются пиропы, окрашенные всей гаммой переходных между ними цветов, отражающих непрерывное изменение их химизма.

Совместно с оранжевыми пиробами во включениях ультраосновных пород, кроме оливина и энстатита, присутствуют диопсид с небольшим содержанием хрома, пикроильменит, флогопит и шпинелид. Совместно с лиловыми пиробами, кроме оливина и энстатита, присутствуют хромдиопсид и хромшпинелид. Пикроильменит и флогопит, как правило, в указанной ассоциации отсутствуют. Красные пиропы встречаются как с хромшпинелидами, так и с пикроильменитом и флогопитом. Зеленый пироп в кимберлитах встречен только в виде единичных ксеннокристаллов, и парагенезис его с другими минералами пока еще не установлен.

Таблица 1

Химическая характеристика условно выделенных цветовых разновидностей пиропы из включений ультраосновных пород в кимберлитах

Цвет пиропы	Средне содержание окислов					Колич. анализов	Уд. вес	Число замесов
	MgO	Fe ₂ O ₃ + FeO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	CaO			
Оранжевый	18,22	12,63	0,44	0,62	5,91	11	3,711	72
Красный	19,61	9,35	1,89	0,51	5,34	22	3,714	102
Лиловый	19,32	8,89	3,91	0,13	6,80	12	3,722	162
Зеленый ^x	12,2	8,6	8,5	0,3	13,6	5	3,757	5

x

Содержание окислов рассчитано по данным специального прецизионного спектрального анализа, выполненного В.А.Губановым (ВСЕГЕИ). Для всех других пиропов приведены данные химических анализов.

В табл.2 и 3 приведено содержание некоторых окислов в минералах двух рядов: шпинелид-хромшпинелида и диопсид-хромдиопсида из различных парагенезисов.

Таблица 2

Химическая характеристика шпинелида-хромшпинелида из включений ультраосновных пород в кимберлитах

Парагенезис	Среднее содержание окислов в %				Количество анализов
	MgO	Fe ₂ O ₃ + FeO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	
с оранжевым пиропом	16,51	14,13	23,36	40,86	2
с лиловым пиропом	13,47	20,92	44,14	15,19	5

Таблица 3

Химическая характеристика диопсида-хромдиопсида из включений ультраосновных пород в кимберлитах

Парагенезис	Среднее содержание окислов в %					Число анализов
	MgO	Fe ₂ O ₃ + FeO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	
С оранжевым пиропом	15,78	3,37	0,32	6,53	4,02	2
С красным пиропом	16,13	3,30	0,75	3,82	2,57	3
С лиловым пиропом	16,89	2,79	1,55	2,57	1,94	4

Как видно из таблиц, в парагенезисе с оранжевым пиропом шпинель и диопсид содержат наименьшее количество окиси хрома и наибольшее количество глинозема. Диопсид, кроме того, характеризуется высокой щелочностью. Парагенезисы с лиловым пиропом отличаются увеличением количества хрома и уменьшением глинозема в сосуществующих минералах - вместо шпинели присутствует хромшпинелид, вместо диопсида - хромдиопсид с незначительным

содержанием глинозема и окиси натрия. В парагенезисе с красным пиропом развиты минералы промежуточного состава.

Алмаз непосредственно во включениях ультраосновных пород в сибирских кимберлитах не был обнаружен; поэтому его парагенетические связи с указанными минеральными ассоциациями устанавливаются по включенным в нем минералам. Наиболее часто включения в алмазе представлены оливином, графитом и пиропом, реже хромшпинелидом. В единичных случаях был встречен энстатит и хромдиопсид, ни флогопит, ни пикроильменит в виде включений в алмазе не обнаружены¹. Пироп, находящийся в парагенетических связях с алмазом и в то же время присутствующий в большей части ультраосновных включений, служит как бы связующим звеном между алмазом и этими включениями.

Среди пиропов, включенных в сибирских алмазах, резко преобладают разновидности, окрашенные в лиловые цвета и сравнительно редки разновидности, окрашенные в оранжевые цвета. По данным А.А.Панкратова и И.Н.Илупина, лиловые пиропы составляют около 91% и оранжевые - всего 0,5%.

Следовательно, можно считать, что алмаз в ассоциации с лиловым гранатом стабилен и, таким образом, лиловый пироп устойчив при больших давлениях. Ассоциация с оранжевым пиропом, вероятно, не благоприятна для алмаза и устойчива при значительно меньшем давлении.

Судя по химизму и наибольшему удельному весу зеленого пироба, он устойчив при еще больших давлениях, чем лиловый пироп. Следовательно ассоциация с этим пиропом должна быть весьма благоприятна для алмаза. Это обстоятельство подтверждается тем, что находки ксенокристаллов зеленого пироба известны только в самых алмазоносных кимберлитах.

Весьма интересен тот факт, что включения ультраосновных пород не только встречаются в кимберлитах, но, как известно, весьма обычны и в щелочных базальтоидах, а также в современных вулканитах среднего состава. Как отмечают В.Г.Сахно и Е.П.Денисов, эти включения весьма сходны между собой несмотря на то, что связаны с породами различных регионов мира, расположенных в различных геоструктурных зонах. Большинство исследователей считают их отторженцами мантии (так же, как и кимберлита).

Включения в щелочных базальтоидах представлены почти всегда шпинелевыми перидотитами, содержащими флогопит и графит. Иногда в них присутствует пироп. Химизм некоторых минералов из этих включений охарактеризован в табл.4.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что по минеральному парагенезису и химизму отдельных минералов включения ультраосновных пород в щелочных базальтоидах аналогичны ультраосновным включениям с оранжевым пиропом в кимберлитах (см.табл.1-4).

Присутствие в кимберлитах и щелочных базальтоидах различных регионов мира включений глубинных ультраосновных пород, их очевидное сходство между собой указывают на то, что эти породы имеют планетарное развитие и повсеместно присутствуют в глубоких частях нашей планеты. Это позволяет нам сделать некоторые обобщения о строении подкорового субстрата, откуда происходят эти ультраосновные включения.

Непосредственно в подкоровой части верхней мантии можно выделить четыре зоны. Первая (I) характеризуется парагенезисом оранжевого пироба, вторая (II) - парагенезисом красного пироба, третья (III) - парагенезисом лилового пироба. Четвертая зона (IV) может быть выделена в области развития зеленого пироба.

В общем случае, когда давление увеличивается от нагрузки вышележащих слоев, указанные зоны располагаются в вертикальном направлении. При наличии локальных участков сверхвысоких давлений на сравнительно небольших глубинах, возникающих в связи с тектоническими процессами, отдельные зоны могут сочетаться одна с другой и по горизонтали.

¹ Указание Вильямса на наличие включений ильменита в южноафриканских алмазах, по-видимому, основано на его ошибочной диагностике.

Химизм некоторых минералов из ультраосновных включений в щелочных базальтоидах

Минералы	Среднее содержание окислов						Количество анализ	Местонахождение базальтоидов
	MgO	Fe ₂ O ₃ + FeO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	CaO		
Оранжевый								Минусинская
пироп	14,99	14,03	0,13	-	-	5,0	1	впадина
Красный пироп.	20,09	7,51	1,02	-	-	4,60	1	-
Шпинель	21,63	15,03	9,25	53,80	-	-	4	Дальний
" -	18,20	13,15	12,23	53,43	-	-	1	Восток
" -	19,78	13,64	15,30	44,01	-	-	1	Северная Америка
Диопсид	16,02	3,40	0,65	6,84	0,76	-	5	Гавайские острова
Хромдиопсид	13,25	2,61	1,15	7,76	2,67	-	1	Дальний Восток
								Гавайские острова

Примечание. По Минусинской впадине данные А.В.Крюкова, (Крюков, Крюкова, 1962); по Дальнему Востоку - Г.М.Гапеевой (Гапеева, 1960; Гапеева, 1961; Гапеева, 1963); по Северной Америке - Росса (Ross, Foster, Meyers, 1954); по Гавайским островам - В.Г.Сахно (Сахно и др., 1968).

Трудно более или менее определенно судить о глубинах и давлениях в каждой из выделенных зон верхней мантии, однако самая верхняя зона (1) должна характеризоваться давлением не ниже 20 кбар (нижний предел устойчивости пироба по экспериментальным данным). Такое давление недостаточно для стабильного существования алмаза. Он может здесь образоваться только в локальных участках повышенных давлений. В зоне Ш давление, по-видимому, значительно более высокое и достигает величины, достаточной для стабильного существования алмаза. Судя по экспериментальным данным получения искусственного алмаза, оно не должно быть ниже 30 кбар, а в зоне 1У по всем признакам должно существовать еще большее давление.

Приведенный материал несомненно свидетельствует о неоднородности химизма и минерального состава верхней мантии, хотя это относится к очень незначительной ее части. Он подтверждает высказывания многих исследователей о том, что в мантии происходит непрерывный процесс дифференциации.

Предложенная схема зональности верхней мантии полностью согласуется с имеющимся фактическим материалом по кимберлитам и очень хорошо объясняет все особенности химизма, вещественного состава и алмазоносности этих своеобразных пород.

Литература

- Сарсадских Н.Н., Ровша В.С., Благулькина В.А. 1. Минералы включений пироповых перидотитов в кимберлитах Далдыно-Алаakitского алмазоносного района. - В сб. "Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР", 1960, вып.40.
- Сарсадских Н.Н., Ровша В.С. 2. Об условиях генезиса минералов - спутников алмаза в кимберлитах Якутии. - Записки Всес.мин.об-ва, 1960, 89, вып.4.
- Благулькина В.А., Ровша В.С., Сарсадских Н.Н. К минералогии связующей массы кимберлита. - Записки Всес. мин. об-ва, 1962, 91, вып.2.

- Гапеева Г.М. Эруптивная брекчия Лесозаводска. - Геол. и геофиз., 1960, № 10.
- Гапеева Г.М. Щелочные базальтоиды хребта Сихотэ-Алинь. - Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минерал. и геохим., 1961, вып.45.
- Гапеева Г.М. Кимберлитоподобные пикриты г.Лесозаводска. - Геол. и геофиз., 1963, № 4.
- Сахно В.Г., Шека С.А., Куренцова Н.А., Макарова Ж.А. Включения шпинелевых перидотитов в базальтах вулкана Оаху. - Докл. АН СССР, 1968, 180, № 3.
- Крюков А.В., Крюкова З.В. Пиропы из трубки Тергешской. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, 1962.
- Ross C.S., Foster M.D., Meyers A.T. Origin of dunites and of olivine-rich inclusion in basaltic rocks. - Amer. Min., 1954, 39, 9.

В.В.Плошко, Ю.А.Богданов

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ РОМАНШ (АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН)

Значительная часть обломков, поднятых со дна глубоководной впадины Романш (Богданов, Плошко, 1967; Плошко, Богданов, 1968), сложена гипербазитами. Они представлены полевошпатовыми лерцолитами и гарцбургитами, полевошпатовыми пироксенитами, их серпентинизированными разностями и собственно серпентинитами. Гипербазиты сложены оливином, энстатит-бронзитом, диопсид-авгитом, плагиоклазом, хромшпинелидами и серпентином. Содержание плагиоклаза 2-15%, он относительно кислый и непостоянный по составу (№ 55-85 - лабрадор-битовнит). Содержание оливина 29-75%, фаялитовая составляющая в нем 10-18%. Главной особенностью перидотитов впадины, помимо относительно высокого содержания плагиоклаза, является тенденция к обогащению пироксеном с появлением разностей, переходных от перидотита к пироксениту - вплоть до плагиоклаз-оливиновых пироксенитов с содержанием пироксена 55%.

Структурные взаимосвязи в гипербазитах свидетельствуют о разрыве во времени кристаллизации оливина и подавляющей массы зерен пироксена и плагиоклаза, хотя некоторые индивиды пироксена образуются, вероятно, одновременно с оливином. Оливин замещается энстатит-бронзитом, последний - диопсид-авгитом, который в свою очередь подвергается замещению плагиоклазом. Для плагиоклаза характерна различная форма выделений: а) скопления таблитчатых зерен в отдельных микроучастках со структурой, напоминающей аллотриоморфную структуру оливинового габбро; б) единичные неправильные зерна; в) неправильные, иногда линзовидные с микроапофизами выделения, нередко в парагенезисе с хромшпинелидами.

Как и на континентах, образование серпентинитов Романша связано с проявлением многостадийных процессов серпентинизации. При этом устанавливается закономерность, отмечавшаяся ранее на Кавказе и Карпатах (Плошко, 1969; Ломизе, Плошко, 1969): процессам серпентинизации обычно предшествуют их актинолитизация и оталькование с появлением участков актинолититов или талькитов. Актинолитизация в породах Романша проявлена более интенсивно, чем оталькование.

Гипербазиты впадины Романш характеризуются повышенным содержанием (по сравнению со средним содержанием гипербазитов) TiO_2 (0,2-0,4%), Al_2O_3 (перидотиты - 3-5%, пироксениты - до 10%), CaO (гарцбургиты - 2%, лерцолиты - 2-4%, пироксениты - до 8,5%), Na_2O (0,4-1,0%), хлора (0,20-0,35%). По содержанию V, Sc, Sn, Cu, Sr, Ba, Y они занимают промежуточное

положение между средними составами гипербазитов и габброидов, а по содержанию Nb, Li, Zr, В и Мо близки к базитам. Количество P, Mn, Cr, Ni, Co близко кларку этих элементов в гипербазитах. Соотношение Cr, Ni, Co в гипербазитах Романша близко соотношению их кларковых содержаний в ультраосновных породах (Виноградов, 1962) и равно 1:0,7:0,1.

В пределах срединного хребта Атлантического океана гипербазиты встречаются также на о-ве Сан-Паулу. Остров находится на расстоянии 1200 км к западу от впадины Романш и приурочен к валообразному поднятию структуры Срединно-Атлантического хребта. Гипербазиты острова по вещественному составу резко отличаются от гипербазитов Романша. Главная их особенность — обогащенность амфиболом и интенсивная милонитизация. Вне пределов Срединно-Атлантического хребта со дна Атлантического океана в желобе Пуэрто-Рико американскими исследователями были подняты обломки интенсивно отапливаемых серпентинитов с очень низким содержанием Al, Ca, Ti, Mn, K и Cl.

Петрохимические особенности гипербазитов Романша характеризует векторная диаграмма (рис.1). Размещение векторов правой (ферромагнезиальной)

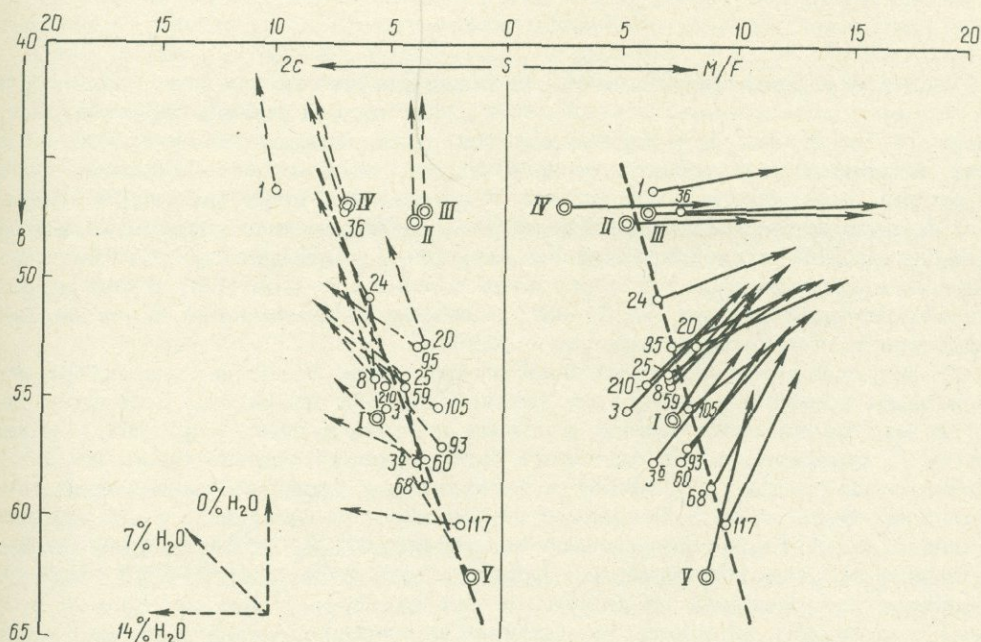


Рис. 1. Диаграмма химического состава ультраосновных пород глубоководной впадины Романш (по методу Н.Д.Соболева, 1959). Римскими цифрами обозначены эталонные составы гипербазитов по Р.Дэли: I — лерцолит, II — вебстерит, III — бронзитит, IV — верлит, V — гарцбургит. Арабскими цифрами обозначены гипербазиты Романша: 1,36 — плагиоклаз-оливиновые пироксениты, 24 — гипербазит промежуточного (между лерцолитом и вебстеритом) состава, 8,20,3 — плагиоклазовые лерцолиты, 3⁰,25,95,105,59,210 — серпентинизированные плагиоклазовые лерцолиты, 68 — плагиоклазовый гарцбургит, 93,60,117 — серпентинизированные плагиоклазовые гарцбургиты

части диаграммы между проекциями эталонных гарцбургита, лерцолита и вебстерита согласуется с петрографическими особенностями гипербазитов Романша. Отмечается увеличение числовой характеристики β и соответственно M/F у интенсивно серпентинизированных гипербазитов по сравнению со слабо серпентинизированными (ср.обр.3,36,68 и 117). Как и на континентах

(Соболев, 1952), это обусловлено изменением соотношений между окисным и закисным железом в процессе серпентинизации гипербазитов. Тенденция к уменьшению значений $2c$ при серпентинизации, свидетельствующая о выносе алюминия и хрома (левая часть диаграммы) в гипербазитах Романша, проявлена достаточно четко. Уменьшение величины $2c$ в процессе серпентинизации гипербазитов прямо пропорционально увеличению параметров M/F и v .

Таким образом, весь комплекс петрографических, петрохимических и геохимических исследований показывает, что в глубоководной впадине Романш обнажаются горные породы, как правило, отмечающиеся среди геосинклинальных серий на материках, что указывает на сходство магматических, постмагматических и метаморфических процессов, их формирующих. Сходство гипербазитов Романша и геосинклинальных формаций материков подтверждает точку зрения Г.Д.Афанасьева (1960) о том, что петрографические типы геологически анхисинхронных серий горных пород в океанах и на суше принципиально не различаются между собой.

Выводы

1. Петрографические исследования показали, что во впадине Романш распространена естественная ассоциация пород, близкая габбро-перидотитовой формации материков, что подтверждается: принадлежностью гипербазитов к ряду полевошпатового лерцолит-гарцбургита с отсутствием бесполевошпатовых разностей; наличием полевошпатовых пироксенитов, связывающих гипербазиты с габброидами; тенденцией к обогащению ромбическим или моноклинным пироксеном перидотитов с появлением разностей, переходных к пироксениту; повышенным содержанием в гипербазитах плагиоклаза (до 15%) и его относительно кислым составом (№ 55-85); наличием микроучастков в породе, по структуре напоминающих оливиновое габбро.

2. Петрохимические и геохимические признаки, свойственные габбро-перидотитовым формациям, в породах впадины Романш проявлены с большой полнотой: отношение окиси магния к сумме окислов железа, марганца, и никеля (M/F), характерное для подобного типа формаций; сравнительно невысокое значение параметра B (46-55) в подавляющем большинстве анализированных образцов, обусловленное несколько повышенным содержанием в них кремнекислоты; относительно повышенное содержание Al_2O_3 с появлением разностей, обогащенных этим компонентом; обогащенность гипербазитов CaO , что обуславливает расположение на диаграмме роя векторов, главным образом в области эталонного лерцолита; повышенное количество титана и натрия; высокое значение (3,3) титан-железного отношения; характер распределения редких и рассеянных элементов.

3. Гипербазиты впадины Романш являются продуктом очень сложной, специфической по составу, близкой к основной магмы. Магматические очаги с составом магмы, давшей дифференцированный продукт ряда перидотит-пироксенит-габбро, вероятно, зарождаются в области астеносферы и, как считает Г.Д.Афанасьев (1967), в гетерогенной среде. Подтверждением этому служат отличия в составе ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые массивы подводных океанических хребтов, а также включений в базальтах океанических островов и различных районов континентов.

Становление гипербазитов в горную породу также происходит в гетерогенных условиях, о чем свидетельствуют структурные взаимоотношения минералов. Так, кристаллизация пироксена в гипербазитах Романша происходила в широком диапазоне времени и различной физико-химической обстановке: от выпадения кристаллов его из расплава в глубинных условиях (вероятно, совместно с оливином) до метасоматического замещения оливина энстатитом и диопсидом в позднемагматическую стадию формирования гипербазитов. Это обстоятельство свидетельствует о гетерогенности гипербазитов. Появление

их в природе может быть связано как с кристаллизацией пород из магматического расплава, так и путем постмагматического (метасоматического) преобразования твердых полностью раскристаллизованных первичных гипербазитов. Метасоматические гипербазиты, вероятно, распространены более широко, чем принято считать, но все же они имеют подчиненное значение по сравнению с магматическими гипербазитами.

Литература

- Афанасьев Г.Д. О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 5.
- Богданов Ю.А., Плошко В.В. Магматические и метаморфические породы глубоководной впадины Романш. - Докл. АН СССР, 1967, 177, № 4.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
- Ломизе М.Г., Плошко В.В. К петрографии гипербазитовой формации Восточных Карпат. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 5.
- Плошко В.В., Богданов Ю.А. Гипербазиты глубоководной впадины Романш. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.
- Плошко В.В. Новые данные о первичной природе ультрабазитов зоны Уруштен-Маркопиджского разлома Кавказа. - В сб. "Вопросы магматической геологии". Изд-во "Наука", 1969.
- Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.
- Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. - Геохимия, 1959, № 8.

В.И.Чернышева, И.О.Мурдмаа

ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО МЕТАМОРФИЗМА В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ

Зеленокаменные породы обнаружены в нескольких участках Срединно-Атлантического хребта (Melson, Van Andel, 1966) и в пяти районах срединных хребтов Индийского океана (Cann, Vine, 1966; Wiseman, 1937; Мурдмаа, Прокопцев, 1968; Чернышева, 1970). Наиболее богатая коллекция собрана на экспедиционных судах Института океанологии АН СССР "Витязь" и "Академик Курчатов" в рифтовой зоне Аравийско-Индийского хребта, где только на одном участке (полигоне) эти породы встречены в 13 точках. Обломки зеленокаменных пород в пробах обломочного материала, добытого со дна и склонов глубоких рифтовых ушей, обычно находятся вместе с образцами гипербазитов, причем последние количественно преобладают. В некоторых точках гребней и склонов подводных рифтовых хребтов получены пробы, целиком сложенные обломками зеленокаменных пород. Свежие базальты пространственно четко обособлены от зеленокаменно-метаморфизованных эффузивов (Чернышева, 1970).

Зеленокаменно-измененные эффузивные породы представлены альбитизированными и хлоритизированными базальтами, диабазами и спилитами, включая порфиновые разности аналогичного состава, а также продуктами их тектонического дробления. Хорошо сохранившаяся первичная структура, реликты первичных минералов, наличие слабо метаморфизованных переходных разностей и

химический состав указывают на образование этих пород в результате метаморфического перерождения, главным образом океанских толеитовых базальтов и долеритов. По первичным магматическим компонентам в ходе метаморфизма развился типичный "зеленокаменный" комплекс вторичных минералов: альбит, хлорит, эпидот, актинолит, лейкоксен, а также кварц (в жилах), пирит, нонтронит и некоторые другие. Замещение базальтов вторичными минералами неравномерное. Встречаются образцы, в разной степени измененные: от зачаточной альбитизации и хлоритизации до полного замещения с образованием спилитов и хлорит-эпидот-актинолитовых пород.

Отмечаются некоторые различия в характере метаморфических минеральных ассоциаций: в одних случаях господствует низкотемпературная альбит-хлоритовая ассоциация, в других - более обильно развивается актинолит с эпидотом. Наиболее обычная схема изменения базальтов заключается в альбитизации основного плагиоклаза, иногда с развитием сосюрита или хлорита; в замещении первичного пироксена (авгита-пижонита) уралитом с последующей хлоритизацией актинолита и с выделением сосюрита и сфена; в серпентинизации оливина или замещении его хлоритом. Стекловатый мезостазис обычно замещен почти криптокристаллическим агрегатом хлорита, актинолита и эпидота или хлорита с магнетитом. При метаморфизме пузыристых базальтов первично пустые пузырьки заполняются хлоритом, иногда с зернами кварца. Спилиты связаны с диабазами постепенными переходами.

Диабазы и спилиты почти всегда катаклазированы, рассеяны хлоритовыми, кварц-хлоритовыми или альбитовыми прожилками вплоть до образования тектоно-метасоматических брекчий. В альбит-актинолит-эпидотовых породах обнаружены кварц-эпидотовые прожилки. Обнаружены признаки сульфидной минерализации (выделения пирита, иногда с халькопиритом).

Помимо метабазальтов, среди зеленокаменных пород Срединно-Атлантического хребта встречаются зеленокаменно-метаморфизованные туфы первично базальтового состава (Melson, Van Andel, 1966).

Химический состав спилитов и диабазов (табл.1) в целом близок среднему составу океанских толеитов, отличаясь повышенным содержанием натрия и связанной воды. Наблюдается закономерное возрастание содержания этих компонентов по мере перехода от неизмененных базальтов через диабазы с различной степенью альбитизации и хлоритизации к спилитам с одновременным убыванием СаО. В более высокотемпературных (эпидот-амфиболовых) разностях, бедных хлоритом, содержание СаО повышенное, а MgO - пониженное.

Уралитизированные и сосюритизированные габбро встречены в рифтовой зоне Аравийско-Индийского хребта и во впадине Романш (Атлантика), всегда в ассоциации с гипербазитами. Габброиды подвержены интенсивному катаклазу. Основной плагиоклаз частично или полностью замещен вторичными минералами - альбитом, сосюритовым агрегатом, иногда пренитом. Моноклинный пироксен и развитая по нему первичная роговая обманка уралитизированы, а по уралиту развивается хлорит. Породы пересекаются актинолитовыми и хлоритовыми прожилками, в сильно катаклазированных разностях встречены эпидотовые и топазовые прожилки. Зеленокаменно-метаморфизованные габбро отличаются от неизмененных несколько повышенным содержанием натрия и воды (табл.1).

Гипербазиты рифтовых зон, помимо обычной для них серпентинизации, в локальных зонах интенсивных тектонических деформаций подвержены низкотемпературному метасоматозу, вероятно, связанному с процессами зеленокаменного перерождения основных пород. Сюда относятся оталькование, амфиболитизация, пренитизация, хлоритизация. Вторичное минералообразование отчетливо локализовано в участках трещиноватости и вблизи контактов. Во всех случаях оно более позднее по отношению к основной фазе серпентинизации. Описаны случаи интенсивного окварцевания ультраосновных милонитов (Cann, Vine, 1966).

Процессы зеленокаменного перерождения магматических пород в рифтовых зонах носят характер регионального метаморфизма, но, очевидно, они не могут быть обеспечены одними только автометасоматическими преобразованиями

и метаморфической дифференциацией. Химический и минеральный составы пород указывают на привнос в массивы первичных магматических пород, по крайней мере таких компонентов, как H_2O и Na_2O , а также SiO_2 и сульфиды. Наиболее вероятно их ювенильное происхождение, связанное с дегазацией мантии. Пути проникновения ювенильных растворов служат зоны разломов, о чем, в частности, свидетельствует связь метасоматических процессов с дроблением пород.

Таблица 1

Химический состав зеленокаменно-измененных пород из рифтовой зоны Аравийско-Индийского подводного хребта

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47,91	49,40	48,30	56,80	54,12	45,10	46,18
TiO_2	1,60	1,87	1,20	0,30	1,10	0,60	1,06
Al_2O_3	15,27	15,16	14,80	16,15	17,20	16,30	15,55
Fe_2O_3	4,11	3,24	3,50	2,14	8,20	4,12	4,65
FeO	7,82	7,86	6,50	3,85	2,50	7,36	8,18
MnO	0,20	0,19	0,18	0,10	0,14	0,10	0,18
MgO	6,72	5,70	6,26	5,80	2,60	6,64	8,20
CaO	8,32	7,12	8,00	7,00	5,80	13,20	10,35
Na_2O	2,12	5,30	3,52	3,80	4,60	3,10	2,15
K_2O	0,24	0,26	1,50	0,40	0,40	0,90	0,80
H_2O^+	3,10	2,95	2,95	3,20	2,90	1,80	1,85
H_2O^-	1,80	0,80	0,64	0,60	0,50	0,58	0,52
Сумма	99,26	99,85	97,45	100,19	100,50	99,80	99,61

1 - среднезернистый диабаз; 2 - измененный диабаз-спилит; 3 - измененный мелкозернистый диабаз; 4 - измененный базальт; 5 - диабазовый порфирит, близкий к спилиту; 6 - соскритизированное габбро; 7 - уралитизированное габбро.

В рифтовых зонах прослеживаются разные степени зеленокаменного метаморфизма первичных магматических пород; причем особенно характерны промежуточные, неравновесные стадии. В результате наблюдается полиминеральность пород, сложное наложение минеральных ассоциаций разных метаморфических фаций.

В заключение следует подчеркнуть, что среди зеленокаменных пород рифтовых зон не обнаружено каких-либо петрографических разновидностей пород, которые отсутствовали бы на континентах в зеленокаменных комплексах геосинклиналей (спилит-диабазовая формация). Вероятно, это свидетельствует об определенных чертах сходства петрогенеза в обеих тектонических структурах. Совместное нахождение зеленокаменных пород с гипербазитами (петрографически близкими к альпинотипным) подтверждает такое сходство (Чернышева, 1969).

Литература

- Мурдмаа И.О., Прокошев Н.Г. О находке спилита в рифтовой зоне Аравийско-Индийского подводного хребта. - Докл. АН СССР, 1968, 181, № 2.
Чернышева В.И. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского подводных хребтов. - Океанология, 1969, IX, вып.4.

- Чернышева В.И. Петрография и химический состав шаровых лав Центрально-Индийского подводного хребта. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 2.
- Cann J.R. Vine F.J. An area on the crest of the Carlsberg ridge; petrology and magnetic survey. - *Phil. Trans. Royal Soc. London, A*, 1966, 259.
- Melson W.G., Van Andel T.H. Metamorphism in the Mid-Atlantic ridge 22°lat. - *Marine Geology*, 1966, 4.
- Wiseman J.D. Basalts from the Carlsberg ridge, Indian ocean. British Museum. The J. Murray Exp., 1933-1934, 1937, *Sci. Rep.* 3, N 1.

Ю.А. Кузнецов

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ТЕКТониКА

Возможность проявления любого магматизма и состав его продуктов определяется в конечном счете реологическими свойствами и составом того сектора коры и мантии, в пределах которого идут процессы магнообразования.

Участки коры и мантии, отличающиеся наиболее высокой тектонической активностью и названные Ю.М. Шейнманом тектоноферами, проявляются в верхней части коры геосинклинальным процессом, а на глубине продолжительным и массовым магнообразованием. Противоположными качествами обладают кратоны, находящиеся в состоянии тектонического покоя и характеризующиеся полной амагматичностью. Но эти крайние состояния не вечны. Геосинклинальный процесс приводит, как известно, к консолидации или, лучше, кратонизации подвижных областей. Не менее важным, хотя и менее изученным, является процесс деконсолидации, или декратонизации (ревивации, активизации и т.д.) кратонов, с которым связывается весь так называемый платформенный магматизм, магматизм областей активизации и крайним проявлением которого является возникновение тектоноферов и соответствующих им подвижных (в частности, и эвгеосинклинальных) областей, которые, видимо, всегда закладываются на древнем кратоне. Степень декратонизации кратонов может быть самой различной, чем и объясняется в конечном счете разнообразие геосинклинальных областей в отношении набора слагающих их формаций и их тектоники, а также наличие форм, переходных от собственно геосинклиналей к наложенным прогибам и даже платформенным синеклизам.

В основу предлагаемой первичной группировки магматических формаций положена известная схема Г.Штилле, предложенная им еще в 1940 г. и в общем выдержавшая проверку временем, хотя исследования последних лет дали возможность внести некоторые уточнения в эту схему и выявить некоторые новые закономерности.

Инициальный (начальный) магматизм не является чисто симатическим. Достаточно широко распространены контрастные базальт-диабазитовые формации.

Синорогенный магматизм эпохи замыкания геосинклинали гораздо сложнее и длительнее, чем это представлял Штилле. Он может быть подразделен на: а) ранний синорогенный магматизм стадии формирования первичных антиклинальных поднятий и островных дуг с андезито-базальтовым и базальт-трахитовым вулканизмом и разнообразными существенно габброидными формациями, и б) поздний гранитоидный синорогенный магматизм, в случае интенсивного проявления обуславливающий стабилизацию подвижной зоны и отличающийся обычным отсутствием эффузивных эквивалентов. Все перечисленные типы магматизма и соответствующие формации, как правило, не выходят за пределы подвижных зон, что обусловлено значительным различием в физических свойствах этих зон и их рамы.

Рано или поздно подвижная зона консолидируется и приходит в квазикратонное состояние, характеризующееся блоково-разломной (германотипной) тектоникой и общим поднятием. Наступает орогенный этап. Этот важный переломный момент в развитии подвижной зоны фиксируется накоплением континентальных моласс или же массовым, преимущественно средним и кислым

вулканизмом. Это субсеквентный магматизм Штилле, или посторогенный магматизм русских тектонистов. Естественно, что на этой стадии различия в свойствах подвижной зоны и ее рамы стираются. Поэтому субсеквентный магматизм, особенно интрузивный, часто оказывается внегеосинклинальным. Кроме того, необходимо подчеркнуть, что точно такой же магматизм, несущий все особенности субсеквентного, иногда развивается и при диаметрально противоположном процессе — декратонизации кратона, когда взламывание последнего приводит прямо к квазикратонному состоянию, минуя ортогеосинклинальное (области дива и т.д.). Принимая во внимание последнее обстоятельство, в общей систематике магматических формаций термин квазикратонный магматизм можно предпочесть терминам "субсеквентный", или "посторогенный" магматизм или "магматизм зон активизации", которые являются только частными случаями квазикратонного. Магматизм устойчивых областей или кратонов тоже проявляется только при их взламывании и приведении в слабоподвижное состояние.

С учетом изложенного выше предлагается следующая первичная группировка и магматических формаций:

1. Инициальный магматизм (собственно геосинклинальная стадия): недифференцированный или контрастные базальтовые и базальт-риолитовые (спилит-диабазовые и т.д.) и субвулканические габбро-диорит-диабазовые и габбро-плагиогранитовые формации; гипербазитовая формация.

2. Ранний синорогенный магматизм (стадия формирования первичных антиклинальных поднятий и островных дуг): андезит-базальтовая, базальт-трахитовая, разнообразные существенно габброидные формации (габбро-норитовая, габбро-пироксенит-дунитовая, габбро-сиентовая), габбро-диорит-гранодиоритовая и близкие к ней формации.

3. Поздний синорогенный магматизм (в случае интенсивного проявления обуславливает стабилизацию подвижной зоны): гранитоидные формации пестрого состава, высокоглиноземистые калиевые граниты. В эту же группу могут быть отнесены гнейсо-гранитные и мигматитовые (и миаскитовые?) формации зон смятия.

4. Квазикратонный магматизм проявляется различно в зависимости от характера предистории области его развития.

В одних случаях квазикратонный магматизм проявлен в образовании андезито-дацитовых и дацит-липаритовых эффузивных и тесно с ними связанных гранитоидных интрузивных формаций (гранодиорит-гранитная, биотитовых гранитов, лейкократовых и аляскитовых гранитов); в других — образуются эффузивные формации с повышенной основностью и щелочностью (базальт-андезит-липаритовая, трахи-базальт-трахилипаритовая), а среди интрузивных — наряду с гранодиоритовыми и гранитовыми формациями часто тоже отличающимися повышенной щелочностью, появляются и собственно щелочные формации нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, а также щелочных габброидных и нефелиновых бесполовошпатовых пород. Характерно широкое развитие вулканоплутонических ассоциаций и дайковых самостоятельных малых интрузий.

5. Магматизм устойчивых областей или кратонов характеризуется преимущественно основным составом (трашговая, толеит-базальтовая и оливин-базальтовая, щелочно-базальтоидная, кимберлитовая) формаций; но, кроме них, достаточно широко развиты в пределах зон дробления древних кратонов также и интрузии чисто гранитового и нефелин-сиенитового составов. Характерны для всех формационных типов центральные и кольцевые интрузии и вулканоплутонические ассоциации.

МАГМАТИЗМ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Проблеме тектонической активизации в последние годы уделяется большое внимание специалистами различных направлений геологической науки. Определенный итог нашим знаниям в этом вопросе был подведен еще в 1962 г. на II Всесоюзном тектоническом совещании в Душанбе, где процессы активизации оценивались как принципиально новая стадия в развитии земной коры, а новейшая (неоген-четвертичная) активизация рассматривалась некоторыми исследователями (А.А. Борисовым, Б.А. Петрушевским и др.) как начало зарождения современных геосинклиналей. Значительное внимание областям активизации было уделено на IУ Металлогеническом совещании в Ленинграде (1965 г.), когда области тектоно-магматической активизации было предложено выделять как особую группу металлогенических структур, захватывающих разновозрастные складчатые зоны и платформы. Позднее при составлении Карты магматических формаций СССР петрографы ВСЕГЕИ пришли к необходимости выделения, кроме формаций складчатых областей и платформ, особой группы магматических формаций постконсолидационной активизации.

Однако у различных групп и школ геологов все еще существуют разногласия не только по вопросам терминологии, но и в понимании самого существа процесса тектоно-магматической активизации.

Одни исследователи, основываясь на сходстве магматических формаций поздних этапов развития складчатых областей и формаций их постконсолидационной активизации, отождествляют процессы активизации с завершающими стадиями тектоно-магматического цикла. Другие, подчеркивая ту же однотипность указанных групп формаций, напротив, поздние этапы развития геосинклинально-складчатых областей и их последующую постконсолидационную активизацию отрывают от геосинклинального периода (т.е. от ранних и средних этапов, по Ю.А. Билибину) и рассматривают их совместно как проявление особого "третьего типа развития континентальной коры", который протекает одновременно, в одинаковых формах захватывает территории с различной степенью консолидации (Карпова, 1968). Третья группа исследователей, к которой принадлежат и авторы данной статьи, считает, что процессы активизации характеризуются специфическими особенностями тектонического режима и магматизма, которые нельзя отождествлять с поздними стадиями развития геосинклинально-складчатых областей, так как зоны тектонической (тектоно-магматической) активизации всегда более поздние по отношению к структурам, в пределах которых они развиваются, и не наследуют предшествующего развития этих структур. При этом выделяются две принципиально различные группы процессов, приводящие к формированию разных по особенностям тектоники и магматизма активизированных областей: а) процессы отраженной активизации консолидированных структур рам геосинклиналей, обусловленные происходящими в последних тектоническими процессами; б) процессы автономной активизации, проявляющиеся вне связи с развитием соседних геосинклиналей или складчатых систем (Шеглов, 1968).

Поздние же стадии тектоно-магматического цикла с их особой тектоникой, с широким развитием наземных андезит-дацитовых и дацит-липаритовых формаций, образующих часто вулканические пояса с комагматическими и субвулканическими и гипабиссальными телами гранитоидов, завершают эволюцию складчатого процесса и всегда непосредственно следуют за главной складчатостью и внедрением синорогенных интрузий существенно гранодиоритового состава. Эти стадии характеризуются консолидацией складчатых структур и перемещением тектонических процессов и области магмообразования в более верхние зоны земной коры. В связи с этим и возникают ряды комагматических эффузивных и интрузивных формаций преимущественно

кислого состава. Особенностью магматизма поздних стадий является, как известно, появление в конце их, при достаточной консолидации складчатых структур, особых базальтовых или липарит-базальтовых (иногда трахилипарит-трахибазальтовых) формаций; они приурочены обычно к наложенным грабен-синклиналям и приразломным впадинам и формируются только в континентальных условиях в связи с глыбовыми движениями на фоне общего поднятия территории (конечные этапы, по Ю.А. Билибину, финальный вулканизм Штилле). Такие липарит-базальтовые комплексы, известные в Казахстане в складчатой области, в Тургае и Восточном Зауралье, Тянь-Шане, Туве и Восточном Забайкалье, образуют вместе с прелшествующими им андезитовыми и липаритовыми комплексами единые, так называемые регрессирующие магматические серии (Кривенко, Павлов, 1963). Для них характерно затухание интенсивности кислого вулканизма и кратковременное оживление деятельности новых базальтовых очагов. Липариты в таких липарит-базальтовых формациях, всегда количественно резко подчиненные базальтам, рассматриваются одними исследователями как продукты деятельности затухающих очагов гранитоидной магмы, а другими — как дериваты толеит-базальтовой магмы, дифференцировавшей в ходе вулканического процесса по схеме Боуэна. Таким образом, можно предполагать, что в конце стадии консолидации складчатых областей тектонические процессы вновь протекают на больших глубинах, что отражается в проявлениях наземного существенно базальтового вулканизма.

Магматическим формациям поздней (консолидационной) стадии тектономагматического цикла действительно иногда оказываются близкими по составу, геохимии и металлогении формации постконсолидационной активизации. Однако такое сходство этих двух групп формаций устанавливается лишь в тех случаях, когда активизация проявляется в консолидированных складчатых структурах, не прошедших полного цикла развития.

В целом же тектономагматической активизации, во времени всегда оторванной от окончания формирования и консолидации складчатых структур и наступающей после длительного периода тектонического покоя, подвергаются разнотипные и разновозрастные консолидированные структуры: платформы и их щиты, области завершенной складчатости, срединные массивы и реже крупные геантиклинальные поднятия ("срединные массивы второго рода", по В.Е. Хаину). Поэтому при анализе процессов магматизма в областях тектонической активизации необходимо учитывать не только два указанных генетических типа активизации, но также и характер активизированных структур.

Проявления магматизма в областях (зонах) отраженной активизации связаны с той или иной стадией развития соседней более молодой геосинклинально-складчатой области; причем для каждой стадии характерен определенный состав сопряженных с ней магматических формаций в зонах активизации. Поэтому в группе постконсолидационных формаций зон отраженной активизации мы находим производные как мантийных базальтовых и ультраосновных, так и коровых (анатектических) гранитоидных магм. Так, магматические формации зон активизации, сопряженные с ранними стадиями развития геосинклинали, имеют основной и ультраосновной состав (габбро-диорит-диабазовая, перидотит-пироксенитовая, перидотит-пироксенит-норитовая, щелочно-основная, щелочно-ультраосновная с карбонатитами). Для них свойственны трещинный характер и строгий контроль локальными разрывными нарушениями, возникающими в краевых зонах геосинклинальных прогибов.

В середине стадии развития геосинклиналей, во время проявления главных фаз складчатости в их активизированных бортовых частях формируются крупные плутоны гранодиоритового и гранитового состава, иногда несущие слабую редкометальную минерализацию. Такие гранитоидные массивы, всегда приуроченные к крупным разрывным нарушениям, известны, например, в бортовых частях мезозойских и палеозойских геосинклинальных прогибов и в выступах срединных массивов в Восточном Саяне, Монголии, Забайкалье.

Сюда же относятся все приведенные Ю.А. Кузнецовым и А.Л. Яншиным (1967) примеры так называемых внегеосинклинальных гранитов.

Наиболее интенсивно в пределах активизированных краевых зон геосинклинально-складчатых систем проявляются магматические образования, соответствующие поздним стадиям их развития. Они представлены преимущественно гранитоидными формациями, либо близкими и даже идентичными гранитоидным формациям поздних стадий, либо отличающимися от последних повышенной щелочностью вплоть до появления в их составе щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (щелочно-гранитоидная формация). Повышенной щелочностью отличаются также эффузивные ассоциации, появляющиеся в активизированных зонах синхронно с группой наземных порфировых формаций поздней стадии развития соседней складчатой области (трахиандезитовая, трахилипаритовая, трахилипарит-трахибазальтовая формации).

В зависимости от характера тех консолидированных структур, которые подвергаются активизации, различаются два вида отраженной активизации со свойственным каждому из них характером магматизма:

1. Активизация краевых частей геосинклинальной рамы и крупных геосинклинальных поднятий, созданных предшествующим незавершенным тектономагматическим циклом. Такая активизация, наблюдаемая обычно в полициклических складчатых областях, выражается в основном в образовании системы расколов жестких структур. Возникающие при этом постконсолидационные магматические формации по составу аналогичны или близки синхронным им формациям геосинклинально-складчатой области. Это типичный ксеногенный, или наложенный, магматизм, характеризующийся тем, что магматические образования, возникающие в пределах геосинклинали или созданной на ее месте складчатой области, не размещаются в последней, а выходят по разломам в краевые части жесткой геосинклинальной рамы. Поэтому в зонах такой активизации мы встречаем те же интрузивные (диорит-гранодиоритовые, гранодиорит-гранитовые, гранит-лейкогранитовые, гранит-граносиенитовые) и эффузивные (андезитовые, трахиандезитовые, липаритовые, трахилипаритовые, липарит-базальтовые) формации, что и в самой геосинклинально-складчатой области.

2. Активизация геосинклинальных рам или срединных массивов, созданных либо значительно более древним циклом (например, герцинская активизация в байкалидах), либо непосредственно предшествующим активизации завершенным циклом, т.е. когда складчатые структуры, прошедшие стадию консолидации, приобрели уже большую стабильность и жесткость. В этом случае тектонические движения в геосинклинально-складчатой области вызывают значительные по масштабам и амплитудам глыбовые перемещения в геосинклинальной раме, которые сопровождаются постепенным снятием давления под сводами жестких консолидированных структур, что вызывает мобилизацию вещества на различных энергетических уровнях и возникновение местных очагов плавления как гранитоидной, так и базальтовой магм. Внедрение таких магм (обычно сложных по составу) за пределами областей складчатости в жесткие структуры и кристаллизация их в относительно спокойных тектонических условиях способствовали значительной дифференциации расплавов в интрузивных камерах. Последняя приводила к образованию сложно дифференцированных (нередко расслоенных) интрузивных и эффузивно-интрузивных ассоциаций, совершенно неизвестных в геосинклинально-складчатых областях, но часто близких типичным платформенным образованиям. Примерами таких постконсолидационных магматических образований могут служить комплексы первично-расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий Северного Казахстана, Тувы, Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна, Северного Прибайкалья, щелочно-основные и щелочно-ультраосновные комплексы Кольского полуострова и Северной Карелии, Северного Казахстана (Кокчетавской глыбы), Южного Тянь-Шаня, Восточного Саяна, Алданского щита, Сихотэ-Алиня, олигоценовый комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов Памбака на Малом Кавказе и девонский синнырский щелочной комплекс в

Байкало-Витимском поднятии, среднетриасовый оджукский комплекс щелочных базальтоидов в Южном Гиссаре и др. Металлогения таких доконсолидационных формаций существенно отличается от металлогении синхронных им формаций геосинклинально-складчатых областей, тогда как формации зон отраженной активизации первого вида в металлогеническом отношении практически не отличаются от синхронных и аналогичных им формаций складчатых областей.

Таким образом, процессы отраженной активизации, зависящие от развития смежной геосинклинально-складчатой области, всегда имеют ограниченное, локальное проявление. Они накладываются на участки жестких, консолидированных структур либо внутри геосинклинальной области (геоантиклинальные поднятия, срединные массивы), либо в непосредственно примыкающих к ней частях ее более древнего складчатого обрамления (рамы). Тектонические движения, вызывающие и сопровождающие отраженную активизацию, локализируются в верхних горизонтах земной коры и с глубинными процессами, происходящими в мантии, непосредственно, вероятно, не связаны.

Для магматических формаций зон отраженной активизации устанавливается четкая зависимость особенностей их состава (степень дифференцированности, щелочности и пр.) от степени консолидации структур, подвергающихся активизации, о чем уже шла речь выше. Это же обстоятельство неоднократно отмечал в своих работах и Ю.А. Кузнецов.

Совершенно иной характер и природу имеют процессы автономной активизации, связанные с особой формой развития земной коры, которая вызывается глубинными процессами в мантии. В проявлении магматизма в областях автономной активизации выделяются три стадии, которые фиксируют определенные этапы развития этих областей.

В первую стадию в некоторых регионах (Западное Забайкалье, Родопы, Буреинский массив и др.) образуются континентальные вулканогенные формации, в ассоциации с которыми проявляются пестрые по составу трещинные, часто субвулканические интрузии. Выделяются области активизации с преобладающим развитием магматических образований кислого, основного, щелочного и смешанного составов. Каждой из таких областей характерен соответственно свой металлогенический профиль — оловянно-вольфрамовый, полиметаллический, редкоземельный, молибдено-вольфрамовый и золотой.

В проявлении магматических образований особая роль принадлежит разрывным нарушениям, которые не только контролируют размещение сложных вулканогенно-интрузивных комплексов, но, очевидно, и обуславливают их появление, являясь магмоподводящими и магмогенерирующими разрывами одновременно.

Очень часто вулканогенно-интрузивные комплексы локализируются в областях активизации на пересечении систем разлома и радиальных разрывов, что обуславливает их отчетливо выраженную групповую концентрацию. Такое положение характерно для щелочных интрузий Алданского, Бразильского и Канадского щитов. Для таких магматических тел, сложных по составу, типичны лакколитоподобные, штокообразные формы зонально-кольцевого строения, усложненные вулканическими постройками.

Во вторую стадию активизации, которая во многих областях фиксируется образованием наложенных приразломных депрессий, выполненных континентальными молассами и угленосными отложениями, возникают малые субвулканические интрузии (штоки, лакколиты и дайки) основных щелочных пород (тешениты, кринаниты, лимбургиты, шошониты и др.) и ассоциирующие с ними ограниченные по площади поля эффузивов. Такие интрузии известны в Западном Забайкалье, Чешском массиве, Родопах, Верхне-Рейнском массиве, Африке и других регионах.

Во всех указанных регионах с этими интрузиями ассоциируют в пространстве и во времени флюоритовые месторождения эпитермального типа. Особенно контрастно такая связь выявляется на примере Западного Забайкалья,

где щелочные основные интрузии характеризуются резко повышенной флюоритоносностью, а в некоторых случаях непосредственным переходом своих тонких апофиз в кварц-флюоритовые окончания.

Наконец, третья, завершающая, стадия проявления магматизма в областях автономной активизации выражена покровами трахибазальтов, слагающих как правило, небольшие плато. Представителями таких образований являются известные оливин-базальтовые формации Западного Забайкалья, Монголии, Центрального Французского массива, плато Аир и Тибесети в Западной Африке и др.

Эти формации достаточно полно освещены в известных трудах Ю.А. Кузнецова (1964), И.В. Белова (1963) и других геологов и не нуждаются в специальной характеристике. Важно только отметить, что в областях отраженной активизации подобные магматические образования практически не известны.

Проявление магматизма в областях автономной активизации не ограничивается узкими зонами, примыкающими к геосинклинальным прогибам; наоборот, наиболее интенсивно магматизм проявляется в удалении от последних, в центральных частях активизированных областей. В особенности это характерно для эффузивов трахиандезитовой формации, излияния которых захватывают центральные районы областей автономной активизации; примером к сказанному могут служить трахибазальты Центрального Французского массива, Западной Африки, Витимского плоскогорья и др.

В разных областях автономной активизации магматизм различных стадий резко неодинаков по интенсивности и характеру проявления. Для некоторых областей активизации магматизм первой стадии не типичен или проявляется без развития вулканических формаций. В этом отношении показательно проявление молодых оловоносных интрузий Западной Африки, которые формируются на жестком докембрийском субстрате без предварительного образования наложенных впадин, выполненных вулканическими образованиями. Однако следует подчеркнуть, что становлению оловоносных гранитоидов всегда предшествуют излияния кислых лав, которые в "эмбриональном виде" отражают общую для многих областей активизации особенность, заключающуюся в тесной ассоциации оловоносных гранитов с покровами кислых эффузивов.

Рассмотрев кратко вопрос об основных особенностях проявлений магматизма в областях автономной активизации, подчеркнем, что эти процессы фиксируются лишь в строго определенные геологические эпохи: поздний протерозой - ранний кембрий, девон, пермо-триас, мел, неоген ранний плейстоцен. Характерно, что эти эпохи соответствуют границам тектоно-магматических циклов в геосинклинально-складчатых областях (подвижных поясах) и точно совпадают с этапами магматической деятельности на платформах. В статье В.Н. Москалевой, Е.Т. Шаталова, Д.С. Харкевича, помещенной в настоящем сборнике, уже было подчеркнуто, что этапы проявления типичных платформенных формаций (трапповой, трахибазальтовой, кимберлитовой) тесно сопряжены во времени с зарождением новых геосинклиналей и со стадиями интенсивного развития в них инициального фемического магматизма. Эта важная особенность магматизма платформ неоднократно отмечалась и другими исследователями, но до сего времени она не получила однозначного истолкования. Так, Ю.М. Шейнманн, впервые четко отметивший эту закономерность, указывал, что в областях распространения траппов на платформах излияния во времени примерно соответствуют максимальным тектоническим движениям в образующейся складчатой структуре, с которой трапповая область территориально граничит (Шейнманн, 1956). Такую особенность соотношения орогенных зон и областей магматизма на платформах он объяснял как результат влияния процессов, происходящих в орогенной области или в геосинклинали на платформу (иначе говоря, как отраженную активизацию в современном понимании этого термина).

Сопоставление во времени проявления инициального фемического магма-

тизма геосинклинально-складчатых областей, базальтового и кимберлитового магматизма платформ и магматической деятельности в областях автономной активизации позволяет нам более определенно говорить не только о синхронности всех этих трех явлений, приводящих к возникновению в областях с разным тектоническим режимом разновозрастных и совершенно различных групп магматических формаций, но и о взаимосвязи этих процессов, вызываемых, вероятно, общими для них причинами.

Области автономной активизации, как известно, характеризуются целым рядом общих для всех них особенностей, из которых наиболее существенно наличие в них сводовых поднятий, блоковой тектоники, рифтовых структур, высокой сейсмичности, повышенных значений теплового потока, отрицательных изостатических аномалий (Артемьев, Артюшков, 1967). Не менее важно и то, что для областей автономной активизации типичен определенный разрез тектоносферы, для которого устанавливается резкое уменьшение сиалического слоя за счет увеличения базальтового при общей незначительной мощности земной коры и относительно малых глубинах залегания верхней мантии. В этом отношении области автономной активизации отличаются от областей отраженной активизации, которые характеризуются мощной сиалической корой.

Основываясь на всех приведенных фактах, мы можем заключить, что процессы автономной тектоно-магматической активизации, сопряженные с ними по времени стадии заложения крупных геосинклинальных систем, и этапы базальтового и кимберлитового магматизма на платформах являются, очевидно, результатами единых глубинных процессов, охватывающих в отдельные эпохи обширные области с различным строением земной коры. Вполне возможно, что исходной причиной этих процессов, как предполагают М.Е. Артемьев и Е.В. Артюшков (1968), являются конвекционные токи в мантии, вызывающие растяжение земной коры, что, в свою очередь, влечет за собой пологие изгибы фундамента и образование рифтовых структур. Последние, вероятно, следует рассматривать как одну из главнейших тектонических форм проявления автономной активизации. Аномальный разогрев вещества недр в зонах рифтов приводит к постепенному понижению его вязкости; разломы сменяются пластичными деформациями, которые, по-видимому, в конечном счете могут приводить при продолжающемся растяжении коры к перерождению системы рифтовых впадин в некомпенсированные геосинклинальные прогибы. Если это действительно так, то тогда становится понятным, почему следы древней (докайнозойской) автономной активизации, и в том числе ее магматизма, мы наблюдаем значительно реже, чем новейшей; они устанавливаются лишь в тех случаях, когда не происходит перерождения рифтовых систем в геосинклинали, развивающиеся затем в складчатые области.

В заключение необходимо указать, что области отраженной и автономной тектоно-магматической активизации обычно являются и крупными рудоносными структурами, с выявлением которых связано решение практических вопросов. Так, например, в областях отраженной активизации возможно открытие сульфидных медно-никелевых, медно-молибденовых и золото-молибденовых рудных зон и провинций; области автономной активизации перспективны на оловянно-вольфрамовое, полиметаллическое, флюоритовое и другое орудение. Поэтому всестороннее изучение магматизма этих структур в настоящее время приобретает большое прикладное значение, при котором установление диагностических признаков рудоносных интрузий и ассоциирующих с ними вулканогенных образований становится одной из главных задач петрологических исследований, непосредственно влияющих на оценку перспектив крупных регионов.

ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЗМ ТАЛЫША И ЕГО СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ

Талышская тектоническая зона, являющаяся одним из интереснейших и малоизученных регионов Малокавказско-Эльбурской геосинклинальной системы, характеризуется широким развитием палеогенового вулканизма основного субщелочного состава.

Изучение структурно-фациальных особенностей развитых здесь осадочно-вулканогенных и вулканогенных образований, характера их пространственного распространения и приуроченности к определенным структурам позволило нам весь комплекс разбить на три формации: 1) туфогенно-осадочную (верхний мел-палеоцен), 2) вулканогенную (субщелочная базальтоидная) (эоцен), 3) осадочную (олигоцен-миоцен).

Туфогенно-осадочная формация верхнего мела-палеоцена, участвующая в сложении Астаринского поднятия (юго-восточная часть одноименного антиклинория), представлена в нижней обнаженной части верхнемеловыми известняками (мощностью до 50 м), которые на поднятом юго-западном крыле Дыльмадинской антиклинали, трансгрессивно перекрыты через базальные конгломераты туфогенно-осадочной свитой дания-палеоцена.

Эоценовая вулканогенная (базальтоидная) формация имеет наибольшее развитие и при общей мощности до 4200 м слагает Астаринский антиклинорий, Лерикский синклинорий и Буроварское поднятие, налегая с угловым несогласием (углы падения $10-15^\circ$) через базальные конгломераты на эродированные отложения дания-палеоцена. Эоценовые вулканогенные образования подразделяются на две субформации, соответствующие двум фазам проявления вулканизма: 1) ниже-среднеэоценовая - осадочно-вулканогенная - и 2) верхнеэоценовая-вулканогенно-осадочная.

В начальной стадии вулканизм первой фазы выражен аналцитомовыми лейцит-санидиновыми туфами трахиандезитов (400 м), развитыми на юго-западном борту Астаринского поднятия, переходящими через Талышский хребет по простиранию на территорию Ирана. Вулканические центры данной стадии вулканизма связаны с разломами, расположенными на территории Иранского Азербайджана.

Вулканизм промежуточной стадии представлен вулканическими конгломерато-брекчиями и лавобрекчиями андезито-базальтов и базальтов, развитыми преимущественно в области Космальянского прогиба (440 м) и сравнительно меньше на юго-западном борту Астаринского поднятия (50-100 м). Вулканические центры этой стадии вулканизма, сложенные лавобрекчиями андезито-базальтов, располагаются линейно по Талышскому хребту с юго-востока на северо-запад - Шандан-каласы, Ляжи, Диваши, Большой и Малый Калапуты, Зеленая сопка и ряд других безымянных высот.

Вулканизм более поздней стадии характеризуется лавами и вулканокластами пикрит-трахибазальтов, лейцитовых гефритов и базанитов, развитых преимущественно в Космальянском прогибе (до 450 м) и локально по юго-западному борту Астаринского поднятия (150-200 м). Основными центрами извержения в прогибе служили Гельдаринский и Говеринский вулканические аппараты, а в области поднятия - Шандан-каласы и Зеленая сопка, представленные субвулканическими интрузивами эссекситов, крианитов и габбро-тешенитов. Помимо этих центров, извержение происходило также через серию трещинных подводящих каналов, выраженных субэффузивными дайками северо-западного, субмеридионального и северо-восточного направления. В конце этой стадии вулканизма образуется осадочно-туфогенная толща (мощностью 350-400 м), развитая лишь в Космальянском прогибе и выклинивающаяся в сторону Астаринского поднятия.

После кратковременного затишья вулканизм возобновляется. Извергаются вулканические конгломерато-брекчии и лавобрекчии трахиандезито-базальтов и эгириновых трахиандезитов (200–250 м), развитые по северо-восточному борту Астаринского поднятия и значительно более (400–450 м) в Космальянском прогибе. Центрами извержений на этой стадии служили куполообразные вулканические аппараты Разгов, Розанов, а также ряд других (Арвана, Дыман). Для пород данной стадии вулканизма характерно наличие многочисленных, цепочкой расположенных тектонических глыб, "утесов" и "гривок" верхнемеловых известняков, захваченных из верхнемелового субстрата.

Вторая фаза эоценового вулканизма проявилась преимущественно в Лерикском прогибе, причем ей предшествовало образование флишевой туфогенно-осадочной толщи. Ее максимальная мощность (до 1000 м) – в юго-восточной части прогиба, где она представлена туфо-алевролитами, тонко- и мелкозернистыми туфопесчаниками и аргиллитами, и минимальная (до 200 м) – в северо-западном направлении, где появляются средне-крупнозернистые и гравелитовые туфопесчаники.

Вулканизм начинается вулканокластами и лавами трахиандезито-базальтов и лейцитовых трахиандезитов, являющихся продуктами извержения вулканов центрального и трещинного типов. Центрами извержения служили аппараты Бузеир, Пешагол и Кыз-каласы, вытянутые цепочкой вдоль продольного разлома борта прогиба и представленные субвулканическими интрузиями порфировидных трахиандезитов. Вблизи этих центров мощность вулканогенных пород достигает до 1000 м, а на северо-запад уменьшается до 200 м; затем они полностью выклиниваются.

После этой фазы вулканизма происходит образование глинисто-алевритопесчаной флишеидной толщи (200–300 м), развитой как в Лерикском прогибе, так и на Буроварском поднятии. Причем, если в прогибе контуры ее развития характеризуют границы верхнеэоценового бассейна, то в области поднятия они срезаны Предташымским разломом глубокого заложения и захоронены под четвертичные отложения.

Конец эоцена – начало олигоцена для Талыша является периодом общего поднятия и складчатости (эоценовый структурный этаж). В этот период на северо-западе, в пределах закладывающегося Дыман-Ярдымлинского прогиба, наблюдается вулканизм центрально-трещинного типа, контролируемый северо-восточными разломами. Продукты его представлены витрофировыми и лапиллевыми трахибазальтами и вариолитовым и лейцитовыми трахиандезитами. Субвулканические интрузивы этого времени – Аваш, Дагузи, Кюракчи, Арпачку, Кулиташ и другие – представлены эссекситами, габбро, долеритами и базальтами.

С этим же периодом общего поднятия Талыша связано оживление эоценовых разломов глубокого заложения. К ним приурочивается ряд мелких субвулканических тел (по Талашскому хребту, на горе Дыздылах, а районе Дымана, Арвена и др.) долеритового и долерит-базальтового состава, а также несколько мощных пластовых интрузий (до 150 м) пироксенитов, прорывающих отложения дания-палеоэоценового возраста. Однако наибольшее количество субвулканических тел этого возраста отмечается в центральной части Лерикского прогиба (лакколиты и штокообразные тела) и на юго-западном борту Буроварского поднятия (пластовая интрузия базальтов мощностью 100–150 м и протяженностью 25–30 км). В это же время происходит формирование крупных интрузивов габбро-пироксенитов и биотитовых габбро Гамарата, Ньюдис-каласы и др.

Посторогенный этап характеризуется слабо дислоцированными молласовыми песчано-глинистыми отложениями (майкопская свита 2500 м) Ярдымлинского и Астраханбазарского прогибов, несогласно лежащими на верхнеэоценовых отложениях (олигоцен-миоценовый структурный этаж).

Рассмотрение структурно-фациальных особенностей эоценовых вулканогенных образований позволяет наметить некоторые общие закономерности в их формировании и выявить роль крупных северо-западных разломов в прост-

ранственном распределении различных фаций. Устанавливается, что вулканические центры ниже-среднего и верхнеэоценового вулканизма располагались на узлах пересечения продольных и поперечных разломов.

Наблюдаемая миграция вулканической активности по северо-западным глубинным разломам с юго-запада на север-северо-восток является непосредственным отражением блоковой структуры верхнемелового - палеоэоценового субстрата. В результате менялся общий план магмаконтролирующих структур, среди которых ведущая роль переходила от одних северо-западных глубинных разломов к другим; причем в каждую стадию вулканизма оживлялись новые системы продольных разломов, на которых возникали новые вулканические центры, а прежние либо слабо активизировались, либо совершенно за-
тухали.

Смена субщелочных пород в ниже-среднеэоценовом этапе происходила от трахиандезитов - андезито-базальтов, базальтов-пикрит-трахибазальтов и трахидолеритов к лейцитовым базанитам - эгириновым трахиандезитам. В верхнеэоценовом этапе эта смена происходила от трахиандезитовых базальтов к лейцитовым трахиандезитам. Этот ряд пород, отражающий изменение родоначальной магмы в процессе дифференциации магматического очага, характеризуется различным химико-минеральным составом. Наблюдается определенная закономерность в кристаллизации силикатных минералов, выражающаяся в последовательном выделении андезина (№ 44-48), лабрадора (№ 56-60) и далее анортклаза, лейцита и анальцима. В кристаллизации цветных компонентов существенная роль принадлежит титанистым и глиноземистым авгитам, а на конечных стадиях кристаллизации происходит обогащение их эгириновой молекулой, т.е. смена составов темноцветных минералов в рассматриваемых разностях направлена по линии: оливин-диопсид - авгит - титан-авгит - эгирин-авгит - эгирин.

В результате дифференциации расплава к концу каждой фазы ниже- и среднеэоценового и верхнеэоценового вулканизма наблюдается повышение содержания щелочей; причем на ранних стадиях ниже- и среднеэоценового вулканизма отмечается преобладание K_2O над Na_2O , а на конечных - это соотношение изменяется в сторону увеличения Na_2O . В верхнеэоценовом этапе вулканизма наблюдается аналогичное изменение содержания щелочей и некоторое возрастание количества кремнезема. Увеличение химического потенциала калия приводит к парагенезису более основных плагиоклазов с более железистыми темноцветными минералами и лейцитом, а на конечных этапах увеличение химического потенциала натрия - к образованию андезин-лабрадора, эгирин-авгита, эгирина и баркевикита.

Такое изменение состава магматического расплава является, очевидно, результатом продолжающихся процессов ассимиляции и дифференциации в глубинном магматическом очаге, происходящих в процессе поднятия субстрата и перемещения магматического расплава в более верхние горизонты земной коры.

С ниже-среднеэоценовым и частично верхнеэоценовым вулканизмом тесно связаны процессы поствулканического минералообразования, обусловившие образование хлорита, анальцима, натролита, ломонтита, гейландита, томсонита и кальцита.

По условиям образования среди цеолитов Талыша выделяются три генетических типа: 1) позднемагматический (интерстиционный) - анальцим; 2) поствулканический гидротермальный (в миндалинах и жеодах), 3) осадочно-эксгальсионный - анальцим. Последний тип наиболее распространен и приурочен к толще анальцимовых лейцит-сандидиновых туфов трахиандезитов и осадочно-туфогенным толщам. Анальцим в них развивается по пепловому цементу и связан с процессами регионального эпигенеза и метагенеза, возникающими при определенных физико-химических условиях взаимодействия пород с окружающей водной средой.

С ниже-среднеэоценовым вулканизмом связано также медное рудопроявление, приуроченное к нарушениям северо-восточного направления. Минера-

лизация представлена малахитом и азурином, наблюдающимися в миндалинах и в виде точечно-вкрапленной импрегнации.

Изучение распределения микроэлементов показало повышенное содержание (против кларка) таких элементов, как кобальт, никель, ванадий, хром, медь. От нижнего эоцена к среднему содержание этих элементов уменьшается с уменьшением содержания окиси магния, закисного и окисного железа. В связи с этим наблюдается закономерное накопление некоторых малых петрогенных и редких элементов (Ba, Sr, Ga и др.) в дифференцированных рядах пород от основных членов к более средним. Это связано с процессами кристаллизационно-фракционной дифференциации магматического расплава, при которых магма, очевидно, "сбрасывает" часть элементов группы железа и обогащается малыми петрогенными и редкими элементами.

Субщелочной характер вулканогенных комплексов Талыша обусловлен приуроченностью их к периферии эльбурской геосинклинальной зоны (к северо-восточному крылу мегаантиклинория Малый Кавказ - Эльбурс), где в специфической геологической обстановке наблюдаются меньшее переплавление и ассимиляция вмещающих пород базальтовой магмой, что могло привести к относительному обогащению ее щелочами и обеднению кремнеземом.

Литература

- Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. Изостазия и тектоника. - Геотектоника, 1967, № 5.
- Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. О происхождении рифтовых впадин. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 4.
- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
- Карпова Е.Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. Труды ВСЕГЕИ, 1968, 155.
- Кривенко А.П., Павлов А.Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы. - В сб. "Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области". Новосибирск, 1963.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. - Геол. и геофиз., 1967, № 10.
- Шейнманн Ю.М. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах. - Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2.
- Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Изд-во "Недра", 1968.

Ю.А. Кузнецов, В.И. Богнибов, А.Н. Дистанова,
В.Н. Довгаль, Г.В. Поляков, Е.С. Сергеева,
А.Е. Телешев, Г.С. Федосеев, Л.В. Алабин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В геологической истории ранних каледонид Алтае-Саянской складчатой области гранитоидный магматизм проявился трижды: 1) очень ограниченно

в раннем кембрии, отчасти, быть может, в верхнем рифее, в связи с формированием массивов габбро-плагиогранитной и плагиогранитной формации, 2) наиболее широко в верхнем кембрии-ордовике, в момент формирования сининверсионных гранитоидных батолитов и, наконец, 3) в среднем палеозое, в связи с девонским вулканизмом эпохи сводово-глыбовых движений и формированием межгорных впадин и прогибов.

Массивы габбро-плагиогранитной и плагиогранитной формаций представляют собой гиабиссальные или близповерхностные эквиваленты эффузивов спилито-кератофирового ряда формаций зон рифейско-нижнекембрийских интрагеосинклинальных прогибов. Это образования собственно геосинклинального периода развития ранних каледонид Алтае-Саянской области. Они появились тогда, когда тектонические структуры области претерпели некоторую дифференциацию, повлекшую за собой появление различных, в разных структурах, вулканогенных комплексов (спилито-диабазовых, диабаз-альбитофировых и диабаз-кератофировых), которые сменили очень однообразные спилито-диабазовые вулканогенные толщи рифея. Габбро-плагиогранитные и плагиогранитные комплексы, отличающиеся между собой лишь количественным соотношением габбро и гранитов в их составе, наблюдаются в ассоциации с теми вулканогенными толщами, в которых кислые эффузивы играют существенную или доминирующую роль. В случае отсутствия или очень слабого развития таковых вместо этих комплексов появляются массивы габбро-диорит-диабазового формационного типа. Габбро-плагиогранитные и плагиогранитные комплексы описаны в настоящее время в Западном Саяне (маинский комплекс и др.) и на севере Кузнецкого Алатау (кундусульская комплекс).

Граниты, входящие в состав габбро-плагиогранитных и плагиогранитных комплексов, обнаруживают отчетливую пространственную и временную связь с габброидными породами. Они обычно слагают совместно с ними одни и те же интрузивные тела, причем габбро во всех случаях относятся к продуктам наиболее ранних фаз внедрения. Граниты характеризуются резко выраженным натровым профилем. В большинстве своем они очень бедны калиевым полевым шпатом или лишены его. В некоторых случаях (маинский комплекс) для них характерно богатство кварцем. Контактное воздействие гранитов на вмещающие породы и на габброиды ранних фаз внедрения незначительно. Появление плагиогранитных магм во всех случаях осуществлялось путем внедрения их с более глубоких горизонтов земной коры. О причинах и механизме рождения этих магм судить определенно трудно. Ясно лишь одно, что образование их находится в какой-то связи с образованием более ранних габброидных магм, по всей вероятности, в результате единого (в широком смысле) эндогенного процесса.

Со следующей верхнекембрийско-ордовиковской эпохой гранитообразования в раннекаледонских структурах Алтае-Саянской складчатой области связано появление крупных, площадью до тысяч квадратных км, гранитоидных массивов формаций гранитоидных батолитов пестрого состава. Представители этой формации известны в различных районах Алтае-Саянской области под названием улень-туимского, мартайгинского, тельбесского, ольховского, ганнуольского и других комплексов. Формирование их происходило после завершения так называемой главной складчатости и отвечало времени окончательной стабилизации раннекаледонских структур Алтае-Саянской области, т.е. времени перехода их к орогенному режиму развития. В соответствии с последовательностью этой стабилизации, все более поздней по мере удаления от Сибирской платформы, оно осуществлялось в восточных районах области несколько раньше (в верхнем кембрии-ордовике), чем в западных (в ордовике и, возможно, в нижнем силуре). Не исключено, что появление батолитовых гранитов явилось причиной стабилизации раннекаледонских структур.

В отличие от гранитов габбро-плагиогранитной и плагиогранитной формаций и более поздних среднепалеозойских гранитов, массивы формации батолитовых гранитоидов пестрого состава не обнаруживают связи с эффузив-

вами. Отсутствует также генетическая связь гранитоидного батолитового магматизма с габброидным магматизмом, хотя габброидные интрузии часто предшествуют раннепалеозойским батолитовым гранитам и некоторыми исследователями объединяются с последними в единые магматические комплексы в качестве первых фаз внедрения. Работами последних лет установлено, что эти предшествующие батолитовым гранитоидам габброидные интрузии относятся к самостоятельным магматическим комплексам, принадлежащим к различным формационным типам (габбро-пироксенит-дунитовому, габбро-сиенитовому и габбро-норитовому), которые вполне индивидуальны в отношении своего состава и геологических условий проявления. Габброиды слагают самостоятельные массивы с характерной для них морфологией и внутренним строением, часто расслоены, дифференцированы, сопровождаются своей дайковой фацией. В районах пространственного совмещения их с батолитовыми гранитоидами при детальном исследовании удастся выяснить, что в своем распространении они подчиняются иному плану тектонических структур, чем тела гранитоидов, которые являются по отношению к ним резко секущими. Там, где габброидные массивы встречаются вне полей развития гранитоидов, их принадлежность к самостоятельным магматическим комплексам ни у кого не вызывает сомнений.

Большинство массивов раннепалеозойской формации батолитовых гранитоидов пестрого состава автохтонно по своей природе, что особенно наглядно видно на примере Кузнецкого Алатау. В Восточном Саяне и Туве, наряду со случаями образования гранитоидов на месте, довольно широко развиты и интрузивные формы их проявления. Есть они, разумеется, и в Кузнецком Алатау.

Процессы образования гранитоидных батолитовых тел, которые в нашем случае лучше всего объясняются с позиции теории магматического замещения Д.С.Коржинского под воздействием трансмагматических растворов глубинного происхождения, хорошо прослежены и изучены в настоящее время для Кузнецкого Алатау. В случае, когда такому замещению подвергаются основные и средние эффузивы и габбро, возникают разнообразные диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, слагающие периферические части гранитоидных плутонов. Появлению этих пород, как правило, предшествует метасоматоз и роговиковая перекристаллизация. Ближе к центральным частям массивов диориты сменяются тоналитами, гранодиоритами и гранитами. При магматическом замещении карбонатных толщ появляются кварцевые и бескварцевые сиенито-диориты, сиениты, граносиениты. В контактах с доломитами местами отмечаются магнезиальные скарны.

В зависимости от состава среды, в которой формируются массивы раннепалеозойской формации батолитовых гранитов, они могут быть подразделены на два типа. С одной стороны это существенно тоналит-гранодиоритовые массивы, появляющиеся в структурах типа интрагеосинклинальных прогибов, выполненных главным образом вулканогенными породами среднего и основного состава (массивы ольховского, таннуольского, тальбесского и части мартайгинского комплексов). В их состав входят диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, граниты, в резко подчиненном количестве сиенито-диориты, сиениты, граносиениты. В пределах интрагеоантиклинальных поднятий с существенно карбонатным типом разреза вместо массивов предыдущего типа появляются граносиенит-гранитные плутоны (улень-туимский комплекс), сложенные сиенито-диоритами, граносиенитами, гранитами, сиенитами при подчиненной роли гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов. Почти все породы массивов этого типа отличает повышенная, по сравнению с гранитоидами предыдущего типа, щелочность, которая, несомненно, в какой-то степени является следствием формирования их в карбонатной среде, но может быть также в известной мере предопределена и изначальной повышенной щелочностью трансмагматических растворов. К такому выводу нас приводит повышенный щелочной фон всех (начиная от рифея и кончая девоном) магматических образований Енисейского геоантиклинального поднятия, в пределах которого проявляется улень-туимский комплекс. К тому же повышение щелочности магматических пород с выходом их в жесткие геоантиклинальные структуры -

почти повсеместное явление, предопределяемое, видимо, особенностями магматических процессов в пределах таких структур.

Распространение массивов раннепалеозойской формации батолитовых гранитоидов пестрого состава контролируется разломами. Связь с разломами особенно четко проявлена в зонах интрагеосинклинальных прогибов. На поднятиях она выражена менее рельефно. Здесь гранитоидные массивы обычно имеют изометричные контуры.

В среднем палеозое (главным образом в нижнем-среднем девоне) в собственно орогенную стадию развития раннекаледонских структур гранитоидный магматизм, проявившийся в несравненно меньших масштабах, чем в верхнем кембрии-ордовике, обнаруживает вновь отчетливую связь с вулканизмом. Массивы среднепалеозойских гранитов часто залегают в полях развития девонских вулканогенных пород, являются типично субвулканическими образованиями и хорошо коррелируются по составу с кислыми членами этих вулканогенных толщ. Появляются они лишь в связи с теми толщами, которые содержат кислые эффузивы, причем как правило, в большом количестве.

Уже давно подмечено, что девонские вулканогенные образования в области ранних каледонид Алтае-Саянской складчатой области весьма изменчивы по своему составу. Так, по периферии наложенного Минусинского прогиба они представлены породами главным образом среднего и основного состава нормальной и повышенной щелочности. В связи с ними граниты не известны. С выходом на соседние поднятия Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау вулканогенные толщи приобретают трахилипарит-андезитовый состав с переменной и подчиненной ролью основных эффузивов. В ассоциации с такими толщами появляются массивы щелочных и субщелочных гранитов, граносиенитов, сиенитов, иногда нефелиновых сиенитов. Такого же типа эффузивно-интрузивные ассоциации возникают в центральных частях Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. По периферии унаследованного Кузнецкого прогиба в среднем палеозое накапливаются мощные толщи известково-щелочных дацитовых и липаритовых порфиров, андезитовых и базальтовых порфиритов. Им сопутствуют массивы очень однообразных слабо ошелоченных биотитовых гранитов. В Туве в среднепалеозойское время в обрамлении девонского унаследованного прогиба формируются известково-щелочные средние, основные и кислые эффузивы и их туфы. Здесь же известны мелкие тела гранитов повышенной щелочности. В восточной Туве, там где девонский магматизм выходит за пределы прогиба в область ранних каледонид, его продукты приобретают существенно кислый характер с появлением лав и туфов кислого и среднего состава и крупных массивов субщелочных гранитов, иногда граносиенитов и сиенитов Бренского комплекса. Эти массивы по набору пород и их составу являются более щелочными, чем массивы биотитовых гранитов восточной периферии Кузнецкого прогиба, но менее щелочными, чем массивы гранитов и сиенитов горного обрамления Минусинских впадин и центральных частей Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау.

Субвулканическая природа среднепалеозойских гранитов раннекаледонской части Алтае-Саянской складчатой области предопределила такие их особенности, как чисто интрузивный характер внедрения, слабое контактовое воздействие на вмещающие породы. Комагматичность их с вулканогенными толщами, в составе которых широко развиты андезитовые порфириты, и, видимо, всегда в том или ином количестве диабазы, свидетельствует о полной независимости среднепалеозойского гранитоидного магматизма от сининверсионного батолитового магматизма. Генезис среднепалеозойских гранитов, очевидно, должен рассматриваться в связи с возникновением среднепалеозойских вулканогенных пород вообще.

Таким образом, данные по гранитоидному магматизму зоны ранних каледонид Алтае-Саянской складчатой области свидетельствуют, что развитие его подчиняется в целом общим закономерностям эволюции гранитоидного магматизма складчатых областей, с очень слабым проявлением гранитоидов в собственно геосинклинальный период развития и массовым появлением их в период инверсии геосинклинали. Это связано с появлением к этому времени

достаточно мощной коры, продуктами переработки которой и являются батолитовые гранитоиды, о чем свидетельствует автохтонная природа большинства сложенных ими плутонов. В период среднепалеозойской активизации ранних каледонид масштабы гранитоидного магматизма заметно сокращаются. Как и в других регионах, имеет место постепенное возрастание общей щелочности и содержания калия в гранитоидах во времени по мере консолидации складчатых зон. Вместе с тем, обращает на себя внимание четко обозначенная натровая специализация палеозойских гранитоидов центральной (раннекаледонской) части Алтае-Саянской складчатой области, устойчиво сохраняющаяся во все периоды геологического развития этого региона. Эта особенность, по-видимому, должна быть увязана с эвгеосинклинальным характером данной провинции и в целом натровым профилем свойственного ей магматизма.

Т.В.Перекалина, М.В.Ташинина

О СВЯЗИ ВУЛКАНИЗМА И ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Изучение магматизма подвижных поясов убеждает нас в том, что эти процессы, связанные с явлениями, происходящими в глубинных частях коры и верхней мантии, чрезвычайно чувствительны к изменению тектонического режима и позволяют восстановить историю геологического развития со значительно большей степенью детальности, чем это удастся сделать при исследовании только осадочных формаций.

Установленная Г.Штилле, а затем Ю.А.Билибиным (1955) общая направленность эволюции магматизма, сохраняет свое значение для геосинклинальных систем (или их частей) с относительно простым строением. Она соответствует все возрастающей консолидации подвижного пояса, сопровождающейся увеличением роли глубинных гранитоидных пород и постепенным сближением во времени и пространстве проявлений вулканизма и интрузивного магматизма.

Как показали исследования в Ц.Казахстане и данные по другим районам, в сложнопостроенных подвижных поясах с большим числом разнородных структур, обычная последовательность магматизма существенно нарушается (объем статьи не позволяет остановиться на этих вопросах более подробно).

Спилито-кератофировые формации в некоторых случаях сменяют во времени спилито-диабазовые, в других — появляются синхронно, но в несколько иной геологической обстановке (на срединных массивах, жестких блоках, краевых частях платформ) составляя контрастную формацию, не имеющую промежуточных членов.

Во вторичных прогибах, заложенных в зонах с развитым гранитным слоем, магматические формации начальной стадии представлены более кислыми и щелочными породами, иногда даже с калиевой специализацией (кварцевые кератофиры, альбитофиры, ортофиры, трахиты с такими интрузивными аналогами как сиениты, монцититы). Уже в эту раннюю стадию соотношение между вулканическими и интрузивными процессами и характер связи между ними существенно зависят от строения отдельных зон. Так, одновременно с излияниями спилитов и резким преобладанием эффузивов в прогибах, на соседних жестких блоках или бортах консолидированных структур возникают близкие к платформенным лополитообразные, расслоенные или кольцевые интрузивы с подчиненным количеством комагматических лав.

Особенно сложное тектоническое развитие переживают области сочленения геосинклиналей и обрамляющих их более древних уже полностью или в значительной мере консолидированных складчатых систем. Последние могли неоднократно вовлекаться в погружение с регенерацией геосинклинального режима и

возобновлением магматической деятельности, что приводило, с одной стороны, к появлению пород повышенной щелочности, а с другой – к более сложному набору формаций, иногда сильно отклоняющемуся от обычной схемы. Это усложнение может быть связано, например, с проявлением ксеногенного магматизма, с одновременным присутствием пород основного и кислого состава, производных различных очагов (остаточных очагов гранитной магмы в сформированной складчатой системе и базальной магмы, поднимавшейся по глубоким расколам в соседнем геосинклинальном прогибе).

С точки зрения взаимоотношения процессов вулканизма и глубинного магматизма здесь также наблюдаются весьма разнообразные сочетания – от типично эффузивного магматизма в прогибах, до вулканоплутонических комплексов на жестких блоках. В более поздний период проявления базальт-андезитового геосинклинального магматизма наиболее интересной закономерностью является различие в щелочности и кислотности магматических пород прогибов (андезито-базальты, андезиты) и геосинклинальных поднятий (трахиандезиты, трахилипариты), что уже отмечалось Ю.А.Кузнецовым (1964) и другими исследователями.

Орогенный этап развития подвижных поясов, как известно, характеризуется преобладающей ролью блоковой тектоники, дифференциальными движениями и преимущественно гранитоидным магматизмом. Вслед за тектонистами его можно разделить на раннеорогенную и собственно орогенную стадии. Наиболее разнообразны процессы магматизма первой из них, когда, наряду с разрастанием неоантиклинальных поднятий с наземными андезито-дацито-липаритовыми и интрузивными габбро-диорит-гранодиоритовыми формациями, в обрамляющих их шовных прогибах сохраняются излияния основных лав.

В собственно орогенную стадию полностью уничтожаются все черты геосинклинального режима, исключительное значение приобретают андезито-дацитовый и дацито-липаритовый вулканизм и гранитоидный магматизм в виде батолитовых интрузий. Вследствие наступившей консолидации всего подвижного пояса в ряде случаев стираются различия в составе магматических образований структурно-формационных зон с разной предисторией иногда лишь незначительное повышение щелочности может указывать на большую степень консолидации отдельных участков или их локализацию на поднятых блоках фундамента.

Благодаря высокому положению промежуточных очагов и всей области плавления в условиях полной жесткости рамы, между гранитами и эффузивами в это время возникает тесная сближенность во времени и пространстве с образованием кольцевых и центральных интрузий (вулканоплутонических комплексов по Е.К.Устиеву, 1963), широко развитых во многих орогенных поясах мира. Своеобразие вулканизма этой стадии выражается, кроме того, в появлении огромных объемов игнимбритов и интенсивном развитии фумарольно-сульфатарной деятельности, с которой связано формирование крупных массивов вторичных кварцитов, медно-молибденового, золото-сурьмяного и других типов оруднения.

На фоне общего эволюционного поступательного развития магматизма подвижных поясов от базальтового к гранитоидному четко выступает ритмично-пульсационный характер его проявления, выражающийся как в строении рядов формаций, так и смене пород внутри формации. Особенно отчетливо это наблюдается на орогенном этапе, где каждая формация начинается с основных и кончается более кислыми членами, причем по мере дальнейшего развития роль основных пород постепенно уменьшается, уступая место резко преобладающим кислым породам.

Сравнительный анализ разных формаций показывает, что более поздние кислые члены имеют близкий или тождественный состав, независимо от их количественной роли и принадлежности к той или иной формации. Это иллюстрируется диаграммой (рис. 1, 2), где нанесены составы магматических пород разных формаций орогенной стадии развития герцинид Центрального Казахстана. Каждая вулканогенная формация начинается с андезито-базальтов или андезитов и заканчивается игнимбритами липаритового состава или липаритами.

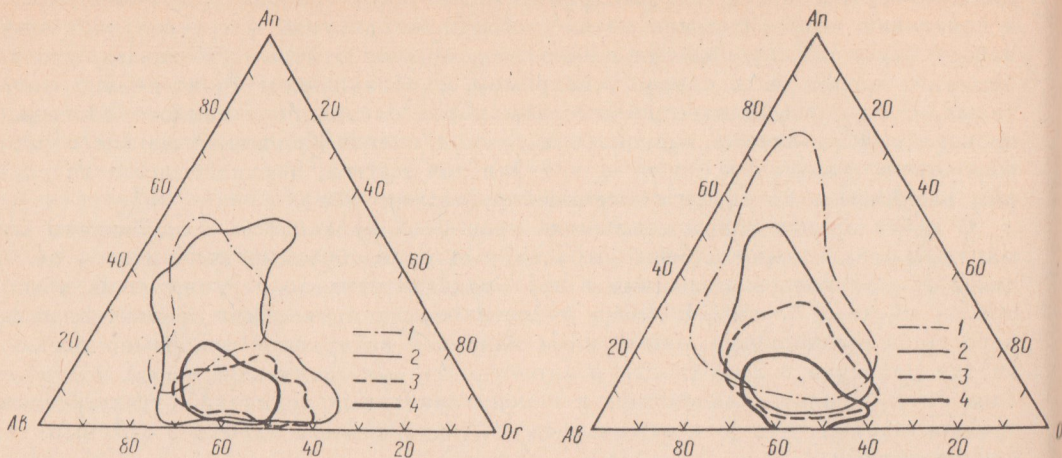


Рис. 1. Диаграмма альбит-анортит-ортоклаз для валовых составов пород порфировых формаций верхнего палеозоя Центрального Казахстана
 1. Поле фигуративных точек андезито-дацитовой формации, 2. Поле фигуративных точек дацито-липаритовой формации. 3. Поле фигуративных точек игнимбритов всех возрастов, 4. Поле фигуративных точек липарито-трахилипаритовой формации.

Рис. 2. Диаграмма альбит-анортит-ортоклаз для валовых составов пород гранитных формаций верхнего палеозоя Центрального Казахстана
 1. Поле фигуративных точек габбро-диорит-гранодиоритовой формации. 2. Поле фигуративных точек гранит-гранодиоритовой формации. 3. Поле фигуративных точек биотитовых гранитов. 4. Поле фигуративных точек формации аляскитовых гранитов.

При этом игнимбриды всех формаций (ритмов) имеют сходный состав и их фигуративные точки ложатся в единое поле с породами поздней липарит-трахилипаритовой формации, имеющей наиболее однородный состав и связанной с остаточными очагами анхизвтектической гранитовой магмы.

Аналогичная картина наблюдается и для интрузивных формаций, начинающихся с габбро-диоритов или диоритов и заканчивающихся лейкократовыми гранитами. Граниты всех формаций имеют близкий состав и их фигуративные точки концентрируются в поле поздней формации аляскитовых гранитов.

Подобные же закономерности в изменении состава магматических формаций наблюдаются и на геосинклинальном этапе, но с меньшей амплитудой колебаний (от основных, иногда ультраосновных, до кислых натрового состава; от основных - средних до щелочно-земельных кислых).

Указанную ритмичность с меняющимся диапазоном колебаний, нам кажется, можно объяснить периодическим вертикальным перемещением фронта плавления от верхней мантии и глубоких частей коры до верхней части гранитного слоя, причем такая смена носит пульсационный характер. На начальной стадии это перемещение происходит в интервале верхняя мантия - базальтовый слой, в конце геосинклинального этапа - в пределах самого базальтового слоя, может быть достигая основания гранитного; в орогенном этапе - от базальтового слоя или промежуточных очагов основного состава до верхних частей гранитного.

Основными причинами определяющими пульсационный характер развития магматизма являются радиальные тектонические движения и прогрессирующий подъем теплового фронта, интенсивность которых возрастает с развитием подвижного пояса, захватывая все более верхние части земной коры.

Представления о миграции области плавления высказывались ранее в разной форме Г.Д.Афанасьевым (1960), Ю.А.Кузнецовым (1964), Э.П.Изохом и другими.

Итак, тесная генетическая связь между глубинными и поверхностными процессами магматизма существует на всех стадиях развития подвижных поясов. Об этом свидетельствует сходство состава эффузивов и интрузивных пород, идентичная направленность эволюции как в течение всей истории развития подвижного пояса, так и на отдельных ее этапах. Однако формы связи существенно меняются и определяются, главным образом, строением верхних структурных этажей, наличием жесткого фундамента и пластичных покровных образований, полной жесткостью всех пород рамы и т.п.

В ходе развития сложных складчатых систем, как уже говорилось, могут создаваться условия для одновременного существования магматических очагов разного состава, находящихся в различных фазах эволюционного развития. Наиболее благоприятными в этом отношении являются зоны активизации, регенерации. По представлениям М.В.Ташининой, в таких условиях возникает возможность взаимодействия магматических и газо-водных продуктов различных очагов, при котором выносящиеся в растворимом состоянии рудные компоненты могут в ходе разнообразных химических реакций образовывать нерастворимые соединения и осаждаться в виде сульфидов. Процессы взаимодействия сопровождаются, вероятно, экзотермическими реакциями, бурным выделением газовой фазы, взрывными явлениями, что приводит к образованию внутрирудных взрывных брекчий (Ташинина, Чепрасов), описанных на многих сульфидных месторождениях Мерlichem, Богдановой, Язевой, Иванкиным и др.

Соотношение газо-водных продуктов разного состава определяет кислотность, щелочность среды, концентрацию сероводорода, термодинамический режим. Периодичность поступления растворов различной кислотности могла обусловить перераспределение, переотложение сульфидов, вызвать появление определенной зональности. В пароксизмальные фазы происходило внедрение расплава, дававшего дайки разнообразного состава (основные, кислые, зональные, гибридные), присутствующие на всех полиметаллических месторождениях.

Эти представления, которые следует рассматривать как гипотезу, требующую дальнейшей разработки, хорошо объясняют ряд наблюдающихся фактов: совместное нахождение в одних рудных полях металлов характерных для кислой и основной магмы, постоянное присутствие даек разного состава, различное их возрастное положение относительно оруднения, широкое развитие взрывных брекчий.

Литература

- Афанасьев Г.Д. Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР. - В сб. "Петрографические провинции изверженных и метаморфических горных пород". Изд-во АН СССР, 1960.
- Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолиздат, 1955.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Устиев Е.К. Проблемы вулканизма - плутонизма. Вулкано-плутонические формации. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Закономерности развития вулканизма геосинклиналей наиболее четко выявляются при изучении слагающих их вулканогенных формаций. Среди последних по составу и соотношению пород выделяются следующие типы: однородные, контрастные и дифференцированные (непрерывные), неоднократно появляющиеся в процессе их развития. Предметом настоящего сообщения являются некоторые особенности эволюции каждого типа формаций во времени, прослеженные на примере собственных исследований авторов по Кавказу, Карпатам, Уралу и Ц.Казахстану, дополненные анализом литературных материалов по этим и другим регионам.

Среди однородных формаций выделяются базальтовые и липаритовые. Однородные базальтовые формации, как правило, приурочены к раннегеосинклинальным и позднеорогенным этапам развития. Для всех однородных базальтовых формаций характерны выдержанность состава, резкое преобладание афировых или серийно-порфировых структурных типов пород (диабазов и долеритов), позволяющих предполагать кристаллизацию перегретой магмы в собственно эффузивный этап. Базальты в однородных базальтовых (диабазовых, спилитовых) формациях начальных этапов развития по петрохимическим особенностям, как это выявлено в последние годы для ряда регионов (Штейнберг, 1964; Ломизе, 1967; Фролова 1968) обнаруживают сходство с толеитами. При этом, в некоторых геосинклиналях, например в рифее Ц.Казахстана (Миллер и др., 1967), нижнем палеозое Алтая (Белоусов, Кочкин, 1963) и среднем палеозое Урала (Фролова, 1968) по высоким содержаниям MgO (7,5–8%), низким содержаниям железа (7–8%) и калия они приближаются к океаническим толеитам (Engel, Engel, Havens, 1965). В других геосинклиналях, в частности в мезозое Б.М.Кавказа (Афанасьев и др., 1968), среднем палеозое Зап.Тарбагатая и др., заложенных на складчатом геосинклинальном основании предыдущих этапов развития (вторичные геосинклинали), базальты характеризуются более высоким содержанием TiO_2 , K_2O , суммарного железа и пониженным MgO . Эти особенности сближают их с континентальными толеитами (траппами), от которых они отличаются повышенными содержаниями глинозема.

Однородные базальтовые формации, вновь появляющиеся в позднеорогенный этап (например, плиоценовые базальты Армении), характеризуются высокими содержаниями глинозема, иногда щелочей и низкими — MgO , CaO , суммы железа. Все это при высокой окисленности последнего отличает их от толеитовых и оливинно-базальтовых образований платформ и океанических областей и позволяет рассматривать в качестве представителей выделенного Куно (Кипо, 1960) типа высокоглиноземистых базальтов. Однородный и выдержанный состав, приуроченность к зонам глубинных разломов свидетельствуют о происхождении пород однородных базальтовых формаций из глубинного, по-видимому, мантийного источника.

Однородные липаритовые формации образуются только в орогенный этап развития геосинклиналей и связаны с эпохами воздымания. Характерными их особенностями являются существенно липаритовый состав с подчиненным развитием липарито-дацитов и дацитов, петрохимическая однородность и эвтектоидные соотношения нормативных минералов. Формирование их в большинстве случаев связано с самостоятельными очагами липаритовой магмы, образовавшейся в результате выплавления значительных масс кислого, наиболее легкоплавкого материала коры. Примерами могут служить верхнеплиоценовая формация игнимбригов Б.Кавказа, второй девонский эффузивный комплекс Сарысу-Тенизского водораздела в Ц.Казахстане (Коптев-Дворников и др., 1963) и др.

Контрастные формации появляются как в геосинклинальный, так и в орогенный этапы. Для этих формаций характерно отсутствие или незначительное развитие промежуточных членов (андезитов и андезито-дацитов), а также изменчивое соотношение объемов основной и кислой групп пород, причем объем кис-

ных вулканитов связан прямой зависимостью с увеличением мощности коры и степенью ее консолидации. По петрографическим и петрохимическим признакам базальтовая группа пород этих формаций сходна с базальтами однородных формаций, близких к ним по времени формирования.

Каждая формация контрастного типа, являющаяся более поздней в формационном ряду геосинклинали, отличается большей глиноземистостью основных ее членов и увеличением отношения $\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$ в кислых (например, силурийские, среднедевонские и нижнекаменноугольные контрастные формации Южного Урала).

В раннегеосинклинальных контрастных формациях (диабаз-альбитофировых, спилит-кератофировых) проявления основного и кислого вулканизма часто пространственно совмещены, что позволяет предположить, что их происхождение обусловлено локализацией в коре крупных масс мантийных базальтовых магм, вызвавших локальный разогрев коры с последующим выплавлением коровых эвтектоидных магм (Беляевский и Борисов, 1964; Ломизе, 1967; Favorskaya, 1965; Фролова, 1968). Чем меньше проницаемость коры и, следовательно, чем большие массы базальтов задержатся в глубинных очагах (именно такие условия, по-видимому, имеют место во вторичных геосинклиналях), тем более интенсивно будет идти ее разогревание, а следовательно и генерация больших объемов кислых магм. Некоторые родственные петро- и геохимические черты, свойственные как основным, так и кислым породам, свидетельствуют о том, что роль базальтовой магмы при образовании кислых пород является не только энергетической. По-видимому, в кору по наиболее проницаемым участкам из базальтовых очагов устремляется поток эманаций, а местами, возможно, имеет место и непосредственно смешение выплавленного кислого и базальтового материала. Орогенные контрастные (липарит-базальтовые) формации, формирующиеся в условиях дифференциальных блоковых движений обычно характеризуются пространственной разобщенностью основных и кислых их членов, причем кислые породы связаны с поднимающимися, а основные - с погружающимися блоками или с ограничивающими эти блоки разломами (Петрова, 1964). Причиной разобщения отдельных членов формации в пространстве является, по-видимому, достигнутая к этому времени резкая тектоническая и геотермическая неоднородность подвижных поясов, в которых, наряду с наличием зон, проницаемых для глубинных расплавов, существуют области более интенсивного разогрева, реагирующие на очередную активизацию процессов глубинного вулканизма образованием кислых магм. Примером контрастных орогенных формаций может служить жаксыконская серия девона Ц.Казахстана.

Появление дифференцированных формаций отвечает периоду интенсивных движений разного знака при преобладании обстановки сжатия. Они представляют собою обширную группу, в которой по преобладающим членам можно выделить следующие типы: базальт-андезитовые, андезитовые, андезит-дацитовые и андезит-дацит-липаритовые. При этом, чем выше тектоническая активность геосинклинали и чем большую роль играют движения положительного знака, тем больше значение кислых вулканитов в той или иной формации этой группы. Базальт-андезитовые и андезитовые формации обладают многими общими чертами: наличием непрерывной по кислотности и генетически единой серии пород, эксплозивным характером извержений из вулканов центрального типа и преобладанием порфировых структур вулканитов. В связи с перечисленным оба типа формаций часто объединяются под общим названием порфировые.

Базальт-андезитовые формации характерны для раннегеосинклинальных и орогенных этапов развития. Раннегеосинклинальные базальт-андезитовые формации приурочены к зарождающимся геоантиклинальным поднятиям в наиболее мобильных зонах геосинклинальных прогибов. В них преобладают базальты, связанные постепенными переходами с толеитовыми базальтами однородных формаций, от которых они отличаются несколько повышенными содержаниями кремнезема, алюминия, калия и пониженным - титана. Примером этого типа формаций могут служить верхнесилурийско-нижнедевонские формации Урала, среднеюрская порфиритовая формация Кавказа, силурийский комплекс Зап.Гар-

багатая, нижнекембрийские, базальт-андезитовые комплексы Тувы и т.д.

Андезитовые формации позднегеосинклинальных и орогенных этапов развития характеризуются количественным преобладанием андезитов при подчиненном значении как более основных, так и более кислых членов. При сохранении преобладающего известково-щелочного характера вулканитов в целом их тем не менее следует относить чаще к производным не толеитового, а высокоглиноземистого типа магм. Для этой формации характерна приуроченность к геантиклинальным поднятиям в обстановке преобладающего сжатия. Примерами этого типа формаций являются нижеордовикский торткудукский комплекс Ц. Казахстана, четвертичные формации островных дуг Тихоокеанского кольца и др.

Базальт-андезитовые формации орогенных этапов развития появляются после основного этапа горообразования и общего поднятия, предшествуя появлению однородных базальтовых формаций или сосуществуя с ними. Они, как правило, отличаются высокой глиноземистостью, хотя встречаются и производные толеитовых базальтов.

Для всех вулканитов описанных выше дифференцированных формаций характерно наличие нескольких генераций вкрапленников, частью интрателлурических, фиксирующих резкую и неоднократную смену физико-химических условий в процессе кристаллизации. Это свидетельствует о том, что их образование осуществляется путем пульсационного подъема базальтовой магмы к поверхности с неоднократными остановками в периферических очагах на разных уровнях в коре. Высокая роль эксплозий, наряду с петрохимическими и петрографическими особенностями (ранняя кристаллизация магнетита, широкое развитие ромбического пироксена, наличие ксеногенных включений, повышенное содержание полевошпатовой извести, отсутствие накопления железа при дифференциации) – все это позволяет предполагать, что дифференциация, протекающая в промежуточных очагах, сопровождается ассимиляцией материала коры (Уотерс, 1957, Куно, 1964), а также обогащением магмы летучими (Осборн, 1964). Последнее, как известно, способствует, в частности, повышению глиноземистости ее дифференциатов (Йодер и Тилли, 1965). Однако повсеместное и стабильное повышение содержания глинозема и кремнезема в андезитовых формациях, приводящее к тому, что исходный состав магм этих формаций соответствует уже не базальтам, а андезито-базальтам или андезитам, вряд ли можно всегда объяснить локальной ассимиляцией в изолированных периферических очагах. Глобальный масштаб этого процесса делает вероятным его более глубинный характер (Горшков, 1967) и позволяет связывать появление этих магм с непосредственным выплавлением их глубинного вещества при определенных температурах и давлениях (Грин и Рингвуд, 1968) скорее всего в условиях обогащения летучими (Hamilton, 1964).

Дифференцированные андезит-дацитовые и андезит-дацит-липаритовые формации характерны главным образом для позднегеосинклинального и раннеорогенного этапов. Они образуются в мобильных внутренних частях прогибов, для которых характерно преобладание режима поднятий, в вулканических поясах на границе крупных тектонических структур различной подвижности, в замыкающих геосинклинальных прогибах, в межгорных впадинах.

Базальтовые или андезито-базальтовые члены этих формаций присутствуют в небольшом количестве и часто пространственно разбросаны с кислыми. Первые приурочены к ограничивающим отдельные блоки разломам и развивающимся по ним шовным прогибам, вторые – к поднимающимся блокам. Тесная временная связь с основными и средними типами пород позволяет предположить образование кислых серий за счет эволюции андезито-базальтовых очагов в тех блоках коры, которые подвергались воздействию наиболее мощного теплового потока. Факторами этой эволюции, наряду с дифференциацией базальтовой магмы, представляются ассимиляция материала земной коры, а также и палингенное плавление последней с последующим смешением с основной магмой. Высокая роль эксплозий, появление игнимбритовых толщ – все это говорит о богатстве родоначальных расплавов этих формаций летучими. Кульминационным пунктом развития процессов вовлечения материала коры в магмообразование

является этап формирования описанных выше эвтектоидных однородных липаритовых формаций.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Для геосинклинальных поясов от их заложения до замыкания характерен следующий наиболее полный ряд вулканических формаций: однородная спилито-диабазовая, контрастная диабаз-альбитофировая (спилито-кератофировая), дифференцированные: базальт-андезитовая, андезитовая, андезит-дацитовая, андезит-дацит-липаритовая, однородная липаритовая, контрастная базальт-липаритовая, дифференцированная базальт-андезитовая, однородная базальтовая. Некоторые члены этого ряда могут выпадать в отдельных геосинклинальных системах, так же как известны случаи и цикличности, повторяемости отдельных типов формаций.

2. Базальты однородных формаций ранних этапов развития первичных эвгеосинклиналей по ряду особенностей обнаруживают сходство с толеитовыми магмами. Глиноземистость базальтовых магм закономерно возрастает по мере развития геосинклинальных поясов, достигая максимума в орогенный этап и вновь уменьшается в период перехода складчатой области в платформу. Вначале возрастание глиноземистости носит локальный характер, будучи связано с процессами ассимиляции коры в периоды "отстаивания" магмы в промежуточных очагах при ее пульсационном продвижении к поверхности. Позднее это явление приобретает региональный характер и связано, по-видимому, с общим перемещением уровней магмообразования вверх в связи с прогрессирующим прогревом геосинклинальной зоны, сопровождающимся концентрацией летучих. Глиноземистость, таким образом, является показателем нарастания тектонической активности подвижных поясов и связана, по-видимому, с широким развитием разнообразных энергетических превращений в глубинах тектоносферы, вызывающих изменения РТ-условий и перераспределение и концентрацию летучих в областях генерации магм и в периоды ее отстаивания на путях подъема к поверхности.

3. Перемещение уровней магмообразования вверх вызывает увеличение количества кислых вулканитов, за счет вовлечения в этот процесс материала коры. Неравномерное распределение теплового потока в пространстве обуславливает локальное развитие кислых пород, перемежающихся с высокоглиноземистыми андезит-базальтовыми сериями. Время развития контрастных формаций соответствует этапам несколько меньшей мобильности материала коры. В ранние этапы развития геосинклиналей они предшествуют дифференцированным, в поздние - следуют за ними.

Литература

- Афанасьев Г.Д. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей. Изд-во "Наука", 1968.
- Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н. Геохимические особенности лав в рифейско-кембрийских вулканических комплексах Алтая. - Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 33. Новосибирск, 1963.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А. Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений. - В сб. "Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений". Изд-во "Наука", 1964.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. Изд-во "Наука", 1967.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В. сб. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Йодер Г.С., Тилли К.Е. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- Коптев-Дворников В.С., Емельяненко П.Ф., Петрова М.А. Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сарысу-Тенизского водораздела. - Сов. геология, 1963, № 3.

- Куно Х. Серии изверженных пород. - В сб. "Химия земной коры", т. II, М., 1964.
- Ломизе М.Г. Дифференциация расплава или разные магматические очаги. - Сов. геология, 1967, № 3.
- Миллер Е.Е., Заравняева В.К., Антонюк Р.М. Вулканогенная офиолитовая формация рифея. - В сб. "Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана". М., 1965.
- Осборн Э.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. - В сб. "Химия земной коры", т. II, М., 1964.
- Петрова М.А. Пространственные и возрастные взаимоотношения кислых и основных лав девона в Центральном Казахстане. - Сов. геология, 1964, № 10.
- Уотерс А.К. Вулканические породы и тектонический цикл. - В сб. "Земная кора". ИЛ, 1957.
- Фролова Т.И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций Южного Урала. Роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. - Сов. геология, 1968, № 11.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. - Труды Уральского филиала АН СССР, Свердловск, 1964, вып. 72.
- Engel A.E.I., Engel C.G., Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, 76, N 7.
- Favorskaya M.A. The problem of the origin of acid magmas. Internat. Assoc. of Volcanology, Internat. Symposium on Volcanology, New Zealand, 1965, 22 november - 3 december. Abstracts. Wellington, 1965.
- Hamilton W. Origin of high-alumina basalt, andesite and dacite magmas. - Science, 1964, 146.
- Kuno H. High-alumina basalt. - J. Petrol., 1960, N 1.

Ю.А.Зайцев, В.Г.Тихомиров

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРФИРОВЫХ ФОРМАЦИЙ

К группе порфировых формаций принадлежат ассоциации континентальных вулканитов липаритового и дацитового ряда, часто сочетающиеся с обломочными толщами облика грубых моласс. Эти формации иногда включают или замещаются на площади ассоциациями пород андезито-базальтового состава. Описываемые образования также часто именуют липаритовыми и рассматривают вместе с родственными андезито-липаритовыми и базальтово-липаритовыми формациями.

Термин порфировая формация впервые был предложен А.В.Пейве (1948). На примере вулканогенного нижнего-среднего девона Центрального Казахстана им была доказана самостоятельность порфировой формации, ее приуроченность к началу "остаточно-геосинклинального этапа", завершающего геосинклинальное развитие палеозойд запада Центрального Казахстана. После работ А.В.Пейве и ряда других геологов, особенно после популяризации идей Г.Штилле (1964) об орогенном субсеквентном вулканизме, широко распространилось представление о преимущественном проявлении кислого вулканизма на заключительном - орогенном этапе развития геосинклиналией, а липаритовые формации многими геологами стали рассматриваться как индикаторы этого заключительного этапа.

На примере Центрального Казахстана можно показать, что появление типичных порфировых формаций связано с различными историко-геологическими рубежами в развитии геосинклинальных систем. Здесь выделяется три разновозрастных группы порфировых формаций: позднерифейская, девонская и позднепалео-

зойская, связанные в своем распространении с различными разновозрастными структурно-фациальными (тектоническими) зонами. Из них две последние формации наиболее широко распространены и относительно полно изучены (Коптев-Дворников и др., 1967).

Первая - позднерифейская - порфировая формация установлена лишь в последние годы. Она распространена как в пределах Центрального и Южного Казахстана, так и в Тянь-Шане. Позднерифейская порфировая формация прослеживается по периферии каледонских геосинклиналей в виде двух узких протяженных поясов. В пределах западного пояса - это коксуйская серия Улутау, кайнарская свита Большого Каратау, свита Большого Нарына в Среднем Тянь-Шане. В перечисленных участках выходы позднерифейской порфировой формации тяготеют к окраинным частям Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны и ее продолжения в Южном и Центральном Казахстане, где подстилают миогеосинклинальный позднебайкальско-каледонский комплекс. Второй подобный, более восточный, пояс находится в обрамлении Джалаиро-Найманской позднебайкальско-каледонской эвгеосинклинали. Выходы позднерифейской порфировой формации прослеживаются в пределах Атасу-Моинтинского водораздела, Западного Прибалхашья и хр. Кендыктас (соответственно алтынсынганская, орумбайская и копинская свиты). Не исключено, что орумбайская свита в Западном Прибалхашье приурочена к центральным частям позднебайкальско-каледонской Джалаиро-Найманской эвгеосинклинали и, таким образом, можно предполагать, что порфировая формация здесь выстилает днище эвгеосинклинальной зоны. Позднерифейская порфировая формация известна также в окраинных частях каледонских геосинклиналей в пределах Северного Казахстана по периферии Кокчетавского массива, где выделяется как никольско-бурлукская свита.

Рассматриваемая формация сложена преимущественно туфами, лавобрекчиями, игнимбритами и лавами липаритового состава, сочетающимися иногда с грубообломочными терригенными накоплениями - конгломератами, туфоконгломератами. В отдельных регионах среди кислых вулканитов встречаются андезиты-базальты, имеющие подчиненное значение (коксуйская серия, кайнарская, никольско-бурлукская свиты). Мощность порфировой формации измеряется 2000-3500 м. Позднерифейская порфировая формация принадлежит производным нормальной щелочно-земельной магмы, среди которых преобладали расплавы липаритового состава, иногда с несколько повышенной щелочностью.

Характеризуемая формация повсеместно подстилается или значительно более древними метаморфическими комплексами, или кварцитовыми и кварцито-сланцевыми, также позднепротерозойскими, сериями. Условия образования кварцитовых и кварцито-сланцевых серий с полным основанием можно считать платформенными (Зайцев, 1968). К таким платформенным сериям принадлежит кокчетавская серия Северного Казахстана, ее аналоги в Улутау, а также в Ерементау-Ниязской эвгеосинклинальной зоне, кварцито-сланцевый комплекс Атасу-Моинтинского водораздела. Они состоят, главным образом, из кварцито-песчаников, заключающих в своих низах древние рутиловые и циркониевые россыпи.

Позднерифейская порфировая формация ни структурно, ни историко-геологически не обнаруживает никакой связи с подстилающими ее комплексами, и, наоборот, тяготеет к перекрывающим ее позднепротерозойским (вендским) и раннепалеозойским типичным геосинклинальным отложениям, образует с ними естественный формационный ряд. Историко-геологическая позиция рассматриваемой формации, таким образом, определяется ее положением выше древнего позднепротерозойского платформенного чехла в низах позднебайкальско-каледонского геосинклинального комплекса. Имеются все основания полагать, что позднерифейская порфировая формация в Казахстане и Северном Тянь-Шане своим появлением отражает раздробление консолидированного древнего платформенного массива и начало нового геосинклинального цикла.

Девонская порфировая формация особенно широко распространена в Центральном Казахстане. Главной областью ее распространения является девонский краевой вулканический пояс (Богданов, 1965). Помимо этой зоны, формация

развита в Джунгаро-Балхашской области, в Чингизском и других вариссийских антиклинориях, прилегающих к девонскому краевому поясу, а также в пределах эпикаледонского Центрально-Казахстанского срединного массива.

К порфировой формации относятся в основном вулканиты ниже-среднедевонской осадочно-вулканогенной серии, обособленной в разрезах и отделенной от подстилающих и покрывающих толщ региональными несогласиями. Эта серия, мощностью до 4000 м, обычно состоит из двух свит, разделенных несогласиями (Сарысу-Тенизское поднятие, значительная часть Чингизского антиклинория). В первой преобладают андезитобазальты, хотя довольно часто встречаются дацитовые и липаритовые породы. В верхней свите широко развита ассоциация липаритовых и дацитовых пород. В хребте Чингиз, наряду с липаритами, обычны трахилипаритовые порфиры. В ряде районов также присутствуют покровы андезитобазальтов.

Вулканогенные породы порфировой формации принадлежат к производным нормальной щелочно-земельной магмы. Андезитобазальты характеризуются отсутствием оливиновых разностей, поликристаллических диабазовых и долеритовых структур. Характерны вертикальные и латеральные ряды: базальт-андезит-дацит-липарит, встречающиеся в частных разрезах и в крупных наслонениях, отвечающих длительным вулканическим фазам. Границы и разделы между андезитобазальтами и липаритами свидетельствует как о постепенных переходах, так и о резких сменах составов расплавов.

Девонская порфировая формация, как уже отмечалось, залегает обычно несогласно на различных отложениях и лишь на юго-западном крыле Чингизского антиклинория она связана постепенным переходом с терригенными морскими силурийскими отложениями. Последние подстилают главные и наиболее протяженные поля девонских вулканитов как в хребте Чингиз, так и в отдельных участках краевого вулканического пояса. При переходе от таких участков к областям палеоподнятий происходит выклинивание девонских вулканогенных образований, а также терригенного силура.

Ниже-среднедевонская континентальная вулканогенная серия повсеместно перекрывается верхней осадочно-вулканогенной серией, объединяющей породы среднего девона и франского яруса верхнего девона. В континентальном выражении она развита на эпикаледонском Центрально-Казахстанском срединном массиве и в краевом вулканическом поясе. В области эпикаледонского массива в верхней серии, носящей название жаксыгонской, развиты вулканиты андезитобазальтового и трахиандезитобазальтового состава, резко обособляющиеся от вулканитов порфировой формации (Тихомиров и др., 1964). Во внутренних частях девонского краевого пояса и в смежных геосинклинальных зонах Джунгаро-Балхашской области в этой серии появляются ассоциации липаритовых пород, которые входят в порфировую формацию. Последняя, таким образом, имеет скользящую верхнюю возрастную границу и перекрывается континентальными осадочными и морскими платформенными (квазиплатформенными) толщами, относящимися к среднему-верхнему девону - нижнему карбону.

Порфировая девонская формация обнаруживает тесную связь с зонами крупных расколов земной коры, либо ограничивающих области относительно более ранней консолидации, либо располагающихся внутри таких областей. В историко-геологическом отношении рассматриваемая наземная формация может связываться с началом нового геосинклинального вариссийского цикла в окраинной части эпикаледонского срединного массива. В пользу этого свидетельствует резко дискордантное отношение формации к структуре каледонского фундамента. Возможен и другой подход к оценке ее историко-геологического положения. Последовательная смена геосинклинальных древнепалеозойских формаций девонскими наземными осадочно-вулканогенными и далее морскими карбонатными позволяет связывать порфировую формацию с орогенной стадией, завершающей каледонский цикл.

Наиболее поздняя наземная порфировая формация палеозой Центрального Казахстана относится в основном к верхнему палеозою и занимает обширные площади в Джунгаро-Балхашской вариссийской геосинклинали. В основании формации, главным образом, в северо-восточной части Токрауской впадины,

развиты породы андезитового и андезито-базальтового состава мощностью до 2000 м (каркаралинская и калмакэмельская свиты). Преобладают, однако, породы трахилипаритового и липаритового состава, слагающие обширные покровы керегетасской и архарлинской свит, общая мощность которых достигает 3000-4000 м.

Данная формация по химизму пород имеет много общего с девонской формацией, но отличается от нее более широким развитием вулканитов кислого состава и несколько большей ролью щелочных компонентов как в группе кислых, так основных и средних пород. Как и в рассмотренных ранее формациях, вулканы верхнего палеозоя ассоциируют с грубообломочными континентальными осадочными накоплениями. Следует в то же время отметить, что данной формации свойственно малое количество терригенных обломочных пород и широко представлены породы туффитовой группы. Позднепалеозойская порфировая формация выполняет крупные наложенные впадины, располагается на разнородном складчатом основании, подстилается терригенными морскими сериями девона и нижнего карбона. В историко-геологическом отношении она отражает конечную орогенную стадию развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

Выводы

1. Порфиновые формации представляют собой ассоциации вулканогенных пород кислого состава и подчиненных им андезито-базальтов. Они накопились в наземных континентальных условиях, отличаются повсеместным развитием вулканических обломочных пород и в особенности туфов и игнимбитов. В процессе развития геосинклинальных систем порфиновые формации могут занимать различное историко-геологическое положение и отличаются множественностью условий проявления.

Порфиновые формации накапливаются в начале геотектонических циклов в эпохи раздробления уже консолидированных жестких платформенных (срединных) массивов или завершают геосинклинальное развитие, образуя типичные орогенные (субсеквентные по Г.Штилле) вулканогенные комплексы. Примером порфировой формации, образовавшейся в начале геосинклинального цикла, является позднерифейская; примером подобной формации, накопившейся в орогенную стадию, может служить позднепалеозойская порфировая формация вариссийской Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

Более сложна оценка историко-геологического значения девонской порфировой формации, образовавшейся на рубеже каледонской и вариссийской тектонических эпох. Она, особенно в пределах наложенных зон тектоно-магматической переработки, может связываться с вариссийским комплексом, но возможно и отнесение рассматриваемой формации к завершающей орогенной стадии каледонского цикла.

В краевом вулканическом поясе накопление девонской порфировой формации было связано с крупными и глубокими дискордантными расколами фундамента, предопределившими ограничение вариссийской геосинклинали и краевое, по отношению к последней, положение девонских вулканических областей. В пределах Центрально-Казахстанского эпикаледонского срединного массива вулканические поля порфировой формации девона всегда располагаются вблизи крупных расколов каледонского консолидированного фундамента. В вариссийской геосинклинальной области девонская порфировая формация связана с наиболее крупными антиклинориями, проявившимися как поднятия в конце каледонского - начале вариссийского тектонических циклов (Чигизский, Южно-Джунгарский, Актау-Моинтинский антиклинории).

2. Общим условием возникновения порфиновых формаций во всех рассмотренных случаях является наличие континентальной коры с мощным гранитным слоем.

3. Образование порфировых формаций обусловлено возникновением коровых очагов анатектической кислой магмы. Этот процесс так или иначе связан с раздроблением континентальной коры в начале геотектонических циклов и регенерацией геосинклинальных условий на теле консолидированных массивов (позднерифейская регенерация) или в краевых частях подобных массивов (девонский краевой вулканический пояс).

В других случаях кислому вулканизму непосредственно предшествует глубокое погружение и накопление мощных терригенных комплексов, значительно увеличивающее мощность коры (позднелаврийский вулканизм в Джунгаро-Балхашской геосинклинали, частично девонский вулканизм).

4. Различия в структурном и историко-геологическом положении порфировых формаций, могут рассматриваться как свидетельство автономности очагов кислых магм. Андезитово-базальтовые и базальтовые вулканы, иногда присутствующие внутри порфировых формаций, вероятно связаны с более глубинными магматическими очагами, а их излияния вызваны общим дроблением континентальной коры, существовавшим во время накопления порфировых формаций.

Литература

- Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Ст. 2. Варисийские складчатые системы. - Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 1965, 40, вып. 5.
- Зайцев Ю.А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геол. Проблема 3. "Орогенические пояса". Изд-во "Наука", 1968.
- Коптев-Дворников В.С. и др. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменно-измененных вулканогенных пород Казахстана). Изд-во "Недра", 1967.
- Пейве А.В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тянь-шаньской геосинклинальной области. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Тихомиров В.Г., Тихомирова Э.И., Ши Ян-Шень. О различиях в вулканизме крупных тектонических зон Центрального Казахстана на примере базальтоидных пород жаксыконской серии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 5.
- Штилле Г. Избранные труды. К вопросу о происхождении магм. Субсеквентный магматизм. Изд-во "Мир", 1964.

В.Н.Мошкин, Б.Д.Дворкина, И.Н.Дагелайская,
Е.И.Кравцова, Л.Е.Шустова, И.С.Богуславский

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА НА ПРИМЕРЕ АЛДАНО-СТАНОВОГО И КАНАДСКОГО ШИТОВ

Изучение докембрийского магматизма и ультраметаморфизма, сыгравших исключительную роль в формировании земной коры, является одной из важнейших проблем геологии. Учитывая значительное различие строения и развития описываемых щитов и трудностей сопоставления выделенных в их пределах магматических комплексов, в докладе будут рассмотрены лишь главнейшие особенности докембрийского магматизма. Сопоставление путей эволюции магматизма обоих регионов показало, что они имеют одну и ту же направленность, несмотря на специфику отдельных этапов развития для того и другого щитов.

Работа написана на основании материалов собственных многолетних исследова-

дований части авторов в районах Алдано-Станового щита и анализа обширной новой зарубежной литературы по геологии Канадского щита¹.

Как для того, так и для другого регионов можно выделить три основных мегацикла.

1. Наиболее древний магматический мегацикл связан с особым, еще крайне слабо изученным периодом развития земной коры, включающим этапы, получившие название нуклеарного, литоплинтного или прогеосинклиналиного.

По-видимому уже на этом этапе начала намечаться как вертикальная (расслоение), так и горизонтальная дифференциация земной коры — обособились обширные области преимущественного проявления вулканизма (южная и северо-западная часть Канадского щита — серии киватин, иеллоунайф и др.; область развития курультинской серии Алдано-Станового щита) и области преимущественной седиментации (Иенгрский блок Алдано-Станового щита, провинция Унгава Канадского щита). Это наиболее длительный этап в истории развития земли, завершившийся в пределах Канадского щита около 2,5 млрд. л, а на Алдано-Становом щите 2,8–3,0 мл. лет тому назад, имел очень сложную эволюцию с, по-видимому, неоднократным проявлением складчатости, магматизма и ультраметаморфизма.

Для магматизма этого периода характерны очень широкое проявление процессов вулканизма во времени и пространстве, а также широкое и, по-видимому, многократное проявление процессов гранитообразования.

Эти особенности магматизма обусловили выделение следующих групп магматических комплексов этого мегацикла:

1. Комплексы вулканических пород и их интрузивных комагматов.

2. Комплексы гранитоидов. Выделенные комплексы изучены в различной степени, и роль их для характеристики древнейшего мегацикла, по-видимому, различна.

Наиболее специфичными являются комплексы вулканических пород и их интрузивных комагматов. Образования этих комплексов пользуются широким распространением в южной и северо-западной части Канадского щита (серии киватин, абитиби, иеллоунайф и др.) и в центральной части Алдано-Станового щита в составе тимптоно-желтулинской, иенгрской, курультинской и других серий. Наиболее благоприятными для изучения этих образований структурами являются архейские провинции Канадского щита (Слейв, Сьюпириор), где они значительно менее метаморфизованы и слагают крупные т.н. зеленокаменные пояса протяженностью до нескольких сот километров. Строение этих поясов достаточно сложно. Обычно нижняя часть их разреза сложена главным образом толейитовыми базальтами, а более высокие части обнаруживают увеличение кислотности. Формирование разреза заканчивается извержениями кислых и изредка щелочных разновидностей лав, которые знаменуют собой окончание отдельного вулканического цикла, обычно сменяющегося осадконакоплением. Некоторые разрезы формируются в результате 2–3 и более таких циклов, и общая их мощность достигает 6–12 тыс.м.

В среднем для Канадского щита указывается следующая частота распределения различных типов пород (в %) базальтов — 48,6, андезитов-андезито-базальтов — 13,0, дацитов — 4,4, риодацитов — 13, делленитов — 1,7, риолитов — 18,6, трахитов — 0,6.

Среди интрузивных комагматических образований встречаются разнообразные породы от ультраосновных до кислых и щелочных, что, по-видимому, обусловлено магматической дифференциацией на глубине.

¹

В данной работе нет возможности привести список использованной литературы в связи с его большим объемом. Библиография этой литературы вошла в выпуски "экспресс-библиографии по строению глубоких зон земной коры Северной Америки", издаваемых ОНТИ ВСЕГЕИ.

Изучение химизма описываемого комплекса и сравнение его с главнейшими вулканическими ассоциациями более поздних эпох показало, что он ближе всего отвечает типу кальциево-щелочных лав островных дуг, отличаясь от него рядом важнейших особенностей (содержание глинозема скорее соответствует ассоциации океанических базальтов, содержание кремнезема занимает промежуточное положение между содержанием в океанических и в островных базальтах, подчиненное распространение андезитов и т.д.). Таким образом, вулканическая ассоциация древнейшего этапа развития земной коры, вопреки мнению некоторых исследователей, не относится к спилитовой формации, а имеет весьма специфический состав, не повторяющийся в более поздние эпохи.

Гранитообразование древнейшего мегацикла очень широко проявлено в архейских областях обоих щитов. Граниты этого мегацикла слагают около 80% площади выходов архея на Канадском щите, не менее широко они развиты в Иенгском блоке Алдано-Станового щита. По масштабам гранитообразования этот мегацикл не имеет себе равных. В составе комплексов отмечаются граниты, гранодиорты, гранито- и гранодиорито-гнейсы, мигматиты, ленточные гнейсы, сиениты, пегматиты, аллиты. Они образуют обширные поля гранитизированных пород и конкордантные плутоны, площадью до нескольких тысяч кв. км, приуроченные, по-видимому, к крупным купольным антиклинальным структурам. Контакты гранитоидов с вмещающими образованиями носят очень сложный характер: часто наблюдается постепенный переход от частично гранитизированных парапород до массивных гранитоидов, но нередко отмечаются и отчетливо интрузивные взаимоотношения.

По химизму описываемые комплексы относятся к известково-щелочному ряду гранитных пород, часто пересыщенных глиноземом. Образование гранитоидов, по-видимому, следует связывать главным образом с метасоматической гранитизацией при активном привносе калия и кремнезема из глубин земли, не исключая значительной роли таких процессов как палингенез, анатексис, ремобилизация основания и т.д. Гранитизация, протекавшая в широком диапазоне температур и давлений (от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации), привела к появлению гранитного слоя, к консолидации крупных участков земной коры и образованию первых протоплатформ-литоплинтов.

Завершение этого мегацикла связано с широким развитием даек основного и ультраосновного состава (производных толеитовой магмы).

П. Следующий тектоно-магматический мегацикл связан с развитием огромных геосинклинальных систем (становой и гудзонской), заложившихся частично на раздробленном архейском фундаменте, а частично, возможно, на первичной коре. Магматизм этого мегацикла может быть разделен на два этапа: а) магматизм первого этапа связан с собственно геосинклинальными и инверсионными стадиями развития геосинклинальных систем; б) магматизм второго — своеобразным этапом постепенного перехода возникших складчатых областей в платформу.

Магматизм первого этапа до некоторой степени сходен с магматизмом древнейшего мегацикла. Он начинается с излияний однообразных эффузивов базальтового состава. В пределах Канадского щита — это лавы, слагающие верхи геосинклинальных разрезов складчатых поясов развитых по обрамлению архейских провинций (Лабрадорский трог, пояса Ист-Арм, Белчер и др.) в пределах Алдано-Станового щита — мощные толщи ортоамфиболитов в составе нижнепротерозойских серий (купуринской, усть-гиллюйской и барсалинской). В отличие от предшествующего мегацикла, распространение этих лав не повсеместное. По-видимому, они связаны с зонами типа эвгеосинклиналий и в основном завершают седиментационный цикл. Судя по химизму, эти лавы являются производными толеитовой магмы, но не отвечают характерной для более поздних эвгеосинклиналий спилитовой формации. С этой же магмой, вероятно, связаны мелкие интрузии основных, реже ультраосновных, пород, часто ассоциирующихся с метавулканитами (майско-джанинский комплекс Становой области, диабазы Ниплиссинг Канадского щита и др.).

Специфической чертой магматизма рассматриваемого цикла является формирование комплекса анортозитов и связанных с ними сиенитов, мавгеритов и др.

пород. Этот комплекс приурочен к окраинным зонам Становой складчатой области по границе с архейской жесткой глыбой и расположен в пределах горст-антиклинорных структур, слагая здесь крупные конкордантные массивы. Формирование анортозитов, по-видимому, происходило вслед за мощным накоплением геосинклинальных разрезов и внедрением доскладчатых интрузий в период, предшествующий этапу гранитообразования. Не исключено, что аналоги этого комплекса анортозитов имеются и на Канадском щите (Адирондакский массив). Однако большинством исследователей они рассматриваются в составе более поздних анортозитовых образований. В образовании анортозитов Становой области, по-видимому, ведущая роль принадлежит метасоматическим и ультраметаморфическим процессам, протекающим в условиях высоких и умеренно высоких фаций метаморфизма.

Также как и в предшествующем мегацикле, с проявлением складчатости и метаморфизма связано широкое развитие гранитоидов. Они приурочены преимущественно к Становой и Гудзонской (провинции Черчилл, Бер, Южная) складчатым областям и реже проявляются в краевых частях архейских глыб. Гранитоиды слагают обширные с расплывчатыми очертаниями поля, пластовые тела и мигма-плутоны, в состав которых входят граниты, гранодиориты, плагиограниты, гранито-гнейсы и мигматиты. Более детально эти образования изучены в пределах Алдано-Станового щита, где они известны под названием древне-станового и позднестанового комплексов. В образовании этих гранитов, по сравнению с ранним мегациклом, более существенную роль играют процессы анатексиса и палингенеза. Роль интрателлурического привноса щелочей и кремнезема, по-видимому, существенно уменьшается, зато увеличивается значение внутрикорового перераспределения вещества. Существенную роль в гранитообразовании, по-видимому играют также процессы ремобилизации более древних гранитоидов, особенно в пределах Канадского щита. По петрохимическим особенностям эти породы близки к более древним гранитоидным комплексам, но отличаются увеличением роли натрия в составе щелочей (главным образом для древнестановых гранитов).

Второй этап описываемого мегацикла, охватывающий по времени средний и частично верхний протерозой, проявился в рассматриваемых структурах несколько по-разному. На Алдано-Становом щите это период эоплатформенного развития с постепенной стабилизацией земной коры. На Канадском щите в течение этого этапа в пределах провинции Черчилл, Бер, Южная также наблюдается режим, близкий к эоплатформенному. Однако, по окраинам этого щита развиваются своеобразные орогенические пояса (Элсонский, Гренвильский) со специфическим магматизмом, принципиально отличные от геосинклинальных систем (отсутствие мощных осадочных толщ и эвгеосинклинальных образований) и завершающие свое развитие к верхнему протерозою переходом в платформу.

Спецификой длительного периода стабилизации, начавшейся на Алдано-Становом щите 1900–2000 млн. лет назад, а на большей части Канадского щита 1700–1800 млн. л. назад, является развитие комплексов полгозалегających расслоенных дунит-габбровых и габбровых интрузивов (Лукиядинский, Лучинский, Седбери), дискордантных интрузий состава, варьирующего от плагиогранитов до богатых калием щелочных гранитов и сиенитов (чульманские, южно-учурские, улканские граниты, некоторые граниты провинции Черчилл и Южная) вулканоплутонических формаций базальт-риолитового ряда, широкое развитие процессов локальной метасоматической гранитизации вдоль зон разломов. Главной особенностью этих образований, за исключением расслоенных интрузивов, является их литогенный характер. Они формируются в пределах и за счет материала дифференцированной сиалической коры.

Магматизм орогенических поясов характеризуется наличием трех крупных комплексов: 1 – комплекс анортозитов, мангеритов, габбро, сиенитов; 2 – комплекс адамеллитов, гранитов кварцевых монзонитов; 3 – комплекс гранитов, пегматитов, сиенитов.

Наиболее специфичными для этого этапа на Канадском щите является комплекс анортозитов и связанных с ним пород, образующих протяженные (до

1000 км) пояса крупных дискордантных тел, которые обрамляют более древние жесткие глыбы. По структурному положению и масштабности проявления канадские анортозиты сопоставимы со станowymi, однако формированию канадских анортозитов не предшествовало накопление мощных геосинклинальных толщ. По-видимому, оно представляло собой длительный процесс, не связанный с каким-либо определенным этапом развития орогенического пояса. Большинство исследователей, изучавших эти комплексы, склонны считать их магматическими, придавая лишь незначительную роль процессам метасоматоза. Комплексы адамеллитов, гранитов и кварцевых монзонитов слагают довольно крупные дискордантные интрузии, обладают чертами, сближающими их с рапакиви, и пространственно, а возможно и генетически связаны с анортозитами. Третья группа комплексов связана с гренвилльским орогеническим циклом и представлена телами гранитоидов и сиенитов, образующих штоки, батолиты, факолиты, дайки и жилы. Для этих пород характерны повышенная щелочность и железистость темноцветных, что сближает их с гранитоидами переходного этапа становления платформы. Они также являются литогенными образованиями, формирующимися в пределах интенсивно дифференцированной сиалической коры.

Ш. Магматизм мегацикла платформенных этапов развития щитов проявился в виде двух своеобразных магматических комплексов: 1. - комплекс траппов и ассоциирующих с ними расслоенных интрузий, 2 - комплекс щелочных основных и ультраосновных кольцевых интрузий центрального типа. Комплекс траппов и ассоциирующих с ними интрузий характерен для обоих щитов, но масштаб их проявления различен. На Алдано-Становом щите эти образования не получили широкого развития, в то время как для Канадского щита характерен огромный объем излияний базальтового состава (район Великих озер - лавы Кивино, район Коппермайн-Ривер), с которыми ассоциируют дунит-троктолитовые расслоенные интрузии (Дулут, Мускокс). Эти излияния связаны с крупными расколами типа рифтов, заложение которых возможно обусловлено формированием орогенических поясов, развивающихся по окраинам Канадского щита. По времени эти события довольно близки, охватывая средний и частично верхний протерозой. Поля лав и ассоциирующих с ними интрузий занимают площади более 1000 км² и сопровождаются крупными положительными гравитационными аномалиями.

Комплексы кольцевых интрузий и интрузий центрального типа четко проявлены в пределах обоих щитов. Они сложены породами, варьирующими по составу от ультраосновных (дунитов, перидотитов) до щелочных сиенитов и карбонатитов.

Ф.П.Митрофанов, К.А.Шуркин

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТОГЕННЫХ И УЛЬТРАМЕТАГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Ранний докембрий включает архей (3500-2600±100 млн.лет), нижний (2600±100-1900±100 млн.лет) и средний протерозой (1900±100 - 1600±50 млн.лет).

Изучение магматогенных и ультраметагенных образований раннего докембрия СССР показало, что известные принципы формационного анализа применимы и при изучении древнейших пород. В другой работе авторов (Шуркин, Митрофанов, 1969) и в тезисах настоящего совещания опубликована предлагаемая для обсуждения классификация главных типов магматогенных и ультраметагенных формаций раннего докембрия, которая построена на тех же принципах, что и классификация Ю.А.Кузнецова (1964) и по возможности дополняет ее в разделе докембрийских формаций. Необходимость самостоятельной классификации последних определяется спецификой развития раннего докембрия, особенностями

ми строения и формирования основных раннедокембрийских структур земной коры и обусловленной этим спецификой процессов магматизма и ультраметаморфизма.

Не имея возможности охарактеризовать каждую из формаций и рассмотреть особенности геологических структур, с которыми они связаны, подчеркнем лишь основу классификации, а именно, выделение в истории развития раннего докембрия трех этапов: 1 – прогеосинклинального (или догеосинклинального), 2 – протогеосинклинального (первично геосинклинального) и 3 – этапа стабилизации древних платформ. Последний этап закончился к началу рифея, с которого начинается собственно геосинклинально-платформенная история неогея с отличными от раннедокембрийских комплексами пород.

В раннем докембрии продолжительностью более 2 млрд. лет, представляющем, по сути, единый тектоно-магматический мегацикл, довольно четко выявляется направленная эволюция магматизма, связанная с прогрессирующим нарастанием мощности и степени общей стабилизации земной коры. Эта направленность проявляется в том, что многие характерные формации каждого этапа (цикла) отличаются друг от друга и от формаций неогея как по характеру проявления, так и по интенсивности развития и вещественному составу. Больше того, определенным этапам раннего докембрия свойственны такие специфические формации, которые позднее в геологически значимом выражении не проявлялись – например, чарнокитовые, мигматитовые, анортозитовые, лептитовые, рапакиви. С другой стороны, большинству раннедокембрийских структур несвойственны такие характерные ассоциации неогея, как габбро-плагиогранитные и многие ассоциации щелочного и ультращелочного типа. Некоторые из последних появляются лишь в конце раннего докембрия, но неизвестны в архее и нижнем протерозое. Не имеется достоверных указаний и на то, что в низах разрезов прогеосинклинальных комплексов содержат вулканиты кислого состава. Они известны лишь с протогеосинклинального этапа.

Эти и другие особенности раннего докембрия мы склонны связывать со спецификой строения и развития древнейшей земной коры – ее составом, относительно малой мощностью и неустойчивостью развивающегося гранито-гнейсового слоя, повышенным термическим режимом и активным участием в магмообразовании вещества верхних осадочно-метаморфических зон.

С самого раннего этапа развития земной коры имело место проявление двух типов магматизма: основного, связанного с глубинами Земли, и кислого-производного литогенной гранитной магмы, являющейся продуктом развития гранито-гнейсового слоя.

Основной магматизм всегда проявлялся в вулканогенной и интрузивной формах в тех участках коры, которые испытывали растяжения и нарушения сплошности. Он свойственен начальной стадии и стадии консолидации и прерывается в стадию ультраметаморфизма, когда пластичные породы зоны ультраметаморфизма перекрывали пути миграции глубинной основной магмы.

Очень специфичными и показательными являются раннескладчатые прогеосинклинальные комплексы, породы которых образуют единый когенетичный ряд от габбро-лабрадоритов и даже, возможно, гиперстенных диоритов, через габбро-нориты до гипербазитов. Изучение такого комплекса в Беломорье, где он называется друзитовым, показало, что для этого ряда характерна антидромная последовательность образования. Друзитовые тела разного состава распространены по всему разрезу мощной толщи, не обнаруживая приуроченности к разломам. На всех уровнях разреза наименее измененные породы обладают гипабиссальными чертами, что свидетельствует о непрерывном, пульсационном характере их внедрения, одновременном с осадконакоплением, по многочисленным и неоднократно возникавшим каналам. Антидромный характер образования можно объяснить прогрессирующим селективным расплавлением все больших объемов тугоплавких твердых фаз. При этом малая мощность, подвижность и большая проницаемость для магматических расплавов первичного осадочно-метаморфического слоя способствовала быстрому отделению и перемещению вверх выплавленного материала, который поэтому видимо, не успевал обогащаться в магматическом очаге (волноводе) все более тугоплавким материалом.

Сходную модель образования – первоначальное выплавление и быстрое обособление наиболее легкоплавких лейкократовых базитов, обогащенных плагиоклазом – намеченную опытами Йодера и Тилли, Грина и Рингвуда, мы склонны принимать и для габбро–анортозитов протогеосинклинального этапа. Они развиты в зонах глубинных разломов, разделяющих мобильные и относительно стабильные палеоструктуры, которые, по-видимому, и обеспечивали быстрый вывод селективно выплавленного расплава к месту становления интрузивных тел.

Антидромная последовательность образования древнейших базитов отлична от обычной последовательности формирования магматических пород ранних стадий развития геосинклиналей неогея, когда путь магмы от места рождения в волноводе верхней мантии до места их кристаллизации составляет 50–100 км и более (Белоусов, 1969). Наблюдаемая последовательность в последних случаях обычно является регрессивной, кристаллизационной – от тугоплавких ко все более легкоплавким.

Об относительно малой глубине рождения древнейших базитовых магм, кроме палеотектонических реконструкций, по-видимому, можно судить и по тому, что все они относятся к типу магм насыщенных и пересыщенных толеитовых базальтов, дающих при дифференциации только щелочноземельную, а не щелочную ветвь. Эксперименты Грина и Рингвуда показывают ориентировочную глубину рождения таких магм в 15–20 км. Безусловная относительность этих цифр еще более подчеркивается тем обстоятельством, что обилие диоритов и габбро–анортозитов в раннем докембрии и соображения общетеоретического характера (Виноградов, 1962) заставляют нас принять состав субстрата, производящего эти магмы, т.е. состав первичной верхней оболочки Земли, за андезит–базальтовый, а не перидотитовый, как получено при экспериментах и как устанавливается для верхней мантии фанерозоя (Белоусов, 1969). Только с конца раннего докембрия, в среднем протерозое, судя по появлению щелочно-габброидных комплексов на формирующихся древних платформах с мощной и устойчивой земной корой, очаги выплавления основных магм переместились на большие глубины, которые соизмеримы с глубинами современной верхней мантии.

Кислые породы представлены в раннем докембрии ультраметагенным, интрузивным и вулканогенным типами. При этом различная глубина эрозионного среза раннедокембрийских подвижных областей позволяет наблюдать все зоны чернокито– и гранитообразования, в том числе и зоны рождения гранитообразующих магм.

Архейские (прогеосинклинальные) формации ультраметагенных чернокитомигматитов и гранит–мigmatитов развиты на огромных площадях современных материков, соизмеримых с площадями, занятыми щитами, срединными массивами и даже платформами. Такое огромное площадное развитие отличает прогеосинклинальное гранитообразование от всех более молодых. Для этих древнейших и самых глубинных гранитоидных формаций характерны: автохтонность и рассеянная (диффузная) форма распределения гранитоидного материала в мигматито–гнейсогранитных полях, разнообразие и прямая вещественная зависимость от состава субстрата и степени его метаморфизма, преимущественное развитие плагиоклазовых (натриевых) разновидностей гранитоидов, пересыщенность гранитоидов глиноземом, нередко с обогащением пород кордиеритом, силлиманитом, гранатом известково–щелочной характер пород.

Есть данные (Шуркин, Митрофанов, 1969), позволяющие отрицать концепцию ювенильного (внекорового) происхождения гранитообразующего вещества во всех структурных зонах с океаническим типом коры, в том числе и в первичных мобильных прогеосинклинальных структурах Земли. Обособление кислого материала представляется типичным внутрикоровым процессом, результатом осадочной и метаморфической дифференциации и ультраметаморфического преобразования (анатексиса) супракрустальных и плутонических пород на глубине.

Огромное площадное и объемное развитие прогеосинклинальных ультраметагенных образований, видимо, говорит о том, что процессы регионального метаморфизма и ультраметагенеза в архее, в отличие от более поздних эр, нельзя

связывать с какими-либо локальными факторами, как то с зонами повышенной ювенильной теплоподачи или кровлями огромных астенолитов (Белоусов, 1969). Логичнее допустить для архея значительно больший геотермический градиент, который в условиях огромной длительности процессов обеспечивал необходимый для ультраметагенеза прогрев всей супракрустальной толщи (до 600–700°).

Важная роль анатектических процессов в формировании ультраметагенных комплексов, экспериментальная модель которых дана Платеном (1967) и Винклером (1969), особо отчетливо проявляется в комплексах стадии завершения прогеосинклинальной складчатости, когда образуются, преимущественно, интрузивные гранитоиды, по составу близкие к тройной котектике.

В протогеосинклинальный этап все разнообразие очень интенсивных гранитообразующих процессов отчетливо устанавливается в тех, (и только тех!) структурах, в которых на предшествующем этапе был сформирован гранито-гнейсовый комплекс основания, т.е. в протогеосинклиналях материкового типа. Здесь и образуются огромные поля метасоматических гранитоидов, которые в отличие от общепринятых представлений, отнюдь не начинают гранитоидные ряды, а завершают их. Наиболее же ранними являются соскладчатые ультраметагенные мигматиты и гранитоиды, ведущими процессами в образовании которых были изохимическая перекристаллизация и метаморфическая дифференциация (Кратц и др., 1969), а также полный и селективный анатексис. Эти процессы охватывали не только гранито-гнейсовый фундамент, но и собственно геосинклинальные толщи, а также краевые части протоплатформ и первичных срединных массивов. Процессы гранитообразования на этом тесно связаны с зональностью регионального метаморфизма, которая, в отличие от архея, проявлена очень четко. От зонально метаморфических комплексов неогея эта зональность отличается гораздо большим региональным развитием.

В локально развитых зонах с условиями метаморфизма гранулитовой фации в этот этап образуются соскладчатые ультраметагенные чарнокит-мигматиты; в условиях амфиболитовой фации – соскладчатые ультраметагенные гранодиориты, плагиограниты и мигматиты. В зоны развития пород эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций перемещаются (интродуцируют) соскладчатые тела магматогенных гранодиоритов и плагиогранитов. Как видно, ранние гранитоиды относятся к группе известково-щелочных, существенно натриевых пород. Сменяющие их во времени поздне- и послескладчатые метасоматические и интрузивные гранитоиды – в целом, субщелочные и калиево-натриевые, т.е. являются продуктами наиболее мобильных производных ультраметагенного процесса (котектических анатектических расплавов и надкритических остаточных растворов).

В зонах глубинных разломов протогеосинклинального этапа отмечаются интрузивные магматогенные чарнокиты, которые нами рассматриваются как анатектитовые регенерированные образования самых глубинных зон гранито-гнейсового слоя, перемещенные и раскристаллизовавшиеся вне зоны гранулитового ультраметагенеза.

Парагенетически связанным с основным магматизмом представляется только кислый интрузивный магматизм этапа стабилизации древних платформ. Регионального метаморфизма, а соответственно, и ультраметагенеза в это время не происходило. В экзоконтактах интрузий основных пород даже на относительно высоких уровнях отмечается палингенез вмещающих пород с образованием разнообразных гранитоидов. В еще больших масштабах это явление следует предполагать в основании гранито-гнейсового фундамента. Такой механизм образования гранитоидной магмы и рассмотрен А.А.Полкановым (1956) для рапакиви и других платформенных гранитоидов. Возможно, эта модель действительна и для большинства гранитообразующих процессов неогея, в том числе и геосинклинальных, т.к. в молодых подвижных областях мы не имеем убедительных доказательств и теоретических предпосылок наличия регионально развитого глубинного метаморфизма и ультраметагенеза. Исключением являются локальные зоны повышенного метаморфизма, в которых, естественно, могли иметь место и процессы локального ультраметагенного гранитообразования.

Таким образом даже краткая характеристика некоторых раннедокембрийских плутонических образований и условий их развития показывает их специфичность и необходимость отдельного раздела в общей классификации магматогенных и ультраметагенных формаций.

Литература

- Белюсов В.В. Факторы магмообразования и их связь с тектогенезом. — В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". Изд-во "Наука", 1969.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Изд-во "Мир", 1969.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Аксевич Н.И. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., изд-во "Наука", 1969.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис магматитов. — В сб. "Природа метаморфизма", изд-во "Мир", 1967.
- Полканов А.А. Геология хогландия-ютния Белтийского щита. — Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1956, вып. 6.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. — В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., изд-во "Наука", 1969.

Э.Б.Наливкина

ОФИОЛИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ И БАЗАЛЬТОВЫЙ СЛОЙ КОНТИНЕНТОВ

Для исследования глубоких частей земной коры одним из благоприятных объектов являются регионально развитые образования выступов раннего докембрия, слагающего большую часть континентов. В этих выступах поверхность M залегает на глубине всего 30–40 км, включая гранитный и базальтовый слой.

Применение формационного анализа к образованиям раннего докембрия, связанным с развитием магматизма, позволило выделить и систематизировать эти формации (Наливкина, 1968). Одними из характерных формаций раннего докембрия, представляющих глубинные зоны земной коры, являются офиолитовые.

Под офиолитовой формацией, вслед за основоположником этого термина Штейнманом, мы понимаем ассоциацию преимущественно основных вулканогенных пород, сопровождающих их небольших тел габброидов, гипербазитов и осадочных пород, более или менее одновременно образованных в аналогичных структурах земной коры на ранней стадии развития эвгеосинклиналей. Однотипные магматические формации, проявляющиеся в сходных структурах земной коры, в разные эпохи ее развития, не являлись строго одинаковыми, как по объему, так и специфике черт.

Анализ материалов по магматическим формациям территории СССР дает возможность автору выделить эволюционный ряд офиолитовых формаций, обнимающий магматические однотипные формации разных эпох становления Земли. В этом ряду раннедокембрийские формации — протоофиолитовая (Ar) и офиолитовая (Pt_1), являются наиболее древними и соответственно начинают образования архейского и раннепротерозойского тектоно-магматических циклов. В ряду намечаются тенденции к расщеплению формаций, по мере развития Земли, и обособлению их отдельных составляющих — основных, ультраосновных и кис-

лых пород, - в ранг самостоятельных формаций (спилито-диабазовой, гипербазитовых, кератофировой и др.); к локализации структур их проявления; к более четко выраженной геохимической и металлогенической специализации формаций.

Протоофиолитовая и офиолитовая формации широко развиты в выступах докембрия всех континентов. Одним из районов их развития является Украинский кристаллический массив. Протоофиолитовая формация расположена обычно в пределах древнейшей архейской подвижной области и представляет одну из наиболее глубоких зон метаморфизма в современном эрозионном среде. На всех континентах она приурочена к крупным тектоническим блокам, ограниченными разломами.

Протоофиолитовая формация регионально развита в Бугско-Днестровском тектоническом блоке. Она представлена пироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, гнейсами, изредка эклогитоподобными породами, небольшими телами габброидов и гипербазитов. Подчиненную роль играют биотит-плаггиоклазовые, высокоглиноземистые гнейсы, кварц-магнетитовые породы и мраморы. Породы слагают мощные, более 10 км, сложноскладчатые толщи с преобладающим СЗ простираем осей складок. Складки группируются в крупные структуры типа куполов и складчатых овалов. Породы протоофиолитовой формации распределены сравнительно равномерно и образуют ее гомогенную структуру. Отдельные разновидности пород, например, габброиды, в виде небольших линз, встречаются повсеместно.

Характеризуемая формация не слагает сплошных полей, а находится в виде разобщенных участков среди чарнокитовой и других гранитоидных формаций. Здесь наблюдается как бы наложение одной формации на другую и повсеместное развитие протоофиолитовой и гранитоидных формаций. Тела протоофиолитовой и гранитоидных формаций распределены так, что образуют мозаичную структуру данного слоя (оболочки земной коры).

Эта специфика распределения формаций существенно основных пород (протоофиолитовой) и гранитоидов (чарнокитовой и др.) обуславливают характер геофизических полей. Поля, сложенные преимущественно породами протоофиолитовой формации характеризуются высокими значениями аномалий силы тяжести. Поля, образованные гранитоидными формациями, отличаются меньшими их величинами. По данным расчетов гравитационных аномалий одного из районов развития пород протоофиолитовой формации и продуктов их гранитизации, О.Б. Гинтовым сделан вывод, что с глубиной преобладающее развитие приобретают основные породы. Для аналогичного района Кольского полуострова И.В. Литвиненко (1963), В.В. Ждановым (1965) установлено, что базальтовый слой подходит близко к поверхности. Учитывая все изложенное, можно заключить, что для рассматриваемого случая Бугско-Днестровского блока Украинского кристаллического массива, где регионально развитые основные породы протоофиолитовой формации сменяются регионально распространенными гранитоидными чарнокитовой формации, имеет место выход на поверхность зоны перехода от базальтового к гранитному слою (Наливкина, 1965), области поверхности Конрада, а базальтовый слой представлен протоофиолитовой формацией. Изучение процесса образования чарнокитов (Наливкина, 1964) дает возможность судить о процессе становления нижней части гранитного слоя континентов. В составе протоофиолитовой формации наиболее распространенными являются основные ортопороды гранулитовой фации метаморфизма. Изучение породообразующих минералов формации, в сравнении с экспериментальными данными, по их условиям устойчивости дает возможность предположительно оценить температуру метаморфизма пород в 1000° - 1250° С и давление в 12-22 кбар. В сравнении с экспериментальными данными Рингвуда и Грина (1968), ассоциации минералов в породах протоофиолитовой формации в пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцах и габброидах ($Pu+Pl$; $RPu+MPu+Pl$; $MPu+Pl$; $RPu+Pl$; $RPu+Pl+Sp$) отвечают гранулитам среднего давления; ($RPu+Pl+Gr$; $RPu+MPu+Pl+Gr$; $MPu+Pl+Gr$).

соответствуют гранулитам высокого давления; $(Py + Gr + Q)$ ¹ - эклогитам. Последние встречаются лишь изредка. Часто наблюдаются те же ассоциации с амфиболом. В породах, наряду с типичными гранобластовыми структурами, иногда наблюдается габбровая и в единичных случаях (Енисейский кряж) - реликтовая диабазовая структуры. По химизму пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и габброиды близки составу оливиновых диабазов и характеризуются повышенными содержаниями железа, магния, титана, кальция, отличающимися их от состава аналогичных пород офиолитовой формации и среднего состава базальтового слоя. Эти свойства основных пород протоофиолитовой формации постоянны и характерны для аналогичных пород различных континентов.

Породы имеют повышенные концентрации V, Mn, Cr ; меньшие и примерно равные - $Y, Se, Zr, Be, Co, Ni, Pb, Ya, Zn, Cu, Mo$. В отличие от аналогичных пород офиолитовой формации здесь отсутствует Sr и Ba . По характеру породообразующих элементов и элементов-примесей, их ассоциаций и корреляционных связей между элементами и ассоциациями, рассматриваемые породы отвечают магматогенным.

Офиолитовая формация начинается образования раннепротерозойской подвижной области. Она также проявлена на всех континентах. Породы формации слагают протяженные (сотни и тысячи км) прерывистые пояса. Примерами являются пояса в пределах раннепротерозойской подвижной области Украины (Саксагандах). Офиолитовая формация здесь проявлена в субмеридиональных поясах и представлена преобладающе развитыми метаморфизованными основными вулканогенными породами с подчиненной ролью кислых пород и небольших интрузий гипербазитов; метаморфизованными первично-осадочными породами, в том числе и железистыми кварцитами. Общая мощность разреза достигает 8 км. Породы в пределах формации распределены неравномерно. Во внутренних поясах эвгеосинклинали преобладают основные вулканогенные породы; в окраинных поясах - кроме того, широко развиты первично-осадочные породы. Толщи характеризуемых пород сложно-складчатые и образуют узкие линейные складки в синклинориях. Районы проявления офиолитовой и гранитоидных формаций в пределах раннепротерозойской подвижной области, в отличие от архейской, заметно разобшены. Эти формации в масштабе подвижной области образуют макроструктуру будинажа, в которой офиолитовая формация слагает, преимущественно, будины, а мигматит-гранитовая - межбудинные пространства. Поля, сложенные офиолитовой формацией, характеризуются высокими значениями аномалий силы тяжести. По данным ГСЗ (Субботин и др. 1963, 1965, Соллогуб и др., 1966), для таких участков устанавливается отсутствие гранитного слоя или неглубокое залегание базальтового. Аналогичные сведения имеются и для Балтийского щита.

В составе офиолитовой формации наиболее распространенными являются аподиабазовые породы, метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. В них часто сохраняются реликтовые структуры и текстуры, свидетельствующие о первичной природе пород. По петрохимической характеристике они отвечают диабазам с несколько повышенным содержанием Fe, Mg, Ca . При этом, основность пород возрастает от поясов окраинных к внутренним. По характеру породообразующих элементов и элементов-примесей, их ассоциаций и корреляционных связей между элементами и ассоциациями, рассматриваемые породы являются первично магматическими.

Сравнение химизма однотипных основных пород протоофиолитовой и офиолитовой формаций свидетельствует об уменьшении в их составе роли Ti, Fe, Mg и увеличении кремнезема, щелочей; урана, тория, золота от архейских к раннепротерозойским породам.

¹ Условные обозначения: Py - пироксен, Pl - плаггиоклаз, RPy - ромбический пироксен, MPy - моноклинный пироксен, Sp - шпинель, Gr - гранат.

Перечисленные черты однотипных протоофиолитовой и офиолитовой формаций свидетельствуют о направленном развитии магматизма в ряду офиолитовых формаций; нахождение однотипных формаций в аналогичных структурах разных эпох — о циклическом развитии Земли.

Изучение физических свойств (плотности и скорости продольных упругих волн) наиболее распространенных — основных пород офиолитовой и протоофиолитовой формаций по данным измерений нескольких сотен образцов ¹ свидетельствует об их существенном и различном изменении в зависимости от степени метаморфизма. Для основных пород примерно одного химизма эти свойства с изменением ступени метаморфизма от зеленосланцевой к гранулитовой и эклогитовой (по значениям наиболее распространенных величин) фациям возрастают (табл. 1). Максимальные изменения (на 9%) устанавливаются при переходе пород от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации. Далее к амфиболитовой и гранулитовой фациям эти изменения сравнительно не велики. Сопоставление полученных величин ² с данными глубинного сейсмического зондирования для районов развития протоофиолитовой и офиолитовой формаций (табл. 2), а также районов развития докембрия вообще, свидетельствует о соответствии значений скоростей продольных упругих волн основных пород раз-

Таблица 1

Значения плотности и скорости продольных упругих волн в основных породах офиолитовой и протоофиолитовой формаций в связи со степенью метаморфизма пород

Основные породы офиолитовой и протоофиолитовой формаций	Фация регионального метаморфизма	V_p , км/сек	ρ , г/см ³
Аподиабазовые кварц-плаггиоклаз-карбонат-хлоритовые породы и аподиабазовые плаггиоклаз-карбонат-хлорит-эпидотовые породы	Зеленосланцевая	6,7-6,75-6,8	2,76-2,84
Аподиабазовые плаггиоклаз-хлорит-актинолит-эпидотовые породы	Эпидот-амфиболитовая	7	2,98 ^{*)}
Аподиабазовые амфиболиты	Амфиболитовая	7,1-7,2	2,93 и более
Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, габбро-нориты	Гранулитовая	7,2 и более	3 и более
Эклогитоподобные породы	Переходная к эклогитовой	> 7,2	> 3

^{*)} Скорость продольных упругих волн для базальтового слоя по И.П.Косминской 6,5-7 км/сек.

¹ Измерения произведены по нашей просьбе в лаборатории сейсмометрии института Геофизики АН СССР, под руководством А.Я.Дьячковой.

² Такое сравнение считаю вполне правомерным, так как изучались плотные практически лишенные пористости и трещиноватости полнокристаллические породы, которые не меняют существенно значения рассматриваемых величин с увеличением давлений и температур.

Физические свойства основных пород офиолитовой формации по сравнению с данными глубинного сейсмического зондирования

Раннепротерозойская офиолитовая формация (основные породы)				Для района развития раннепротерозойской офиолитовой формации*	
Породы	Фация регионального метаморфизма	ρ , г/см ³	V_p , км/сек	Глубины сейсмических границ, км	V_p , км/сек
Аподиабазовые кварц-плагиоклаз-карбонат-хлоритовые породы	Зеленосланцевая	2,76	6,7	3-4	6,7-7
Аподиабазовые плагиоклаз-карбонат-хлорит-эпидотовые породы		2,82-2,92	6,75-6,8	3,5 ^{xx}	6,8 ^{xx}
Аподиабазовые эпидот-плагиоклаз-хлорит-актинолит-эпидотовые породы	Эпидот-амфиболитовая	2,98	7	5-8	7
Аподиабазовые амфиболиты	Амфиболитовая	2,98 и более	7,1-7,2	8-10	7,1
Не известны				17	7,4
Возможно, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, переходящие в эклогиты, и эклогиты. Такие породы выходят на поверхность в районе развития прото-офиолитовой формации				20	7,5
				30	7,8

*По С.И. Субботину, В.Б. Соллогубу и А.В. Чекунову (1963).

**По данным 1966 г.

ных фаций метаморфизма граничным скоростям продольных упругих волн пологих преломляющих границ базальтового слоя. По многим профилям ГСЗ в пределах базальтового слоя особенно четко проявлена граница со скоростью 7 км/сек. Вероятно, это не случайно, так как появление аналогичных значений обусловлено максимальным градиентом в скоростях продольных упругих волн при переходе основных пород от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фациям.

Все изложенное дает возможность заключить, что основываясь на петрологических и геофизических данных, базальтовый слой континентов сложен породами преимущественно основного состава, метаморфизованными в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой с переходами к эклогитовой фации. Его строение гетерогенно, как в вертикальном, так и горизонтальном измерениях. Гетерогенность выражена наличием полого лежащих преломляющих горизонтов (в вертикальном измерении) и нахождением образований с граничными скоростями разного порядка на одном уровне (в горизонтальном измерении). Как то, так и другое, по-видимому, обусловлено разной степенью регионального метаморфизма основных пород. В раннепротерозойских структурах с развитой в них офиолитовой формацией, выведены на поверхность более высокие горизонты базальтового слоя; в архейских, с проявленной протоофиолитовой формацией — более глубинные его части.

Таким образом, в пределах континентов, в районах широкого развития докембрия, базальтовый слой выходит на поверхность в эрозионных срезках различной глубинности и представлен различно метаморфизованными породами преимущественно основного состава, слагающими офиолитовую и протоофиолитовую формации.

Литература

- Жданов В.В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита. — Сов. геология, 1965, № 5.
- Литвиненко И.В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. — Докл. АН СССР, 1963, 149, № 6.
- Наливкина Э.Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. Изд-во "Недра", 1964.
- Наливкина Э.Б. О формировании некоторых участков земной коры на примере чарнокитовых провинций. — Материалы к сов. "Общие закономерности геологических явлений" (Труды ВСЕГЕИ, 1965).
- Наливкина Э.Б. Классификация магматических формаций древних подвижных областей и платформ. — Сов. геология, 1968, № 5.
- Рингвуд Д.Х., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. — В кн. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Субботин С.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Строение земной коры и геотектонических элементов территории Украины. — Докл. АН СССР, 1963, 159, № 3.
- Субботин С.И., Гуревич Б.Л., Кужелов Г.К., Соллогуб В.Б. и др. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. — Труды XXII сессии междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол., 1965.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Калюжная Л.А. и др. Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований. — Геофиз. сб. АН УССР, 1966, № 18.

МАГМАТИЗМ ЗОН БАЗИФИКАЦИИ МАТЕРИКОВОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К участкам базификации-океанизации, вероятно, следует относить блоковые структуры с отсутствием или аномально малой мощностью гранитного слоя, место которого в разрезе занимает мощная толща основных эффузивов, переходящая на глубине непосредственно в образования базальтового слоя. Разрез земной коры подобных структур приближается к типичному разрезу коры современных океанов.

Ю.М.Шейнманн (1968) выделяет два типа опускания, связанных с формированием океанической коры. Первый тип - ведущий к формированию огромных впадин современных океанов и не зависящий от геосинклинального процесса. Второй тип опускания тесно связан с геосинклинальным процессом, являясь его продолжением, причем размер этих структур значительно меньше структур первого типа.

Регионом, где широко развиты структуры океанизации второго типа, является восточная часть Балтийского щита. К концу раннего протерозоя здесь заканчивается длительный геосинклинальный цикл развития, происходит стабилизация земной коры, преобразование в кору материкового типа. В среднем протерозое Балтийский щит претерпел субплатформенный этап развития, обусловленный тектонической активизацией сформированных ранее геосинклинальных структур. Специфичным для этого переходного от геосинклинали к платформе этапа является широкое развитие блоковой тектоники и интенсивного основного магматизма, ведущих к формированию грабен-синклиналей и наложенных мульд. Заложение этих структур в значительной мере обусловлено более ранней историей региона.

Типичным примером среднепротерозойской наложенной мульды является Печенгская структура на северо-западе Кольского мегаблока. Она сложена мощной осадочно-эффузивной серией, занимающей площадь около 1300 км² и имеющей мощность 7-8 км, из которых на долю осадочных пород приходится не более 15-20%. Мощность гранитного слоя в северо-западной части Кольского мегаблока, по данным ГСЗ (Литвиненко, 1968), не превышает 7-8 км и вполне соизмерима с мощностью печенгской серии в центральной части мульды. Это позволяет предполагать, что под центральной частью Печенгской мульды, ограниченной дугообразным глубинным разломом и выделенной как блок позднего опускания, гранитный слой отсутствует и образующие антидромный ряд основные эффузивы на глубине непосредственно переходят в образования базальтового слоя - возникает типичная структура океанизации.

Примером среднепротерозойской грабен-синклинали является Имандра-Варзугская структура, вытянутая в субширотном направлении по длинной оси Кольского п-ва почти на 350 км, при ширине 20-40 км. Общая мощность имандра-варзугской серии, выполняющей структуру, достигает 6-7 км, но на долю осадочных пород приходится не более 20% ее. Магматогенные образования серии относятся к толеитовому типу и представляют антидромный ряд, заканчивающийся формированием гипербазитов. Благодаря глубинным разломам, часть грабен-синклинали обособлена в виде блока позднего опускания, где гранитный слой земной коры отсутствует и породы имандра-варзугской серии на глубине переходят в образования базальтового слоя (Литвиненко, Платоненкова и др., 1968). К югу и северу от Имандра-Варзугской грабен-синклинали мощность гранитного слоя превышает 5-6 км. Следовательно, в этой структуре на площади около 2000 км² разрез земной коры аналогичен разрезу коры современных океанов.

Иной характер носит развитие среднепротерозойских наложенных мульд и грабен-синклинали Карельского мегаблока. Типичным примером служит Онежская мульда, сложенная среднепротерозойской осадочно-эффузивной толщей с антидромным характером развития магматизма, формирование которой завершается гипербазитовыми интрузиями. Общая мощность среднепротерозойских об-

разований Онежской мульды достигает 1600–2300 м, а на долю осадочных пород приходится более 30–35% разреза. Мощность земной коры в районе Онежской мульды достигает 37–40 км, при мощности гранитного слоя 7–8 км (Кратц, Сокол и др., 1969), то есть аналогична району Печенгской мульды. Однако, мощность среднепротерозойских образований, в данном случае, составляет всего около 25% мощности гранитного слоя, который в значительной части сохранился в основании Онежской мульды. Для этой структуры характерно отсутствие блока позднего опускания, поэтому Онежскую мульду следует рассматривать как незавершенный этап развития структуры океанизации. Грабен-синклинальные структуры Карельского мегаблока так же несут черты незавершенного развития.

Типичным примером позднепротерозойского прогиба, сопровождавшегося основным вулканизмом, является северо-западная часть Ладожского озера. Здесь, на площади более 2000 км², распространены образования позднепротерозойской диабазовой формации. К.О.Кратц (1959) отмечает, что по химизму все породы этой гомодромной формации относятся к нормальному щелочно-земельному ряду с повышенным содержанием кремнезема, железа и щелочей, преимущественно калия, особенно характерного для конечных членов ряда. В этом отношении они сходны с траппами Сибирской платформы.

Район северо-западной части Ладожского озера отличается специфическим глубинным строением. По данным Н.К.Булина поверхность М в этом районе приподнята примерно на 8–10 км по сравнению с окружающими структурами. Мощность гранитного слоя здесь не превышает 3–4 км (Кратц, Сокол и др., 1969). В районе о.Валаам отмечается высокий гравитационный максимум, сопоставимый с максимумом центральной части Печенгской мульды.

Широкое развитие основного магматизма, аномально малая мощность гранитного слоя, наличие гравитационного максимума позволяют предполагать, что северо-западная часть Ладожского озера является структурой океанизации материковой земной коры площадью не менее 2000 км². Мощность позднепротерозойской толщи здесь не известна, поэтому сейчас трудно сказать, является ли эта структура примером завершенного или незавершенного типа развития.

Возникновение океанических структур на материковой земной коре ставит вопрос о механизме удаления вещества гранитного слоя, на котором закладывалась структура океанизации. Наиболее вероятны три способа удаления кислых пород: 1) раздвигание отдельных блоков гранитного слоя, 2) ассимиляция вещества гранитного слоя подкоровым магматическим расплавом, 3) плавление вещества гранитного слоя в прогретой зоне прогиба и интрузия его с образованием самостоятельных гранитоидных массивов.

При формировании мульдообразных прогибов типа Печенгского предположения о горизонтальном перемещении блоков маловероятно, т.к. в структурах, соседствующих и подстилающих мульду, признаки тангенциальных движений отсутствуют. Возможность ассимиляции базальтовым расплавом кислых продуктов опровергается как основным составом всей серии, так и антидромным характером развития магматизма. Остается предположение о плавлении вещества гранитного слоя и перемещении его в верхний структурный ярус в виде интрузии, то есть предположение о тесной связи основного и кислого магматизма среднего протерозоя.

К востоку от Печенгской мульды расположены крупные многофазные массивы гранитоидов лицкого комплекса среднего протерозоя. Ранняя фаза интрузии представлена диоритом и гранодиоритом, средняя, составляющая до 70% массивов – порфиризовидным гранитом типа питерлита и поздняя – лейкократовым гранитом и аплитом. На тесную связь гранитоидов лицкого комплекса с вулканогенными породами печенгской серии указывают целый ряд фактов. 1) В диорите ранней фазы присутствуют ксенолиты метадиабазы, характерного для основания печенгской серии. 2) Породы ранней и средней фаз характеризуются повышенным содержанием железа – количество магнетита в них достигает 16–20 кг/т ($H = 2000-5000 \cdot 10^{-6} \text{СГС}$) и аномально высоким содержанием титана ($t = 3,5-4,5$ в диорите и 0,5–1 в граните), концентрирующегося в сфене,

количество которого достигает 8–10 кг/т (Виноградов, 1968). Эти химические аномалии указывают на значительную контаминацию гранитоидного расплава базальтом, особенно на ранних стадиях процесса. 3) Связь основного и кислого магматизма подчеркивается многофазностью комплекса гранитоидов и полициклическим характером накопления осадочно-эффузивной серии. 4) Приблизительный подсчет объема пород печенгской серии, заполнившей мульду, и объема гранитоидов лицкого комплекса, при условии одинакового положения их нижней кромки, дает вполне сопоставимые результаты и, следовательно, объем вытесненного вещества гранитного слоя и интрузивных новообразований в общем совпадают.

При формировании грабен-синклиналей типа Имандра-Варзуги, большая часть вещества гранитного слоя была вероятно расплавлена и интродуцирована в зону гранитного слоя соседних, относительно приподнятых структур. Можно предположить, что таким путем возникли порфиридные гранитоиды Терского берега, весьма сходные с гранитоидами лицкого комплекса, а также ряд массивов, относимых сейчас к раннепротерозойской формации порфиробластических гранитоидов (Батиева, Бельков, 1968).

Развитие грабен-синклиналей, вероятно, сопровождалось незначительным раздвижением блоков земной коры. Подтверждением этому предположению служит присутствие в имандра-варзугской толще крутопадающих силлов и даек габбро-диабазы, составляющих до 30% ее мощности. Учитывая проблему пространства, внедрение их происходило, вероятнее всего, в условиях тангенциальных движений.

В Карельском магаблоке, в связи с формированием незавершенных структур океанизации и частичным удалением гранитного слоя, появляются небольшие интрузии постинверсионных микроклиновых порфиридных гранитов, относимых Г.М.Саранчиной (1969) к гранитам второго формационного типа, сопоставимых с гранитоидами лицкого комплекса. Отличием карельских гранитов является их однофазность, что совпадает с моноциклическим характером основного магматизма в среднепротерозойских структурах карельского типа. Состав гранитов субэвтектический с низким содержанием железа и титана, что не позволяет предполагать существенную роль контаминации при их образовании.

На тесную связь основного и кислого позднепротерозойского магматизма указывает, прежде всего, гомодромный характер его развития с диабазами в начале, и гранитоидами в конце ряда. Главенствующая роль процессов палингенеза и ассимиляции при формировании этого ряда пород отмечалась А.А.Полкановым (1956) и др. авторами.

Модель процесса океанизации средне- и позднепротерозойских структур, в общем случае, создается, но наблюдаются специфические различия, выраженные в антидромном и гомодромном характере развития вулканизма.

Возникновение масс кислого расплава, соизмеримого с объемом погруженного в прогибах гранитного слоя, вызвано длительным прогревом всей тектонически активной зоны. Энергия плавления обусловлена, во-первых, высоким геотермическим градиентом, наблюдаемым в подобных зонах; во-вторых, тепловой базальтового расплава. Благодаря горячей базальтовой покрывке с высокой теплоотдачей, под прогибом температура будет возрастать значительно быстрее, чем если бы она была обусловлена только температурным градиентом, при этом температура плавления гранитов достигается уже на глубине не более 4–5 км.

Многие исследователи, в том числе В.В.Белоусов (1969), доказывают, что земная кора современных океанов формировалась в конце палеозоя – начале мезозоя, причем кислый материал гранитного слоя, на котором закладывались океанические структуры, исчезал в процессе ассимиляции его мантийным веществом. Судя по приведенному материалу, зародыши-модели будущих океанических структур появлялись уже в среднем протерозое, но масштаб явлений был совершенно иной.

Намечается специфическая линия развития магматизма структур океанизации материковой земной коры. В среднем протерозое наблюдается антидромный ряд основных вулканогенных пород, сопровождаемый формированием крупных многофазных гранитоидных интрузий. В позднем протерозое формирование оке-

анических структур сопровождается гомодромным вулканогенным рядом (базальт-аплит), при интенсивной ассимиляции базальтоидами вещества гранитного слоя и внедрением крупных массивов гранитов-рапакиви. Вероятно, как продолжение в раннем палеозое процесса океанизации с расширением его масштаба, следует рассматривать трапповый магматизм, при котором также формируются океанические структуры (Васильковский, Предтеченский, 1964). Интенсивный процесс ассимиляции ведет, в данном случае, к ограниченному проявлению гранитоидного интрузивного магматизма. Завершающим этапом является формирование современных океанов, сопровождаемое интенсивным основным и средним вулканизмом, причем ассимиляция вещества гранитного слоя проявилась настолько энергично, что кислый магматизм практически отсутствует.

Процесс базификации - океанизации, развиваясь во времени, непрерывно увеличивает свои масштабы, начиная с среднепротерозойских мелких локальных депрессий и кончая современными глобальными океаническими впадинами.

Литература

- Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. - В кн. "Очерки по петрологии, минералогии, металлогии гранитов Кольского полуострова". Изд-во "Наука", 1968.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., изд-во "Наука", 1969.
- Васильковский Н.П., Предтеченский А.А. О строении Сибирской платформы. - Геолг. и геофиз., - 1964, № 6.
- Виноградов А.Н. Порфириновые граниты северо-западной части Кольского полуострова. - В кн. "Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова". Изд-во "Наука", 1968.
- Жданов В.В. Глубинное геолого-петрологическое строение Русской Лапландии. М., 1967.
- Кратц К.О. Иотнийские основные породы южной Карелии и их титаномагнетитовое оруденение. - В кн. "Материалы по геологии Карелии". Петрозаводск, 1959.
- Кратц К.О., Сокол Р.С., Лобач-Жученко С.Б., Яскевич Н.И. Характеристика гравитационного и магнитного поля. - В кн. "Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии". Изд-во "Наука", 1969.
- Литвиненко И.В. Особенности глубинного разреза земной коры восточной части Балтийского щита. - В кн. "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита". Изд-во "Наука", 1968.
- Литвиненко И.В., Платоненкова Л.Н., Сипакова Ю.А., Анкудинов С.А. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклиорной зоны. - В кн. "Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита". Изд-во "Наука", 1968.
- Полканов А.А. Геология хогландия-иотния Балтийского щита. - Труды ЛАГЕД, 1956, вып. 6.
- Саранчина Г.М. Раннепротерозойский магматизм Приладожья. Л., 1969.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. Изд-во "Недра", 1968

Е.К. УСТИЕВ

От имени геологов формационной комиссии Петрографического комитета: Е.Д. Андреева (секретарь), Ф.Р. Апельцин, Г.Д. Афанасьев, М.Б. Бородаевская, А.М. Борсук, О.А. Воробьева, В.И. Гоньшакова, А.М. Даминова, В.А. Жариков, В.С. Коптев-Дворников, В.Ф. Морковкина, В.П. Петров, Р.П. Петров, М.Г. Руб, Е.В. Свешникова, И.М. Сперанская, И.В. Хворова, И.Х. Хамрабаев, Д.С. Харкевич, Ю.М. Шейнманн, Н.А. Штрейс, К.А. Шуркин.

Некоторые основные понятия и термины
в учении о магматических формациях¹

В докладе критически рассмотрено современное состояние учения о магматических формациях, отмечены существующие противоречия и разногласия и сделаны конструктивные предложения, к которым пришло большинство членов комиссии. Прежде всего констатированы некоторые (числом пять) важнейшие условия, без которых понятие о магматической формации не отвечало бы современному состоянию магматической геологии, и на этой основе выведена обобщенная формулировка понятия о магматических формациях. Из этой формулировки вытекают определения, касающиеся возрастных и пространственных границ наблюдающихся в природе магматических формаций, а также естественных границ их состава.

Дальнейшее развитие доклада посвящено систематике магматических сообществ различного ранга. С этой целью рассмотрены возрастные и пространственные соотношения между магматическими сообществами, образующимися в связи с различными стадиями эволюции геосинклинально-складчатых областей и различными геотектоническими структурами. Сообразно с рангом сообществ выделена и охарактеризована шкала надформационных, формационных и подформационных магматических сообществ, образующихся в связи с определенными этапами формирования геосинклинально-складчатых областей.

Заключительная часть доклада посвящена некоторым дополнительным понятиям и терминам формационного анализа ("фация", "петрографическая провинция" и т.д.), а также некоторым терминам свободного или полусвободного пользования, которые используются петрографами и геологами "комплекс пород", "серия пород", "стадия формирования" и т.д.).

¹ Текст доклада публикуется в журнале "Известия АН СССР" серия геол., 1970, № 4.

ПРОБЛЕМЫ БАЗИТОВ

1. Базиты образуют обширный класс горных пород, которые рассматриваются большинством исследователей как производные магматических расплавов. Верхняя мантия земли вызывает особый интерес в качестве возможного источника базальтовой магмы. Некоторые богатые магнием породы — кимберлиты, эклогиты и перидотиты, по-видимому, являются представителями верхней мантии. Однако попытки решить вопрос о том, каким веществом сложена верхняя мантия наталкиваются на значительные трудности. Первоначальная и казалась бы наиболее простая эклогитовая гипотеза, объясняющая природу поверхности М простым фазовым переходом, встречает серьезные затруднения. Йодер и Тилли (1965), изучая плавление эклогитов при высоких давлениях, пришли к выводу, что на основании "эвтектикоподобного" характера плавления в общем можно утверждать, что эклогит сам является продуктом частичного плавления первичных пород, например, гранатовых перидотитов. О'Хэра и Мерси (O'Hara, Mercy, 1963) придерживаются того же мнения.

По совокупности данных перидотитовая гипотеза в настоящее время представляется наиболее обоснованной. Она, конечно, не исключает существование глубинных эклогитов, установленных прямым наблюдением, но считает их лишь производными первичного вещества мантии. Основываясь на измерении теплового потока, особенностях прохождения сейсмических волн и на экспериментальных данных, многие ученые предполагают, что химический состав первичной недифференцированной верхней мантии таков, что при селективном плавлении возникает базальтовая магма и остается тугоплавкий дунитовый или перидотитовый остаток (Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968).

К близким выводам пришел А.П.Виноградов (1961). Сопоставляя земные глубинные породы с метеоритами и основываясь на экспериментах по зонной плавке, А.П.Виноградов считает, что в процессе дифференциации вещества верхней мантии происходит его расщепление на базальт и дунит.

2. Современные исследования заставляют признать, что разновидности базальтовых магм — толеитовая, оливино-базальтовая, высокоглиноземистая и другие не принадлежат исключительно каким-либо одним геотектоническим мегаструктурам (геосинклиналям, платформам или океаническим впадинам), а распространены часто независимо от них и встречаются в самых различных районах земного шара. Эта независимость частных базальтовых магм от тектонического строения региона и их взаимные переходы дают основание полагать, что разделение первичной базальтовой магмы представляет подкорový процесс, не всегда обусловленный теми же факторами, которые управляют формированием геотектонических структур.

О температурах мантийных глубин мы не имеем ясного представления, но давления должны быть весьма большими. Эксперименты, проведенные Грином и Рингвудом (1968, 2), указывают, что богатая оливином первичная толеитовая магма может дать три типа производных магм в порядке понижения давления: а) магму щелочного оливинового базальта, б) высокоглиноземистого оливинового толеита, в) оливинового толеита и кварцевого толеита. Йодер и Тилли (1965) также выдвинули ряд гипотез, касающихся равновесия между омфацитом, гранатом и расплавом, каждая из них предусматривает вариации в составе расплава. Дифференциация сходных по составу расплавов может идти по расходящимся направлениям, отвечающим, при низких давлениях, толеитовым и щелочным базальтам. Производные базальтовые магмы, вероятно, возникают в результате частичного плавления первичного субстрата мантии на глубине 100–150 км (под материками), т.е. в пределах волновода Гутенберга.

Особое положение занимают расплавы, формирующие никеленосные интрузии. Эти интрузии, хотя и принадлежат к базальтоидным формациям, но

имеют черты более глубинных образований. По составу и геохимической специализации они занимают промежуточное положение между базальтами и хондритами, что позволяет предполагать их образование при неполном выплавлении базальтов из мантийного вещества (Годлевский, 1968).

Подъем базальтовой магмы из верхней мантии к земной поверхности сопровождается на всем пути ее прохождения через толщу горных пород дальнейшей дифференциацией, которая имеет различный характер в зависимости от глубины и положения расплава в земной коре. Дифференциация в глубоких, промежуточных и периферийных очагах может происходить в гомогенной жидкой среде или быть связанной с кристаллизацией. Причиной дифференциации в гомогенном состоянии скорее всего следует считать влияние гравитации в магматической колонне, имеющей большое протяжение на глубину (Кадик, 1963). Расслоение в вулканических каналах представляет довольно частое явление. Но можно указать и на случай ареальной магматической дифференциации, например, на образование антидромно построенной лавовой толщи первого цикла излияний триаса Норильского района - от андезито-базальтов до пикритовых базальтов (Годлевский, 1959).

Кристаллизационная дифференциация, в общем, следует эмпирическому закону о параллелизме кристаллизации и дифференциации, установленному А.Н.Заварицким (1950). Она является ведущим процессом при застывании магматических расплавов на поверхности земли и на небольших глубинах. Здесь доминирует схема фракционирования Боуэна и в результате подобной дифференциации возникают такие распространенные ряды пород как толеит-риолит, щелочный базальт-фонолит и т.д. Наблюдается четкая приуроченность различных групп основных пород к районам определенного тектонического строения и к определенным этапам их развития. Можно выделить характерные петрографические формации основных пород для подвижных поясов и платформ (Кузнецов, 1964). Близость химических составов базальтовидных формаций выдвигает на первый план при их сравнительном изучении статические методы. Применение современной вычислительной техники позволяет обсчитывать большой аналитический материал и получать объективные и весьма важные теоретические выводы (Кутолин, 1969).

3. Одной из актуальных проблем изучения базальтового магматизма является проблема взаимоотношения базальтовой магмы с кислой и ультраосновной магмами в складчатых областях и со щелочной и ультраосновной магмами в складчатых областях и со щелочной и ультраосновной - на платформах. Не вызывает сомнения самостоятельность кимберлитового магматизма: очаги зарождения траппов и кимберлитов сильно разнятся по глубине. Взаимоотношения между траппами и щелочными ультраосновными породами не столь ясны, но все же следует склониться к независимости и этих образований.

Для магматизма подвижных поясов один из сложных вопросов - это характер связи инициальных базальтов (спилитов) с гипербазитовыми интрузиями. Существует много точек зрения на происхождения альпинотипных гипербазитов, однако следует считать доказанным, что они не могли возникнуть за счет фракционирования базальтовой магмы, а имеют мантийное происхождение. Но это не выступления самой мантии, как иногда их неправильно трактуют, а, по-видимому, тугоплавкий остаток, внедрившийся из мантии в разогретую зону эвгеосинклинали. Результаты опытов показали, что альпинотипные гипербазиты по сравнению с перидотитами глубинных включений образовались при более высоких температурах и на меньших глубинах (Базилевский, 1968).

Взаимодействие между базальтовой и гранитной магмой относится обычно к более поздним этапам развития магматизма подвижных поясов. В физико-химическом аспекте этот процесс может быть сопоставлен с ассимиляцией базальтовой магмой кислого материала. В орогенических поясах присутствует серия пород, которая происходит из толеитов и представлена известково-щелочными разновидностями андезитов, дацитов и риолитов,

причем андезиты преобладают. По мнению некоторых петрографов при образовании пород этой орогенической серии значительную роль играли процессы ассимиляции корового материала. Во многих районах это, вероятно, действительно так, но с другой стороны известны и противоположные случаи, когда по сейсмическим данным питание современных действующих андезитовых вулканов происходит из подкорковых глубин. О возможности генерации андезитовой магмы непосредственно в мантии говорят и опыты по плавлению горных пород при больших давлениях. В сухих условиях при давлениях 27–36 кбар наименьшая температура ликвидуса установлена у андезита, а не у более кислых дацита и риолита (Грин, Рингвуд, 1968а).

4. Внутрикамерная кристаллизация базальтоидных расплавов является одним из наиболее сложных и в то же время наиболее важных в промышленном отношении процессов, т.к. с ней связано образование многих полезных ископаемых. Внутрикамерная кристаллизация происходит в пределах самых верхних горизонтов земной коры (обычно в осадочном слое) и на ней сказывается в первую очередь тектоническая обстановка застывания магматического расплава. Форма камеры существенно зависит от того, расположен ли район внедрения магмы на платформе или в складчатой области, причем в последнем случае не безразлично и время внедрения – в доорогенный, синорогенный или посторогенный этап.

В условиях платформы образуются горизонтально залегающие расслоенные интрузии (по большей части однофазные) или же неправильно дифференцированные дайки. В результате внутрикамерной дифференциации расслоенные интрузии в принципе должны иметь трехчленное строение, причем нижний (аккумулятивный) и верхний горизонты должны быть комплементарны. Обычно же это простое строение значительно усложняется, причем тем более, чем больше мощность и размеры интрузии. В камерах "лишенных дна" (дайках) не происходит аккумуляции раннего оливина, благодаря чему разрез таких тел сильно модифицирован по отношению к строению родственных им расслоенных интрузий. В.Л.Массайтис (1968) для девонских траппов Сибирской платформы привел петрогенетические ряды, характеризующие внутрикамерную дифференцию одного и того же расплава в условиях силлов и даек.

В складчатых областях формы интрузий могут быть чрезвычайно сложными, причем сами интрузии часто многофазны. Недавно был описан процесс многокамерной, но одновременной кристаллизации магмы в пределах Чайского массива в Прибайкалье, где неравномерное на первый взгляд распределение основных типов интрузивных пород явилось результатом синхронно идущей дифференциации базальтовой магмы в камере, характеризующейся сложным внутренним строением (Касьянов, Баташев, 1968).

Дальнейшее фракционирование базальтового расплава, после осаждения первичного магнезиального оливина, может идти, как известно, по двум расходящимся направлениям, с обогащением в одном случае железом (путь Феннера), а в другом – кремнеземом и щелочами (путь Боуэна). Согласно представлениям Осборна (Osborn, 1959) причиной такого дуализма служит поведение кислорода. На основании экспериментального изучения системы $FeO - Fe_2O_3 - MgO - SiO_2$ Осборн заключил, что постепенное обогащение пород железом происходит в закрытых системах, где количество кислорода постоянно и, следовательно, парциальное давление его в расплаве по мере хода кристаллизации падает (пример – Скаергард), наоборот, при дифференциации по схеме Боуэна система открыта относительно кислорода ($P_{O_2} = const$, пример – Каскейд). Различие в парциальном давлении кислорода зависит, по Осборну, от разного содержания воды во вмещающих породах, т.е. от геологической обстановки. Следует, однако, заметить, что, хотя расслоенные трапповые интрузии платформ кристаллизуются в совершенно одинаковых геологических условиях, но там наряду с интрузиями, дифференцированными по скаергардской схеме, встречаются никеленосные интрузии, в которых дифференциация идет, наоборот, с уменьшением абсолютного содержания железа. Такое различие в ходе

дифференциации при совершенно сходной геологической обстановке можно объяснить, лишь исходя из других причин, обусловленных свойствами самого кристаллизующегося расплава. Так, например, Йодер и Тилли (1965) считают более вероятным, что постоянное P_{O_2} обусловлено осаждающимися минералами, а не каким-либо внешним или внутренним агентом, таким как H_2O .

Автор настоящего доклада (Годлевский, 1968) пришел к иному выводу, а именно, что ведущую роль в ходе дифференциации следует, по-видимому, отнести не изменению парциального давления кислорода, а изменениям энергетических показателей системы — химических потенциалов FeO и SiO_2 которые становятся виртуально подвижными в пределах расплава. Химические потенциалы, представляя собой производные от свободной энергии по мольной доле компонента, характеризуют скорость изменения энергии системы в ходе кристаллизации. Соответствующие реакции между минералами и расплавом идут с понижением химических потенциалов FeO и SiO_2 в интрузиях норильского типа и с повышением их в интрузиях скаергардского типа. Кристаллизация по схеме Боуэна идет с уменьшением потенциала железа и увеличением потенциала кремнезема. Таким образом, концентрацию кислорода вряд ли можно рассматривать, как единственный регулятор хода процесса кристаллизационной дифференциации толеитовой магмы, хотя роль P_{O_2} , вероятно, во многих случаях велика, как показывают эксперименты.

5. Анализ формационной принадлежности рудных месторождений, связанных с основными породами, вскрывает одну важную закономерность, а именно, что они ассоциируют с интрузивными комплексами, претерпевшими дифференцию в процессе своего образования в толще земной коры. Это в равной степени относится к магматическим и постмагматическим месторождениям. Такая связь может найти объяснение в том, что рудные элементы, за исключением железа, не относятся к широко распространенным и не находятся на главном пути магматической кристаллизации. Их концентрация всегда обусловлена каким-то побочными процессами. Компоненты руд принадлежат к группе переходных элементов, они характеризуются большой склонностью к образованию комплексных ионов и большим разнообразием степеней окисления, что делает эти металлы чрезвычайно чувствительными к изменению физико-химических условий — главным образом, редокspotенциала. Одним из лучших доказательств магматической природы соответствующих месторождений является повышенная концентрация данного элемента в магме (месторождения хромита, самородной платины, титана).

Несколько сложнее выглядит образование медно-никелевых месторождений. Они связаны не с гипербазитовой формацией, породы которой изначально наиболее обогащены никелем, а исключительно с базальтоидными интрузивными комплексами. Объясняется это распределением серы, входящей преимущественно в базальтовый расплав особого типа. Сера, покидающая мантию при ее дегазации вместе с базальтовой магмой, входит в состав постмагматических водных растворов и образует с тяжелыми металлами сернистые соединения, отлагающиеся при гидротермальном процессе.

Целью этого краткого доклада было показать современное состояние и достигнутые успехи в учении о базитах. Они велики, особенно в изучении проблемы мантии. Но не следует забывать, что мы стоим на пороге нового этапа в развитии петрологии, когда будут охвачены проблемы магматизма двойной планеты Земля — Луна.

Литература

- Базилевский А.А. Экспериментальные исследования в системе дунит-базальт. Геохимия, 1968, № 8.
Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение 1. Геохимия, 1961, № 1.

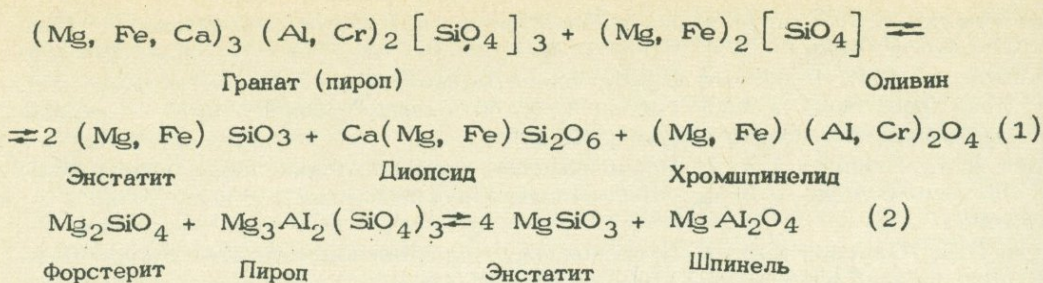
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолиздат, 1959.
- Годлевский М.Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. Докл. сов. геол. к XXIII сессии МГК. Проблема 7. Эндогенные рудные месторождения. Изд-во "Наука", 1968.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. 1. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. - В кн. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. 2. Происхождение базальтовых магм. - В кн. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л. Изд-во АН СССР, 1950.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- Кадик А.А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. - В кн. "Химия земной коры", т.1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Касьянов А.В., Баташев Е.В. Многокамерная кристаллизация магмы на примере Чайского базит-гипербазитового массива (Северное Прибайкалье). - Сов. "Петрология и металлогения базитов" (тезисы докладов). М., 1968.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Кутюлин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. Изд-во "Наука", 1969.
- Масайтис В.Л. К петрологии девонских основных лав и интрузий восточной части Сибирской платформы, - Сов. "Петрология и металлогения базитов" (тезисы докладов). М., 1968.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. - В кн. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- O'Hara M.J., Mercy E.L.P. Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites. Trans. Ray. Soc. Edinburgh, 1963, 65, N 12.
- Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. - Amer. J. Sci., 1959, 257, N 9.

Н.П. Михайлов

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ АССОЦИАЦИЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Данные геологических наблюдений в областях развития ультраосновных и основных пород и результаты многочисленных экспериментальных работ по плавлению перидотитов, эклогитов и базальтов позволяют сейчас вполне уверенно говорить о существовании двух типов природных ультрабазитов, различающихся по их минеральным ассоциациям и глубине образования (Михайлов, Ровша, 1965; Бойд, Мак-Грегор, 1968): а) глубинных пироповых ультрабазитов (парагенезис: оливин + пироксен + пироп, характерный для относительно высоких давлений), свойственных глубинным зонам земной коры или верхней мантии; б) интрузивных шпинелевых (беспироповых) ультрабазитов (парагенезис: оливин + пироксен + хромшпинделид, характерный для относительно низких давлений), кристаллизующихся после подъема магмы в верхние зоны земной коры.

Реальность существования этих двух типов ультрабазитов, как гетероморфных эквивалентов, устойчивых при различных давлениях, подтверждается экспериментально доказанными обратимыми реакциями:



Направление этих реакций определяется величиной давления, так как поле устойчивости пироба, по экспериментальным данным (Rost, 1961; Boyd, England, 1958-1959), ограничивается давлением около 2000 атм, а его метастабильная область (в которой пироп хотя не образуется, но и не разлагается) — давлением 1200 атм. Считается, что в земной коре могут возникать литостатические давления порядка лишь 1000-1500 атм. Естественно предположить поэтому, что пироповые ультрабазиты образуются в более глубоких зонах, где существуют необходимые для кристаллизации пироба высокие давления.

Как видно из реакций (1) и (2), образование пироба сопровождается появлением оливина. Вследствие этого, пиропсодержащие ультрабазиты представлены всегда существенно оливиновыми породами-перидотитами. На земной поверхности они встречаются редко и известны только в двух формах проявления: 1) в виде глубинных ксенолитов (родственных включений) в кимберлитовых брекчиях; 2) в виде редко наблюдаемых интрузивных масс среди глубоко эродированных кристаллических образований докембрия в некоторых складчатых поясах Европы (пироповые перидотиты Чешского массива, гордуниты Швейцарии, гранатовые перидотиты Норвегии).

Одной из важных минералогических особенностей пироповых перидотитов, проливающей свет на их происхождение, является то, что энстатиты в них всегда имеют небольшое содержание Al_2O_3 (обычно, 1-2%). Экспериментально установлено, что энстатиты, кристаллизовавшиеся совместно с пиропом, не могут содержать более 3-4% Al_2O_3 при любых температурах, возможных в мантии, так как предел насыщения Al_2O_3 в энстатите резко падает при появлении пироба в виде стабильной фазы (Boyd, England, 1958-1959). С другой стороны известно, что в ромбических пироксенах из гранатовых гранулитов количество Al_2O_3 достигает 8-9% (Eskola, 1952; Green, 1964; и др.).

Таким образом, низкая глиноземистость энстатитов из пироповых перидотитов противоречит представлениям о происхождении этих пород в результате метаморфизма ультрабазитов в гранулитовой фации на месте их современного залегания и заставляет считать, что они интродировали из мантии в земную кору именно в виде такой ассоциации минералов, представляя собой, возможно, вещество антиастинолитов, в понимании В.В.Белоусова (1966).

Другая минералогическая особенность пироповых перидотитов состоит в том, что зерна пироба в них всегда имеют характерную оплавленную, округлую форму без кристаллических граней, обычно с келифитовыми каймами, причем по своим размерам эти зерна часто во много раз крупнее зерен оливина и пироксена, образующих мелкокристаллическую массу породы. Это обстоятельство является свидетельством против внедрения пироповых перидотитов из мантии в твердом состоянии и позволяет объяснить появление их в обстановке низких давлений верхних зон земной коры (т.е. в условиях, уже не соответствующих полю устойчивости пироба) относительно быстрым и коротким подъемом "кашеобразной" перидотитовой магмы, когда зерна пироба, не успевшие полностью разложиться, сохраняются в кристаллизующемся расплаве. В этом случае неполный ход реакции (1) слева направо фиксируется лишь в образовании на зернах пироба келифитовых кайм (содержащих

пироксен и шпинель), что постоянно наблюдается, как в интрузивных пироповых перидотитах, так и в перидотитах родственных включений в кимберлитах.

Характерной петрологической особенностью ассоциаций пироповых перидотитов является стерильность их относительно полевошпатовых основных пород, что отличает их от всех других природных ассоциаций ультрабазитов.

В отличие от пироповых перидотитов, шпинелевые ультрабазиты (не содержащие пироба) широко распространены в земной коре; они входят в состав всех известных базит-ультрабазитовых ассоциаций (магматических формаций) складчатых и платформенных областей. Основываясь на приведенных выше данных и соображениях о генезисе пироповых перидотитов, естественно предположить, что шпинелевые (хромитовые) ультрабазиты (в тех случаях, когда они не являются дифференциатами базальтовой магмы) образуются тогда, когда возникающая в глубинных антиастенолитах перидотитовая магма проходит достаточно большой путь до места своей кристаллизации. В этом случае находящиеся в ней зерна пироба при достаточно длительном воздействии высоких температур и сравнительно низких давлений успевают полностью разложиться и вместо них кристаллизуются пироксены и хромшпинелид, т.е. реакция (1) здесь проходит до конца и в новой термодинамической обстановке становится уже необратимой. Этим же можно объяснить отсутствие интрузивных масс пироповых перидотитов в верхних структурных этажах складчатых систем и нахождение их исключительно в областях глубоко эродированного древнего докембрийского фундамента, среди регионально-метаморфизованных пород гранулитовой или эклогитовой фаций.

Ассоциации шпинелевых ультрабазитов, характеризующиеся всегда постоянной и тесной связью перидотитов с основными породами, а в некоторых формациях и с натровыми гранитоидами, в развитии геотектонических элементов земной коры проявляются строго закономерно. Подавляющее большинство их приурочено к подвижным поясам (геосинклинально-складчатым областям), где они по времени своего проявления связаны с двумя различными стадиями развития этих структур: с ранней или собственно геосинклинальной стадией и со стадией тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых систем.

Самой распространенной среди этих ассоциаций является формация альпинотипных габбро-перидотитовых интрузий, типичная для складчатых зон с эвгеосинклинальным характером развития. Интрузивные комплексы этой формации образуют четко выраженные линейные пояса, образованные цепочками небольших (реже - крупных) массивов серпентинизированных перидотитов (главным образом гарцбургитов) с подчиненными телами габбро и протягивающиеся на сотни километров вдоль глубинных разломов обычно в краевых частях эвгеосинклинальных прогибов.

Типичными представителями этой формации являются: Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Урала, габбро-перидотитовые комплексы Казахской и Алтае-Саянской складчатых областей, Фергано-Кызылкумский пояс Южного Тянь-Шаня, Севанский габбро-перидотитовый пояс на Малом Кавказе, пояса альпинотипных интрузий Средиземноморской провинции, Береговых хребтов Калифорнии (США), Нового Южного Уэльса (Австралия), Новой Зеландии и многие другие. В отдельных складчатых областях эта формация характеризуется некоторыми резко выраженными особенностями состава ультрабазитов и потому получает особые наименования: дунит-гарцбургитовая (Урал, Камчатка), дунит-верлитовая (Сихотэ-Алинь) и др. Характерной чертой рассматриваемой формации является тесная связь бесполевошпатовых ультрабазитов с основными породами, проявленная не только в строении интрузивных массивов, но и в общем строении включающих их эвгеосинклинальных зон. В последних устанавливается настолько постоянная приуроченность габбро-перидотитовых интрузий к полям развития основных эффузивов, что она вызвала (главным образом, со стороны французской школы геологов; см. Обуэн, 1967, стр. 135-136) даже крайнюю точку зрения об эффузивной природе всех пород офиолитового комплекса, включая габбро и перидотиты.

Постоянная пространственная и генетическая связь перидотитов и габбро в альпинотипных интрузивных комплексах, впервые убедительно показанная еще Бенсоном (Benson, 1926) и еще раз подчеркнутая на XXI сессии МГК Тайером (1963), отнюдь не противоречит современным представлениям о самостоятельности перидотитовой магмы и о возникновении ее путем прямого плавления подкорковых масс. Напротив, широко принятая сейчас концепция о пиролитовом составе первичного вещества мантии и о возможности выплавления из него различных типов базальтовых и ультраосновных (остаточных) магм, позволяет такие ассоциации перидотитов и габбро в альпинотипных комплексах считать вполне закономерными.

Грин и Рингвуд (1968) показали, что плавление 30-40% первичного пиролита в условиях глубин около 90 км приводит к образованию пикритовых магм, содержащих более 30% нормативного оливина и 10-15% нормативного гиперстена, а нерасплавившийся остаток состоит из оливина и энстатита.

Такие магмы, вероятно, только в редких случаях достигают поверхности, не дифференцируясь на какой-то промежуточной глубине. Отделение жидкой фазы от остаточных кристаллов на меньших глубинах (60-30 км), приводит к возникновению высокоглиноземистых магм состава оливинового толеита, причем остаточный перидотит характеризуется еще более высоким отношением оливина к ромбическому пироксену, что соответствует обычному минеральному составу гарцбургитов альпинотипных комплексов. Таким образом, базальтовые расплавы могут возникать не только путем прямого частичного плавления веществ мантии, но и при фракционной кристаллизации "первичной" пикритовой магмы во время ее подъема. Кроме того, экспериментальные данные О'Хара и Йодера показывают возможность получения богатого кремнекислотой толеитового расплава при частичном плавлении грачатового (пиролового) перидотита (O'Hara, Yoder, 1963). Необходимо иметь в виду, что зарождение магм в мантии и их дифференциация на более высоких уровнях только в исключительных случаях представляют собой процессы в закрытых системах. Поэтому нельзя исключать здесь возможности частичного смешения магм на глубине или в процессе их восходящего движения, их последующую дифференциацию в промежуточных очагах, взаимодействие с вмещающими породами, а также и другие процессы, которые в конечном счете приводят к гетерогенности первичных ультрабазитовых магм и к обособлению интрузирующих совместно с ними каких-то объемов базальтовых расплавов, кристаллизующихся затем в виде тел габбро в составе существенно перидотитовых альпинотипных комплексов. Во всяком случае, постоянное сонахождение в последних этих двух типов пород с позиций современных петрологических гипотез может быть объяснено несколькими возможными способами, сделать окончательный выбор между которыми пока трудно.

Альпинотипные габбро-перидотитовые интрузии, будучи доскладчатыми или раннескладчатыми образованиями, вовлекаются вместе с вмещающими их геосинклинальными осадочно-эффузивными толщами в последующие тектонические движения. Поэтому в таких интрузиях почти постоянно наблюдаются сорванные тектонические контакты, образование внутренних разрывов, серпентинитовые брекчии и реже - небольшие перемещения бескорневых серпентинитовых масс вдоль тектонически активных зон региональных разломов. Последнему явлению, наиболее четко фиксируемому в областях альпийской складчатости, некоторые исследователи (главным образом, тектонисты) иногда приписывают неоправданно большое значение, рассматривая все без исключения массивы серпентинизированных перидотитов как повторно внедренные в холодном состоянии интрузивные массы ("протрузии"). Более того, в последние годы высказываются гипотезы о внедрении ультраосновных пород рассматриваемой формации в твердом состоянии непосредственно из мантии (т.е. точки зрения, прямо противоположные упомянутому уже ультрамагматическому представлению об эффузивной природе альпинотипных перидотитов и габбро). Возражения против этой гипотезы, кроме приведенных выше для пироповых перидотитов, указывают на ингорирование ее сторонниками габбро и основных эффузивов, постоянно ассоциирующихся с перидотитовыми

интрузиями, и наличие у последних интрузивных контактов, примеров которых в литературе имеется уже достаточно. Кроме того, при внедрении перидотитов в твердом состоянии из мантии в альпинотипных интрузиях наблюдались бы совершенно иные качественные и количественные минеральные ассоциации.

Остальные ассоциации ультраосновных и основных пород, связанные с ранней стадией развития складчатых зон эвгеосинклиналичного типа, характеризуются преобладающим распространением в них габбровых пород и (или) натровых гранитоидов при подчиненной роли ультрабазитов и рассматриваются уже как производные габбровой (базальтовой) магмы. К ним относятся: дунит-пироксенит-габбровая формация, характеризующаяся концентрически зональным строением интрузивных тел с резко обособленными дунитовыми ядрами, обычно окаймленными зонами пироксенитов и меланократовых оливинных габбро (тылаитов), и габбро-плагиогранитовая формация, в массивах которой некоторые разновидности ультрабазитов (пироксениты, горблендиты, полевошпатовые верлиты, троктолиты) вместе с габбро входят в состав ранней интрузивной фазы.

Типичными представителями первой формации являются: платиноносный дунит-пироксенит-габбровый комплекс Урала, лысанский комплекс В.Саяна, некоторые интрузии Центрального Казахстана, мезозойский пояс дунит-пироксенит-габбровых интрузий Восточной Аляски и др. Габбро-плагиогранитовая формация, завершающая магматизм собственно геосинклиналичной стадии, широко распространена в складчатых областях Северного Кавказа (уруштенский комплекс), Урала (собский, гороблагодатский и др. комплексы), Казахстана (степнякский, сарытумский и др. комплексы), Алтая (амелихинско-межевский комплекс), Северного Тянь-Шаня (терскейский комплекс), ЮЗ Тянь-Шаня (обихуомский комплекс), Западного Саяна (маинский комплекс), Забайкалья (ингодинский, джидинский, урюмский и др. комплексы) и т.д.

На средних и поздних стадиях развития складчатых областей ассоциации ультраосновных и основных пород в виде самостоятельных магматических формаций не проявляются. Однако породы группы габбро, иногда с очень незначительными по объему ультраосновными (точнее — ультрамафическими) дифференциатами (типа горблендитов, пироксенитов, лерцолитов) присутствуют в качестве первых интрузивных фаз в сложных габбро-диорит-гранодиоритовых позднекладчатых комплексах, что, как подчеркивает Ю.А.Кузнецов (1967), представляет совершенно закономерное явление для структурно-формационных зон с эвгеосинклиналичным типом развития.

Интрузивные ассоциации ультраосновных и основных пород установлены теперь и в миогеосинклиналичных зонах, где они представлены группами своеобразных формаций, проявляющихся обычно синхронно с базит-ультрабазитовыми формациями эвгеосинклиналичных зон в раннюю и постконсолидационную стадию их развития. Сюда относятся:

1) габбро-диабазовая формация, проявляющаяся в виде поясов гипабиссальных, иногда заметно дифференцированных интрузий, как бы заменяющих отсутствующие в раннегеосинклиналичных прогибах эффузивы спилит-деабазовой формации (Казбекский габбро-диабазовый пояс Б.Кавказа, габбро-диабазовые комплексы западного склона Урала, Новой Земли, Пай-Хоя, Центрального Казахстана, Алтая, Северного Тянь-Шаня, Восточного Саяна, Хамар-Дабана и др.); 2) перидотит-пироксенитовая формация, характеризующаяся повышенной железистостью темноцветных минералов (вишерский комплекс Урала, улутауский Казахстана, карачаевский Северного Кавказа, букайский Памира, массивы В.Бреунтон в Канаде); 3) диабаз-пикритовая формация малых интрузий (диабаз-пикритовые комплексы западного склона Урала, каратургайский комплекс Казахстана, диабаз-пикритовые комплексы Нуратинских гор и Южной Ферганы, ГДР, Чешского Баррандиена, Британо-Арктической провинции и др.); 4) тешенит-пикритовая формация (бескидский комплекс в Восточной Моравии, тешенит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня, тешенит-пикритовые силлы Нового Южного Уэльса, из-

вестный Лугарский тешенит-пикритовый силл в Эйршире и др.). В миогеосинклинальных зонах развита также габбро-сиенитовая формация, иногда синхронная габбро-плаггиогранитовой и комагматичная ортофировой (базальтовых порфиритов и трахитовых порфиров) формации (например, тагило-кушвинский комплекс на Урале).

Ассоциации ультраосновных и основных пород, проявляющиеся в стадии тектоно-магматической активизации срединных массивов и жестких геосинклинальных рам, представлены следующими формациями: перидотит-пироксенит-норитовой, щелочно-ультраосновной, щелочно-габброидной, горнблендит-кортландитовой, а также упоминавшимся уже для миогеосинклинальных зон диабаз-пикритовыми и тешенит-пикритовыми комплексами малых интрузий.

Первая из этих формаций включает первично-расслоенные (стратиформные) перидотит-пироксенит-норитовые интрузии, образованные путем последовательной аккумуляции кристаллов (кумулята) оливина, ромбического пироксена, а затем моноклинного пироксена и плаггиоклаза в процессе фракционной кристаллизации толеит-базальтовой магмы в имеющих дно интрузивных камерах. Типичными представителями ее являются: Мончегорский плутон на Кольском полуострове, воронежский комплекс фундамента Русской платформы, златогорский комплекс Сев. Казахстана, довыренский комплекс Сев. Прибайкалья, патынский комплекс Кузнецкого Алатау, лысогорский комплекс Зап. Саяна, а также такие широко известные стратиформные интрузии как Бушвельд (Южная Африка), Стиллуотер (США), Маскокк (Канада) Скергорд (Гренландия), Старе Ранско (Чехословакия) и др.

Щелочно-ультраосновная формация представлена многофазными интрузиями центрального, реже - трещинного типа, в строении которых наблюдается уникальное петрологическое сочетание проявляющихся совместно ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. Представителями этой формации являются: каледонский щелочно-ультраосновной комплекс Кольского полуострова и Сев. Карелии, красномайский комплекс Северного Казахстана, кокшаровский комплекс Сихотэ-Алиня, гулинский комплекс севера Сибирской платформы, а также щелочно-ультраосновные интрузии Тувы, В. Саяна, Алданской провинции, Норвегии, Швеции, Трансвааля, Родезии, Танзании и т.д.

Щелочно-габброидная формация, включающая интрузии щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов с незначительными по объему ультраосновными дифференциатами, представлена протерозойским комплексом Карело-Кольского региона (интрузии Елеть-Озеро, Гремяха-Вырмес, ишимским комплексом в Казахстане, таласским комплексом в Среднем Тянь-Шане, а также аналогичными комплексами в Кузнецком Алатау, Туве, Восточном Саяне, Алданском и Омолонском массивах и др.

К горнблендит-кортландитовой формации, выделенной С.С. Зиминым (1968), относятся небольшие интрузивные тела (главным образом дайки) своеобразных никеленосных ультраосновных и основных пород, весьма богатых роговой обманкой. Интрузии этой формации известны в пределах Сино-Корейского щита, в зоне протерозойского обрамления Алданского щита и в Буреинском срединном массиве.

На платформах доминирующее значение имеет базальтовый магматизм; в магматических формациях платформенной серии ультраосновные породы составляют очень малый объем. Более широко и разнообразно ультрабазиты представлены только в платформенной формации щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, которая составляет единый комагматический ряд с формацией кимберлитов, что отличает ее от идентичной щелочно-ультраосновной формации областей постконсолидационной активизации, где кимберлиты не встречаются.

Особое место среди ультрабазитовых ассоциаций занимают серпентинизированные шпинелевые перидотиты рифтовых зон срединных океанических хребтов, где они постоянно ассоциируются с габбро и базальтами. Эта ассоциация, установленная только в последние годы, изучена еще слабо, но все же имеющиеся данные позволяют судить о ее возможной природе. Характер-

но, что и в зоне Срединно-Атлантического хребта, близ грабена Пуэрто-Рико, и в рифтовой зоне Срединно-Индийского хребта в драги океанологов вместе с перидотитами неизменно попадались обломки габбро и базальтов (Белусов, 1968). Результаты исследования всех этих пород (Dietz, 1963; Quon, Ehlers, 1963; Удинцев, Чернышева, 1965; Willie, 1968; Шека, Куренцова и др., 1969) убедительно показал, что океаническая ассоциация серпентинизированных перидотитов (гарцбургитов, перцолитов), содержащих хромшпинелид и иногда даже хромитовые руды, и полнокристаллических диаллаговых габбро по составу породообразующих минералов и характеру их вторичных изменений, а также по структурным, петрохимическим и геохимическим особенностям указанных пород может быть полностью параллелизована с рассмотренными выше альпинотипными габбро-перидотитовыми ассоциациями континентов.

Отсюда логично допустить, что океанические габбро-перидотитовые комплексы представляют собой внедрившиеся по глубинным разломам интрузивные образования, подобные раннегеосинклинальным альпинотипным интрузиям, и появление их в рифтовых зонах океанов (областях автономной активизации океанической коры) связано тем же глубинным процессом эволюции вещества мантии, которые вызывают заложение геосинклиналей и развитие в них инициального фемического магматизма. Попытки объяснить эти океанические ультрабазиты как выступы блоков мантии на дне океана (напр. Удинцев, Чернышева, 1965) находятся в противоречии с фактами отсутствия в этих породах минералов, формирующихся при высоких давлениях (в частности - пиропы), и с современными представлениями о пиролитовом составе вещества верхней мантии.

Таким образом, ультраосновные и основные породы в земной коре образуют значительное число разнообразных естественных ассоциаций, различающихся по типу исходных для них магм, геоструктурному положению, формам залегания, времени проявления в развитии геотектонических элементов, а также по своим петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям. В происхождении этих ассоциаций, внедрении их в земную кору и окончательном формировании на месте современного залегания участвуют разнообразные тектонические и петрогенетические (различные виды дифференциации, метаморфизма, метасоматоза, постмагматического преобразования) процессы, характер и роль которых не всегда еще ясны и требуют интенсивного изучения. Однако, независимо от этого сами эти ассоциации (типы магматических формаций) выделяются сейчас достаточно определенно, и их генетическая классификация (конечно, нуждающаяся еще в модификации и уточнении) может быть представлена в следующем виде.

А. Глубинные ассоциации пироповых перидотитов:

1) интрузивные массивы пироповых перидотитов в древнейших кристаллических комплексах докембрия; 2) глубинные ксенолиты пироповых перидотитов в кимберлитах.

Б. Интрузивные ассоциации шпинелевых ультрабазитов и габбро-производные первичной перидотитовой (пикритовой?) магмы: 1) альпинотипная габбро-перидотитовая (ультрабазитовая) формация эвгеосинклинальных складчатых зон; 2) перидотит-пироксенитовая формация миогеосинклинальных складчатых зон; 3) щелочно-ультраосновная и кимберлитовая формации платформ и зон постконсолидационной активизации; 4) ассоциация перидотитов и габбро в рифтовых зонах срединных океанических хребтов.

В. Интрузивные ассоциации основных и ультраосновных пород - производные базальтовых магм: 1) дунит-пироксенит-габбровая формация геосинклинально-складчатых областей; 2) габбро-плагиигранитовая и габбро-сиенитовая формации геосинклинально-складчатых областей; 3) габбро-диабазовая, диабаз-пикритовая и тешенит-пикритовая формации миогеосинклинальных зон; 4) перидотит-пироксенит-норитовая формация расслоенных (стратиформных) интрузий зон постконсолидационной активизации; 5) щелочно-габброидная и горблендит-

кортландитовая формации зон постконсолидационной активизации; 6) интрузивные комплексы трапповой формации платформ.

Из-за ограниченного объема статьи здесь не могли быть рассмотрены эффузивные ассоциации ультраосновных и основных пород (пикритовые базальты, океаниты, маймечиты, лерцолитовые и пироксенитовые нодулы в базальтовых и щелочно-базальтовых лавах и пр.) и ассоциации метаморфических пород основного и ультраосновного состава.

Литература

- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во "Наука", 1966.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. Изд-во "Наука", 1968.
- Бойд Ф.Р., Мак-Грегор И.Д. Ультраосновные породы. - В сб. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В сб. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Зимин С.С. Формации гипербазитов и роговообманковых базитов. Новосибирск, 1968.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геол. и геофиз., 1967, № 10.
- Михайлов Н.П., Ровша В.С. О влиянии давления на парагенезис ультрабазитов. - Докл. АН СССР, 1965, 160, № 5.
- Обуэн Ж. Геосинклинали и проблемы их происхождения и развития. Изд-во "Мир", 1967.
- Тайер Т.П. Некоторые различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перидотитовыми комплексами. - Труды XXI сессии МГК, 1963, вып. 2.
- Удинцев Г.Б., Чернышева В.И. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана. - Докл. АН СССР, 1965, 165, № 5.
- Щека С.А., Куренцова Н.А., Моисеенко В.Г., Макарова И.А. Петрографо-металлогенические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии. - В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии". Изд-во "Наука", - 1969.
- Benson W.N. The tectonic conditions accompanying the intrusions of basic and ultrabasic rocks. - U.S.Nat. Acad. Sci. Mem., 1926, 19.
- Boyd F.R., England J.L. Pyrope. Ann. rep. Geoph. Lab, Carnegie Inst. Washington, 1959-
- Dietz R.S. Alpine serpentinites as oceanic ring fragments. Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, 74.
- Eskola P. On the granulites of Laplands. - Amer.J.Sci., 1952, Bowen vol.
- Green D.H. The petrogenesis of the high-temperature peridoite intrusion in the Lizard area, Cornwall. - J.Petrol., 1964, 5, N 1.
- Mikhailov N.P., Rovsha V.S. Pyrope-bearing peridotites of the Bohemina massif and their genesis. - Krystainikum, 1966, 4.
- O'Hara M.J., Yoder H.S. Partial melting of the mantle. - Ann.rep.Dir. Geoph.Lab. Carnegie Inst., 1962-1963.
- Quon S., Ehlers E. Rocks of northern parts of Mid-Atlantic Ridge. - Bull. Geol. Soc. Amer. 1963, 74, N 1.
- Rost F. Chlorit und Granat in ultrabasischen Gesteinen. Fortschr. der Mineralogie, 1961, 39, N 1.
- Wyllie P.Y. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. Upper mantle symposium. - IGC, Prague, 1968.

ПРОБЛЕМА УЛЬТРАОСНОВНОЙ МАГМЫ

Вопрос об образовании ультраосновных массивов за счет материала вещества верхней мантии Земли, точнее ее подкоровых глубин, по-видимому, ни у кого не вызывает сомнений. Иначе обстоит дело, когда ставится вопрос о том в каком состоянии это вещество внедрилось в земную кору. При подходе к решению этого вопроса выявились три направления: 1) ультраосновной материал внедрился в виде магнезиально-силикатного магматического расплава; 2) этот материал внедрился в виде кашеобразной массы, состоящей из зерен оливина и пироксенов, промежутки между которыми были выполнены парами воды, игравшими роль смазочного материала при движении магмы, с автосерпентинизацией оливина и пироксенов в конечной стадии становления интрузива; 3) ультраосновные массивы являются блоками верхней мантии, внедрившимися в твердом состоянии, в виде протрузии и представляют вещество верхней мантии в его первоначальном состоянии.

Каждая из указанных гипотез аргументировалась данными геологических наблюдений и экспериментов, которые многократно излагались в опубликованной литературе.

Роль ювенильной воды в процессе внедрения вещества верхней мантии в земную кору чаще переоценивается, реже вообще не учитывается. Вопрос о участии других составляющих в материале внедрявшегося вещества вообще никем не ставился. Между тем, ряд объективных фактов показывают, что такие составляющие могли иметь решающее влияние на физическое состояние внедрявшегося вещества. К числу таких составляющих относятся газы, среди которых перегретые пары ювенильной воды имели подчиненное значение или наряду с которыми углеводороды, типа метана, и карбиды оказывали существенное влияние на физическое состояние магнезиально-силикатного вещества, обуславливая магмообразность его.

Оговариваемся, что речь идет не о газах воды, метана и др., а о сложных соединениях газов, из которых в конечные стадии кристаллизации вещества образуются указанные газы. Именно в результате распада таких сложных соединений, с участием углерода и водорода, выпадала самородная платина, при температурах более чем в два раза ниже точки ее плавления (1700°). Так представлял генезис самородной платины в дунитовом расплаве А.Н.Заварицкий (1928). В той же работе им отмечено, что при бурении массива Соловьевой горы на Урале в дуните была обнаружена полость, выполненная метаном, образовавшим газовый фонтан.

Наличие серпентинитовых брекчий в ультраосновных массивах объясняли тектоническими причинами, что в ряде случаев соответствует действительности. Однако наличие взрывной брекчии в юго-западной части перидотитового массива Актотракского месторождения хризотил-асбеста (наши наблюдения) указывает на имевшие место при формировании массива, взрывные процессы, обусловленные наличием в ультраосновном расплаве газов типа метана. На существенное участие углерода, в виде алмаза, в составе верхней мантии дают ясное указание кимберлиты. В условиях внедрявшегося ультраосновного расплава углерод, в соединениях карбидного типа, вероятно также оказывал существенное влияние на физическое состояние ультраосновного вещества, способствуя его магмообразному состоянию.

При решении вопроса о жидкостном состоянии ультраосновного материала, которое по экспериментальным данным не может быть ниже 1100° не учитывалась роль других газов (водород, углерод, сера, хлор, фтор и др. химические элементы) и их сложных соединений с металлами, которые могли оказывать решающее влияние на понижение температуры кристаллизации ультраосновной магмы. На решающую роль газов в понижении тем-

пературы кристаллизации магмы достаточно ясно указывают экспериментальные данные Вилли и Таттла (1963) по карбонатитовой магме. В их опытах кальцит, плавящийся при 1350° , в условиях карбонатитовой магмы, при участии воды и окиси магния, оставался в расплавленном состоянии до 625° . Этот вывод соответствует контактовым взаимоотношениям карбонатитов с вмещающими горными породами и снимает сомнения в магматическом происхождении карбонатитов.

Следует ожидать, что экспериментальные исследования в отношении ультраосновного расплава с участием указанных компонентов приведут к аналогичным выводам.

Литература

- Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. - Геолком. Материалы по общей и прикладной геологии, 1928, вып. 10.
Вилли П.Д., Таттл О.Ф. Экспериментальное подтверждение магматического происхождения карбонатитов. - Труды XXI междунар. геол. конгресса, 1963, 2.

М.Г.Равич

ПРОБЛЕМА ЧАРНОКИТОВ

Чарнокиты имеют планетарное распространение - от Гренландии до Антарктиды. Они приурочены к докембрийским шитам и кристаллическим фундаментам платформ. Наибольшим развитием чарнокиты пользуются в пределах гондванских платформ: Австралийской, Антарктической, Африканской, Южно-Американской и Индийской, в связи с блоковым строением которых докембрийские комплексы занимают (в современном эрозионном срезе) от $1/3$ до $1/2$ площади их территорий. На этих платформах чарнокиты обособлены в 5 возрастных групп: 1) 2500-2700; 2) 1500-1800; 3) 1200-1300; 4) 900-1000 и 5) 500-600 млн. лет, соответствующих (Равич, 1968) неординарно проявленным этапам тектоно-магматической активизации.

Для чарнокитов характерна ассоциация гиперстена (минерала основных пород) с кварцем и со щелочными полевыми шпатами (минералами кислых пород), а также альмандином (минералом метаморфических пород), что указывает на их сложное происхождение, являющееся результатом нескольких петрогенетических процессов. Вот почему проблема чарнокитов является одной из весьма сложных и дискуссионных в современной петрологии.

По характеру залегания и способу происхождения чарнокиты отчетливо делятся на два формационных типа: регионально-метаморфический (ультра-метаморфический) и интрузивный, для которых присущи разные ассоциации пород и минералов.

Ультраметаморфическая формация чарнокитов является неотъемлемым компонентом суперкрупных толщ, сформировавшихся в условиях гранулитовой фации. Она состоит из разнообразных мигматитов и теневого гранитоидов, тесно ассоциирующих с глубоко метаморфизованными осадками (высокоглиноземистыми гнейсами, кварцитами, кальцифирами и др.) и переслаивающихся с ними в виде пластов и пачек мощностью от единиц и десятков метров до нескольких километров. Исходными породами для этой формации явились пироксеновые кристаллические сланцы и плагиогнейсы, образовавшиеся за счет мощных лавовых излияний среднего и основного

состава, получивших максимальное распространение в древнейших метаморфических комплексах.

В условиях высоких температур (более 600-700°) и давлений (7-10 кбар) на глубинах, соответствующих зоне перехода гранулитовой фации в амфиболитовую осуществлялось взаимодействие щелочных растворов и селективных расплавов (выплавленных из кремнисто-глиноземистых метасоматозов) с прошедшими тектоническую подготовку основными кристаллическими сланцами и плаггиогнейсами, в результате чего образовались мигматиты и далее теньевые чарнокиты. При образовании мигматитов решающую роль играли процессы инъекции и кристаллизации селективного расплава в преобладающем неподвижном субстрате с ограниченным развитием щелочного метасоматоза. Форма выделения жильного материала самая разнообразная: послойная, ветвистая, очковая, агматитовая и др. В генезисе теньевых чарнокитов главную роль играет интенсивный щелочной метасоматоз в условиях мобилизации расплава и его активного взаимодействия с субстратом (последний сохраняется в виде размазанных, часто прерывистых, полос и пятен, в количествах, составляющих 10-20%).

Образование ультраметаморфических чарнокитов связано с мощными движениями земной коры, сопровождавшимися: 1) значительными перемещениями огромных блоков; 2) массовыми трещинными излияниями и образованием интрузий основной магмы; 3) дроблением и перекристаллизацией и 4) мигматизацией и гранитизацией этих пород.

В процессе мигматизации и гранитизации основные кристаллические сланцы и плаггиогнейсы претерпевают следующие изменения: а) развиваются метасоматически-коррозионные структуры; б) увеличивается содержание кварца (до 30-40%) и появляются в возрастающем количестве калиевые полевые шпаты (от 20 до 50%), интенсивно замещающие все более и более кислые плаггиоклазы (от лабрадора в мигматитах до олигоклаза в теньевых гранитах), содержание которых колеблется от 10 до 40%; в) постепенно уменьшается количество и увеличивается железистость ромбических пироксенов - от 40-50% в субстрате мигматита, до 70-75% в теновом чарноките, где содержание феррогиперстена либо эвлита составляет всего 1-3%; г) увеличивается железистость моноклинных пироксенов от 25-30 до 55-60%, с постоянным уменьшением их содержания в мигматитах вплоть до исчезновения в чарнокитах; д) появляется гранат с содержанием альмандиновой молекулы от 65% в мигматитах до 80% - в теньевых чарнокитах (в теньевых чарнокитах количество его незначительно от 5% до 0); е) развивается биотит переменного состава и местами роговая обманка, железистость которых постепенно увеличивается от мигматитов (40-50%) до теньевых чарнокитов (75-85%), а общее количество - уменьшается от мигматитов до чарнокитов (1,5-7%).

Указанные превращения кристаллических сланцев связаны с их метасоматической переработкой, при которой происходит не только замещение одних минералов другими, но и значительно изменяется состав минералов исходных пород. При этом решающее значение имеет рост химических потенциалов щелочей в условиях низкого парциального давления воды, с этим связано увеличение железистости феррических минералов, сопряженное с возрастающей фельдшпатизацией пород.

Ультраметабазитные (ультраметаморфические) чарнокиты делятся на два типа: эндербиты и собственно чарнокиты. Первые являются продуктами начальных стадий гранитизации (натриевый метасоматоз), а вторые - кульминационных (калиевый метасоматоз). Поэтому эндербиты в значительно большей степени, чем чарнокиты, сохраняют реликты исходных пород и отличаются более пестрым составом (от кварцевых диоритов до плаггиогранитов), тогда как чарнокиты отвечают по составу двуполевошпатовым гранитам с отклонениями к граносиенитам.

Для эндербитов, в отличие от чарнокитов, характерно: а) небольшое (2-5%) содержание калиевых полевых шпатов (только в антипертитовых вростках); б) повышенное содержание андезина (50-60%); в) относительно пониженная железистость феррических минералов, особенно ромбического пироксе-

на (до 50–60%), преобладание метасоматических мигматитов над инъекционными и д) отсутствие реоморфических интрузий. Все это обусловлено пониженной активностью ультраметаморфических процессов, которые сведены к единому акту метасоматической перекристаллизации материнских пород на месте своего залегания. Метасоматоз в этом случае осуществлялся существенно натриевыми растворами при небольшом участии селективной выплавки. Таким образом, эндербитизацию можно рассматривать как начальную стадию гранитизации, проявляющуюся на больших глубинах, чем чарнокитизация. Оба процесса часто тесно связаны друг с другом, поэтому антипертитовые эндербиты постепенно переходят в мезопертитовые чарнокиты.

Южноиндийские чарнокиты провинции Мадрас, являющиеся типовым эталоном для чарнокитовой формации, по условиям залегания, составу и структуре аналогичны ультраметаморфическим чарнокитам (Равич 1966; Cooray, 1968; Subramaniam, 1959). Поэтому собственно чарнокитами следует называть такие теньевые двуполевошпатовые граниты, для которых характерны: а) метасоматические и гранобластовые структуры и реликтовые теньевые текстуры; б) парагенезис щелочных полевых шпатов с феррогиперстеном (иногда с эвлитом) и спорадически с гранатом, а также с гистерогенными биотитом и, реже, роговой обманкой; в) залегание среди мигматизированных и гранитизированных кристаллических сланцев и парагнейсов гранулитовой фации.

Ультраметагенная формация чарнокитов широко распространена в щитах и кристаллических фундаментах древних платформ. Самые крупные площади этой формации известны в пределах фундамента Антарктической платформы, где на протяжении почти 8000 км встречаются обнаженные районы площадью от нескольких десятков до многих тысяч кв.км, сложенные почти наполовину ультраметагенными чарнокитами. Среди них выделяются такие крупные Земли, как Королевы Мод, Эндерби, Мак-Робертсон и Адели (Равич, 1965). Отмечено, что на земле Эндерби значительно преобладают антипертитовые эндербиты, а на других – мигматиты и теньевые чарнокиты. В пределах ультраметагенной формации развиты обильные интрузии чарнокитов. В Южной Индии, кроме классической провинции Паллаварам, чарнокиты и эндербиты распространены в районах Махабалипурама, Оотакамунды, Кералы и др. (Mahadevan, 1964), а также на о.Шейлон (Searle, 1964).

Ультраметагенные чарнокиты развиты в центральной Сахаре (Giraud, 1964), где даже предполагается их первично-осадочное происхождение, так как они переслаиваются с графитовыми гнейсами, кальцифирами и кварцитами. В районе Западного Нила (Herworth, 1964) встречаются все члены чарнокитовой серии: от ультраосновных кристаллических сланцев до кислых чарнокитов, но преобладают промежуточные эндербиты и чарнокиты, являющиеся неотъемлемой частью региональной суперкрупной толщи. В Южной Африке (Mciver, 1964) также развиты гиперстен-гранатовые гранулиты (ультраметагенные чарнокиты), переслаивающиеся с кальцифирами, амфиболитами и гнейсами гранулитовой фации, среди которых залегают интрузии гиперстеновых монзонитов, диоритов и гранитов (в том числе фаялитовых чарнокитов). В Австралии (Wilson, 1964) двупироксеновые кристаллические сланцы, постепенно переходящие в мигматиты и теньевые чарнокиты, слагают весьма значительные площади. Будучи мобилизованными в ядрах структур и повторно метаморфизованными, они образуют интрузивные тела в более высоких горизонтах.

Формация ультраметагенных чарнокитов развиты в пределах Балтийского щита, в частности в "кольской серии" и Мурманском блоке. К анатектит-чарнокитам относится комплекс северо-западного Приладожья и южной Финляндии (Шемакин, Шуркин, 1968). Украинский щит (Наливкина, 1964) также изобилует породами этой формации, но преимущественно эндербитами (Равич, 1967). На Алданском и Анабарском щитах (Маракушев, 1966а) мигматиты, теньевые чарнокиты и эндербиты слагают около половины обнаженных площадей, являясь специфическими породами глубинных мигматитовых комплексов. В северо-восточной Польше (Rika, 1968) в составе кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы чарнокиты слагают отдельные тела,

не образуя больших площадей. Их появление связано с процессами региональной гранитизации основных пород, при этом эндробиты являются продуктами неполной чарнокитизации.

Такое широкое развитие на Земном шаре ультраметагенных чарнокитов позволило ряду исследователей, в противовес магматической теории первооткрывателя этой серии Холланда (Holland, 1900), считать чарнокиты метаморфическими породами (Cooray, 1968).

Интрузивные формации чарнокитоидов отличаются от ультраметагенных более пестрым составом и сложным генезисом. Они образуются главным образом в периоды тектоно-магматических активизаций щитов и кристаллических фундаментов. Этапы активизации сопровождаются возрождением ультраметаморфических процессов, что приводит не только к наращиванию мощности кристаллических фундаментов и щитов, но и к развитию интрузивной деятельности на различных уровнях. В итоге образуются интрузии разных размеров и формы — от батолитоподобных в несколько тысяч кв.км до куполовидных в несколько десятков кв.км, а некоторые лакколитоподобные интрузии древних габброидов, превратившихся в чарнокитоиды, даже не изменяют своей формы.

Происхождение всех этих интрузий не укладывается в один процесс, а чаще они являются продуктами нескольких взаимодействующих процессов: магматической кристаллизации, метаморфической перекристаллизации и метасоматической гранитизации. Поэтому, в некоторой мере условно, могут быть выделены следующие типы интрузий: а) апогабброидные (метасоматического происхождения); б) реоморфические (мобилизованные в областях развития ультраметагенных чарнокитов); в) магматические. Хотя интрузии всех трех типов обладают многими общими чертами, особенно в отношении состава, каждый тип имеет свои специфические особенности.

Апогабброидные интрузии (тесно связанные с габбро-анортозитовыми формациями) довольно часто встречаются в Антарктиде — Земля Королевы Мод, оазис Бангера и др. (Равич, 1965), в западной Австралии — хребет Фрейзера и др. (Wilson, 1964), в горах Адирондак (De Waard, 1964) и, вероятно, в других фундаментах декомбрийских платформ. Они сохраняют размеры и формы залегания материнских габброидных интрузий, но почти целиком изменяют свой состав. Для таких интрузий весьма характерно наличие серии пород (связанных постепенными переходами) от фельдшпатизированных габброидов, через диорит-сиениты, монцитониты и сиениты до граносиенитов, причем в некоторых интрузиях чарнокитизация доходит только до монцитонитов и диорит-сиенитов. В расположении указанных пород внутри интрузий нет никаких закономерностей и нередко они встречаются в пределах одного обнажения площадью в десятки кв.м, что исключает возможность их образования путем магматической дифференциации. Только более кислые породы типа граносиенитов местами слагают обособленные поля в десятки и сотни кв.км. Они выделяются среди всех других пород обилием порфиробласт микроклина, составляющих не менее половины объема породы. Возможно, что при образовании граносиенитов из габброидов значительная роль принадлежит не только перекристаллизации в условиях щелочного метасоматоза, но и воздействию на габброиды селективных расплавов.

Для апогабброидных чарнокитов характерна высокая железистость пироксенов, особенно ромбического, представленного эвлитом (70–90%) и даже ферросилитом. Последний часто неустойчив и замещается фаялитом. Железистость гистерогенных биотита и гастингсита всегда немного выше, чем у пироксена. Количество цветных минералов постепенно уменьшается от метагабброидов (30–40%) до граносиенитов (10–15%), а железистость их увеличивается от 45–55% в первых, до 75–85% — в последних. Цветные минералы имеют бластический облик, при этом пироксены и даже фаялит часто образуют реликтовыми (скелетными) формами, тогда как биотит и особенно амфибол идиобластичны. Структура пород отличается порфир-гранобластовым характером, с развитием коррозионно-метасоматических элементов. Для химического состава чарнокитоидов характерно повышенное содержание титана и железа, которое даже в сиенитах выше, чем у нормальных габбро, а так-

же — щелочей (особенно калия). В результате в их ряду никогда не бывает нормальных гранитов, но зато развиты субщелочные разновидности. Таким образом, для габброидов чарнокитизация более подобна сиенитизации, чем гранитизации.

Глубина образования таких интрузий определяется глубиной их метаморфизма, но она всегда меньше глубины формирования ультраметагенных чарнокитов. Наличие граната в чарнокитах зависит не только от глубины интрузий, но и от содержания глинозема в исходных породах, так как при высоком потенциале калия и его повышенном количестве в растворах глинозем, прежде всего, тратится на образование полевых шпатов, а затем уже гранатов. При этом гранат сохраняется вплоть до появления фаялитов, когда он становится неустойчивым. Поэтому только по гранату нельзя судить о глубинности интрузивных чарнокитов, как это делает А.А.Маракушев (1966), тем более, что гранат часто бывает вторичным.

Реоморфические интрузии чарнокитоидов отличаются более однородным составом, колеблющимся в пределах ряда диорит-гранит с преобладанием гранодиоритов, уклоняющихся к граносиенитам либо к гранитам. Для таких интрузий значительно возрастает роль расплавов и процессов магматической кристаллизации. Они развиты в Антарктиде (район станции Мирный, Земля Эндерби, оазисы Вестфолль, Грирсон и др. (Равич и др., 1965), Южной Африке (Mciver, 1964), Австралии (Wilson, 1964) и другие в кристаллических фундаментах гондванских платформ (Равич, 1968).

Образованию реоморфических интрузий обычно предшествует ультраметаморфизм в более глубинных условиях гранулитовой фации, чем те, которые характерны для ультраметагенных чарнокитов, поэтому процесс доходит до частичного плавления и мобилизации последних. Такие массивы имеют анизотропное строение, отражающее усиление пластических деформаций по направлению к его центральным частям. Структурные особенности чарнокитов указывают на образование их ранних составных частей, близких к плагиогранитам, путем кристаллизации из расплавов. Однако определяющим процессом формирования чарнокитов, с которым связаны их специфические составы и своеобразные метабластические структуры, явился существенный метаморфизм твердых продуктов — многочисленных включений ультраметагенных чарнокитов, вовлеченных в интрузивные движения. Этот метаморфизм, происходивший в присутствии расплавов, сопровождался метасоматическим развитием наиболее характерных минералов (эвлита, фаялита, микроклина и частично кварца). При этом существенно менялся состав последних: основность плагиоклаза понижалась от лабрадор-андезина до олигоклаза, а железистость ромбического пироксена повышалась от 50 до 85%, после чего вместо него появлялся фаялит. Окончательное становление интрузий происходило в условиях амфиболитовой фации, в результате чего в породах присутствуют роговая обманка и биотит также высокой железистости. В редких случаях в подобных интрузиях (массив Порт-Эдвард в Южной Африке) вместе с фаялитом содержится реликтовый алмандит, который образуется наряду с амфиболом, замещающим пироксен.

Магматические интрузии чарнокитов предполагаются в северной Карелии в области сочленения беломорид и карелид (Пушкарев, 1970). Здесь обнажается гигантская Топозерская интрузия площадью около 7000 кв.км и ряд ее спутников площадью в десятки кв.км каждый. Их отличительные особенности: а) трещинный характер и наличие эруптивных брекчий; б) однообразный состав гранодиорит-гранитовых пород гипидиоморфнозернистой структуры с эвгедральными формами цветных минералов; в) наличие переработанных ксенолитов, не имеющих аналогов среди вмещающих пород; г) бедность жильными дериватами и д) наличие контактовых изменений. Железистость всех цветных минералов в магматических чарнокитах всегда несколько ниже, чем в метасоматических и реоморфических и колеблется от 55 до 75%. В связи с этим в них отсутствует фаялит. По химическому составу эти породы попадают в поле нормальных гранитоидов. Среди щелочных полевых шпатов в них

несколько преобладают натриевые, в противовес значительному преобладанию калиевых полевых шпатов в метасоматических чарнокитах.

Магма для подобных интрузий вероятно образуется на большой глубине (граница Конрада), так как содержит ксенолиты эклогитоподобных пород. Быстро поднимаясь по глубинным разломам, эта сухая магма (имевшая температуру не менее 800–900°) начинает кристаллизоваться в гипабиссальных условиях (наличие ксенолитов эффузивов), и на первых порах образует плаггиоклаз-гиперстен-ортоклаз-кварцевую ассоциацию. По мере обогащения летучими компонентами и водой (прежде всего за счет вмещающих пород), температура магмы падает до 600–650° и из нее начинает кристаллизоваться ортоклаз-кварц-амфибол-биотитовая ассоциация, накладывающаяся на первую.

Таким образом, наблюдаемые в карельских чарнокитах парагенезисы являются неравновесными, так как включают минералы разных этапов кристаллизации. Кристаллизация магмы после ее подъема с глубины в магматическую камеру вначале происходила быстро, о чем свидетельствуют сохранение неустойчивых в новых условиях минералов ранних этапов, а затем замедлилась из-за резко изменившихся физико-химических условий. Впоследствии чарнокиты подвергались наложенному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации, вследствие чего они претерпели тектоно-бластическую переработку с образованием ксенобластических зерен граната, иногда дающих каемки вокруг пироксена, особенно в местах концентрации биотит-амфиболовых агрегатов.

К чарнокитовым формациям не следует относить палеоген-неогеновые лавы и малые интрузии гранитоидов, в составе которых имеется гиперстен. Для подобных интрузий на Камчатке, в Приморье, Японии и Курильских островах чаще всего характерны нормальные граниты с железистостью гиперстена, колеблющейся от 30 до 45%, редко до 50% (Маракушев, 1966). Они залегают среди осадочных и вулканогенных пород, на которые оказывают нормальное контактное влияние. Т.к. их образование не связано с глубинными ультраметаморфическими процессами для гиперстеновых пород малых интрузий не характерны высокие содержания щелочей в полевых шпатах и железа в цветных минералах, а также неравновесные парагенезисы.

Чарнокитовые формации обладают многообразным, подчас весьма сложным происхождением, в котором сочетаются самые различные процессы. Однако все они связаны с наиболее древней эпохой истории Земли, когда были развиты глубинные регионально-метаморфические и ультраметаморфические изменения горных пород, происходившие вблизи границы базальтового и гранитного слоя земной коры. Поэтому нижнюю половину гранитного слоя рационально именовать чарнокитовым, так как в его пределах максимальным распространением пользуются ультраметакенные чарнокиты. Последние являются источником для образования интрузивных чарнокитов, которые перемещаются в более верхние слои земной коры, вплоть до гипабиссальных. Эти перемещения осуществляются в результате плавления, размягчения и мобилизации ультраметакенных чарнокитов; при этом несмотря на различный характер интрузий в них сохраняются многие глубинные черты исходного субстрата. Вот почему при геологическом картировании шитов и кристаллических фундаментов необходимо изучать чарнокитовые формации, тщательно определяя их происхождение. До сих пор в шитах и кристаллических фундаментах древних платформ еще не установлено много полей регионально-метаморфических чарнокитов и их интрузивных аналогов, так как они картируются и описываются как стандартные гранулиты, гнейсы и граниты, якобы не обладающие чарнокитовой специализацией.

Литература

Маракушев А.А. К проблеме чарнокитов. — В сб. "Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса". Изд-во "Недра", 1966.

- Маракушев А.А. и др. Минеральные фации кислотности - щелочности гранитоидов, бедных кальцием. - В сб. "Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность". Изд-во "Наука", 1966.
- Наливкина Э.Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. Изд-во "Недра", 1964.
- Пушкарев Ю.Д. Проблема интрузивных чарнокитов. - Доклады АН СССР, 1970, 70.
- Равич М.Г. Южноиндийские чарнокиты. - В сб. "Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса". Изд-во "Недра", 1966.
- Равич М.Г. Эндербиты Среднего Побужья. - Сов. геология, 1967, № 9.
- Равич М.Г. Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм кристаллических фундаментов антарктической и других гондванских платформ. - Труды Междун. конгресса (XXIII сессии, секция 4), 1968.
- Равич М.Г., Климов Л.В., Соловьев Д.С. Докембрий Восточной Антарктиды. Изд-во "Недра", 1965.
- Шемякин В.М., Шуркин К.А. Проблема чарнокитов Балтийского щита. - Сборник тезисов докладов на совещании по магматизму Балтийского щита. Кировск, 1968.
- Cooray P.G. Charnokites as metamorphic rock, In: Report XXIII Sess. I.G.C. Part, IV, Prague, 1968.
- Holland T.N. The charnokites series, a group of Archean hypersthenic rocks in peninsular India. - India Geol. Surv. Mem., 1900, 28, pt. 2.
- Hepworth J.V. The Charnokites of Southern West Nile, Uganda, und their Paragenesis. - Report XII Sess. I.G.C. Part XIII. New Delhi, 1964.
- Giraud P. Les Roches a caractere Charnockitique de la Serie d'in Ouzzal en Ahaggar (Sahara Central). Essai de Nomenclature des Nomenclature des Series Charnockitiques. - In: Report XXII Sess. I.G.C. Part XIII. New Delhi, 1964.
- Mahadevan T.M. The Origin of the Charnockite Suite of Rocks forming part of the Western Ghats in Kerala, India. - In: Report XXII Sess. I.G.C. Part XIII. New Delhi, 1964.
- Mciver I.R., Gevers T.W. Charnokites and Associated Hypersthene-bearing rocks in Southern Natal, South Africa. - In: Report XXII Sess. I.G.C. Part XIII. New Delhi, 1964.
- De Waard D. Metamorphism and Magmatism in the Charnockitic Terrane of the Adirondack Highlands, U.S.A. - In: Report XXII Sess. I.G.C. Part XIII. New Delhi, 1964.
- Ryka N. The charnokites of the crystalline basement in the North-Eastern Part of Polish Lowland. Inst. Geolog. Biunetyn 237, 1968, XIII.
- Searle D.L. The Metamorphic History of Ceylon and the Origin of the Charnockite Series. - In: Report XXII Sess. I.G.C. Part XIII. New Delhi, 1964.
- Subramaniam A. Charnokites of the type area near Madras. - Amer. J. Sci., 1959, 257, N 5.
- Wilson A.F. The Petrological Features and Structural Setting of Australian Granulites and Charnokites. - In: Report XXII Sess. I.G.C. Part XIII. New Delhi, 1964.

ФОРМАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ
СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Основное направление формационного анализа — геологическое, так как главными объективными критериями формационной принадлежности магматических пород, наряду с вещественным составом, являются устанавливаемые геологическими наблюдениями фаціальное положение пород и локализация их ассоциаций во времени и пространстве. В соответствии с названными критериями автором определена формационная принадлежность более пятидесяти комплексов щелочных пород одиннадцати складчатых областей Советского Союза: Малого Кавказа, Урала, Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской, Забайкалья, Прибайкалья, Сихотэ-Алиня, Верхояно-Чукотской, Корякско-Камчатской и Таймырской. Из-за малого объема статьи нет возможности сравнить предложенную автором классификацию (табл. 1) с ранее опубликованными (Воробьева, 1960, Шейманн и др., 1961). Существенные различия между нашей и предшествующими классификациями неизбежны, так как с каждым годом обновляются данные по ассоциациям щелочных пород всех регионов Советского Союза.

Среди геологических условий образования формаций щелочных пород главными следует считать тектонические условия. Связь щелочных пород с особыми тектоническими условиями была замечена еще в начале нашего века (Harker, 1909, С. Smith, 1913). Ряд исследователей пришел к выводу, что для образования щелочных пород необходима стабильная или относительно стабильная тектоническая обстановка (С. Smith, 1927 и др.). В Советском Союзе направление, учитывающее важность тектонических условий для образования щелочных пород, было апробировано и развито Ю.М.Шейманном, Ф.Р.Апельциным, Е.А.Нечаевой (1961) и О.А.Воробьевой (1960, 1963). В названных работах указывается на то, что в складчатых областях Советского Союза щелочные породы тяготеют к наименее мобильным тектоническим структурам, т.е. к срединным массивам и геоантиклинальным поднятиям и отмечается связь щелочного магматизма с глубинными разломами. Там же говорится о том, что за пределами платформ, щелочные породы развиваются в областях завершенной складчатости. Последующие работы, среди которых прежде всего надо назвать работу Ю.А.Кузнецова (1964) и обобщение по магматизму Советского Союза, выполненное сотрудниками ВСЕГЕИ (1968), на огромном материале показали преимущественную, если не исключительную, связь щелочного магматизма с послескладчатым периодом формирования складчатых областей (точнее складчатых систем). Этот период разными исследователями называется по-разному: послегеосинклинальным, орогенным, молассовым или переходным этапом, поздней (консолидационной) и постконсолидационной стадиями.

Общепризнанной в последние годы связь и щелочного магматизма, — в данном случае, складчатых областей, — с глубинными разломами (Жидков, 1961, Конев, 1962, Бутакова 1963, а, б; 1965, 1968, 1969, Кортусов, 1967 и др.). Следовательно, можно считать, что некоторые весьма существенные аспекты связи щелочного магматизма с тектоническим развитием и строением складчатых областей в настоящее время не вызывают сомнений. Работы последних лет объясняют разнообразие и сложность вещественного состава ассоциаций щелочных пород проявлениями метасоматоза или магматического замещения (Яшина, 1964 и др., Перчук, 1963 и др., Коваленко и др., 1965). Поэтому в настоящее время недостаточно только констатации приуроченности щелочных пород к платформам, областям завершенной складчатости, срединным массивам и глубинным разломам.

Наиболее интересными и важными теперь являются вопросы взаимосвязи тектоники и вещественного состава ассоциаций (комплексов и формаций) щелочных пород, а также воздействия тектонических условий на размеры, форму и строение сложенных щелочными породами интрузивных тел. Однако работ,

посвященных этим вопросам очень мало (Бутакова, 1963, а, б; 1965, 1968, 1969, Кортусов, 1967). В статьях Е.Л.Бутаковой на примере восточной части Алтае-Саянской складчатой области характеризуются зависимость вещественного состава комплексов щелочных пород от тектонического развития и геологического строения вмещающих участков земной коры (складчатых систем, структурно-формационных зон), а также непосредственное влияние разломов, в особенности глубинных, на территориальное размещение комплексов, на размеры, пространственную ориентировку, форму и строение интрузивных массивов. Сопоставление главных черт тектонического развития байкальских и раннекаледонских структурно-формационных зон восточной части Алтае-Саянской области с главными особенностями вещественного состава находящихся в этих зонах комплексов щелочных пород позволило автору еще несколько лет назад прийти к выводу о том, что наиболее богатые щелочами породы образовались в зонах, наиболее длительно находящихся в состоянии относительного тектонического покоя (Сангилен) и что степень щелочности щелочных пород падает с переходом к комплексам, формировавшимся в более мобильных условиях (1965).

Анализ тектонического развития разновозрастных структурно-формационных зон эвгеосинклиналичного и миогеосинклиналичного типа развития показал, что вещественный состав комплексов щелочных пород определяется не столько длительностью периода относительного тектонического покоя, наступавшего после завершения складчатости, сколько всем ходом тектонического развития соответствующих участков земной коры и главным образом, тектоническим режимом, имевшим место на геосинклиналичном этапе развития соответствующих складчатых систем (1969). Оказалось, что наиболее мобильным участком земной коры - эвгеосинклиналичным прогибам - соответствуют ассоциации пород с наименьшей щелочностью и самой высокой кремнекислотностью, а длительно мало подвижным участкам - не только срединным массивам, но и зонам миогеосинклиналичного типа развития - соответствуют комплексы с наибольшей щелочностью и наименьшей кремнекислотностью.

Впервые сформулированный на материале комплексов щелочных пород Восточной и Юго-Восточной Тувы и Восточного Саяна вывод о закономерной зависимости вещественного состава ассоциаций щелочных пород от тектонических условий их образования, получил полное подтверждение при анализе имеющихся к настоящему времени данных по многочисленным комплексам щелочных пород одиннадцати разновозрастных складчатых областей Советского Союза. По необходимости краткое изложение результатов последней работы удобнее вести, используя понятие "комплекс", как соответствующее конкретной ассоциации щелочных пород, имеющей собственное имя и точную территориальную привязку, и лишь потом переходя к более обобщенному и потому более отвлеченному понятию "формации", которая в разных случаях может состоять из одного или нескольких комплексов.

Обзор щелочных пород складчатых областей Советского Союза показал, что в байкалидах и других структурах докембрийского возраста сосредоточено больше половины всех комплексов щелочных пород. Более 20% общего количества комплексов щелочных пород размещено в каледонских (вместе с ранними каледонидами) складчатых структурах. Лишь около одной четвертой части общего количества этих комплексов находится в более молодых складчатых сооружениях, - т.е., в герцинидах, мезозоидах и альпидах, вместе взятых.

Оказалось также, что в наиболее древних - докембрийских, а также каледонских структурах сосредоточены не только большинство (около 80%) ассоциаций щелочных пород, но и наиболее богатые щелочами ассоциации, какими являются формации: нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных и ультраосновных пород и габбриодов, нефелиновых и щелочных сиенитов. Следовательно, общее постепенное сокращение количества очагов щелочного магматизма в направлении от более древних тектонических структур к самым молодым сочетается с падением щелочности ассоциаций этих пород в том же направлении.

Интрузивные	Формации	Щелочных и ультраосновных пород и карбонатитов	Щелочноземельных габброидов и нефелиновых и щелочных сиенитов	Щелочных габброидов и нефелиновых и щелочных сиенитов		Нефелиновых и щелочных сиенитов (иногда также лейцитовых сиенитов)				Щелочных субщелочных гранитов, граносиенитов, кварцевых сиенитов	
	Субформации			Пород натрового ряда		Пород натрового ряда		Пород калиевого ряда			
	Количество комплексов	5	1	1		3	10	8	1	9	
	Примеры комплексов	Белозиминский Кокшаровский	Ортотокойский	Омолонский		Сангиленский Суртекинский	Алайский Бийхемский	Борсуксайский Аксугский	Сыннырский	Герцинский Чингиз-Тарбагат зоны Казахстана Гутарский	
Интрузивно-вулканогенные и вулканогенные	Формации		Щелочноземельных габброидов и базальтоидов, нефелиновых и щелочных сиенитов и трахитов	Щелочных габброидов и базальтоидов, нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных трахитов, фонолитов и других щелочных эффузивов		Щелочных базальтоидов		Нефелиновых и щелочных сиенитов (иногда также лейцитовых сиенитов) и их вулканогенных аналогов			Щелочных и субщелочных гранитов, граносиенитов, кварцевых сиенитов, трахитов и щелочных трахитов
	Субформации			Пород натрового ряда	Пород калиевого ряда	Пород натрового ряда	Пород калиевого ряда	Пород калиевого ряда			
	Количество комплексов		1	3	1	4	1		Нефелиновых, щелочных и лейцитовых сиенитов и их вулканогенных аналогов	1	1
	Примеры комплексов		Габбро-сиенитовый Кузнецкого Алатау вместе с эффузивами девона	Щелочных габброидов нефелиновых и щелочных сиенитов Кузнецкого Алатау вместе с эффузивами девона. Щелочных габброидов и базальтоидов Верхояно-Чукотской области	Таласский	Щелочных базальтоидов Сихотэ-Алиня. Щелочных базальтоидов Байкальской области	Пеженский			Тежсарский	Курганский



Обращаясь к данным о возрасте щелочных пород, видим, что в складчатых областях территории Советского Союза, включающих складчатые структуры от архейских (некоторые срединные массивы и глыбы) до кайнозойских, неизвестны ассоциации щелочных пород докембрийского возраста. Также нет или почти нет комплексов щелочных пород с достоверно установленным раннепалеозойским возрастом. Зато грандиозная вспышка щелочного магматизма произошла в среднем и позднем палеозое. На это время происходит около 65% от общего количества комплексов. Следующий пик, хотя и значительно меньший, приходится на средне-позднемезозойское время. К этому времени относится образование около 15% общего количества комплексов. Последний максимум щелочного магматизма наступил в третичном периоде, когда сформировались почти все остальные комплексы щелочных пород.

Нетрудно заметить, что все эти максимумы щелочного магматизма совпали по времени с проявлениями герцинского, мезозойского (тихоокеанского) и кайнозойского (альпийского) диастрофизмов т.е. с планетарного значения апогеями тектонической и магматической деятельности. Так как большинство комплексов щелочных пород среднепалеозойского, позднепалеозойского, средне- и позднемезозойского и третичного возраста сосредоточено в докембрийских структурах, то, очевидно, что все они образовались в результате тектонической и магматической активизации этих структур. Совпадение времени такой активизации древних структур со временем проявления наибольшей тектонической и магматической деятельности в герцинских, мезозойских и альпийских складчатых областях и системах заставляет думать о сопряженности активизации древних складчатых структур с формированием этих молодых складчатых областей и систем. По-видимому, значительно реже, чем в Байкале, встречаются явно обязанные своим происхождением активизации ассоциации щелочных пород в более молодых складчатых сооружениях. О том, что они являются продуктом активизации, свидетельствует большая разница между временем образования щелочных пород и вмещающих их тектонических структур, а также одновозрастность с комплексами, находящимися в байкальских структурах (Бутакова, 1969). Количество комплексов, явно образованных в результате активизации близко к 60% от общего числа рассматриваемых комплексов щелочных пород.

Оказалось, что имеет место не только синхронность проявлений щелочного и гранитоидного щелочноземельного магматизма в разных и разновозрастных структурах земной коры, но и сопряженность максимумов магматизма того и другого типов. Очевидно, что выявленные нами средне- и позднепалеозойские, средне- и позднемезозойские и третичный максимумы щелочного магматизма одновременны с соответствующими максимумами гранитоидного щелочно-земельного магматизма, о которых недавно говорили Ю.А. Кузнецов и А.Л. Яншин (1969). Даже количественные соотношения между этими максимумами одинаковы для обоих типов магматизма, т.е. в обоих случаях самым большим был позднепалеозойский максимум.

Однако столь явная координация обоих типов магматизма во времени указывает, по мнению автора, не на то, что значительная часть щелочных пород произошла из магмы нормального щелочноземельного состава, как это часто принято считать, но на обусловленность генерации и щелочной и щелочноземельной магм общими глубинными процессами, различно отразившимися в разновозрастных и разного типа развития структурах земной коры.

Как показал выполненный автором обзор комплексов щелочных пород складчатых областей Советского Союза, явные доказательства генетической связи с гранитоидными щелочноземельными породами обнаруживают лишь комплексы, составляющие формацию щелочных гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов и небольшая часть комплексов, входящих в формацию нефелиновых и щелочных сиенитов. Формации щелочных базальтоидов и габброидов с нефелиновыми и щелочными сиенитами большинство исследователей обоснованно считает производными основных магм. Что же касается комплексов, входящих в формацию нефелиновых и щелочных сиенитов, то в большинстве случаев

ев отсутствуют достаточные или даже какие-либо доказательства того, что они представляют собой дифференциаты гранитоидной или базальтоидной магм. Щелочная магма, исходная для многих, возможно, большинства формаций нефелиновых сиенитов, была настолько специализированной, что имеющимися в настоящее время методами невозможно установить ее связь с щелочноземельными магмами. Примерами формаций – производных таких высокоспециализированных щелочных магм являются не только платформенные Хибинский и Ловозерский массивы, но и ильменско-вишневогорский, сангиленский и сыннырский комплексы.

Заключение

Главные положения общего значения, следующие из нашей работы и большей частью распространяющиеся и на платформенные формации щелочных пород, таковы: 1 – среди геологических условий образования формаций щелочных пород главными являются тектонические условия; 2 – для образования формаций щелочных пород необходимо весьма длительное состояние относительного тектонического покоя в заключающих их участках земной коры, а не только относительно стабильная тектоническая обстановка во время самого образования щелочных пород; 3 – несомненное влияние длительно не менявшихся тектонических условий на вещественный состав (т.е. химический и минеральный составы) формаций щелочных пород; 4 – большинство формаций щелочных пород и, в том числе, формации, наиболее богатые щелочами, обязаны своим появлением тектоно-магматической активизации древних тектонических структур; 5 – наблюдается совпадение во времени максимумов такой активизации в древних складчатых структурах с наибольшими проявлениями тектонической и магматической активности в герцинских, мезозойских и альпийских складчатых областях; 6 – вероятные причины такого совпадения – общие, планетарного значения, подкорковые процессы, различно отражающиеся в разновозрастных и разного строения структурах земной коры; 7 – влияние глубинных процессов, в частности, глубинных разломов на генерацию и состав щелочных магм свидетельствует о глубинном происхождении этих магм или профилирующих химических компонентов таких магм – т.е. щелочей; 8 – щелочным магмам свойственна большая чем это принято считать, генетическая самостоятельность. Главная формация щелочных пород складчатых областей – формация нефелиновых сиенитов и родственных им пород, также как и одноименная формация платформ – часто не обнаруживает сколько-нибудь убедительных признаков генетической связи ни с одним из двух главных типов магматизма (т.е. базальтоидным и гранитоидным).

Литература

- Бутакова Е.Л. 1. Дугдинская щелочная интрузия (Восточная Тува). – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 98, вып. 5.
- Бутакова Е.Л. 2. Тектонические условия образования щелочного комплекса Восточной Тувы. – Тезисы докладов на Ш Петрогр. сов., 1963.
- Бутакова Е.Л. Тектонические условия образования щелочных пород Восточной Тувы. – Геол. и геофиз., 1965, № 5.
- Бутакова Е.Л. Средне-позднепалеозойская щелочная формация Восточной Тувы и Восточного Саяна. – Геол. строение СССР, т.Ш. Изд-во "Недра", 1968.
- Бутакова Е.Л. О генезисе щелочных формаций складчатых областей (на примере щелочной формации Алтае-Саянской области). – В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т.1, Изд-во "Наука", 1969.
- Воробьева О.А. Щелочные породы СССР. – Докл. сов. геол. на XXI сессии МКГ. Проблема 13. Изд-во АН СССР, 1960.

- Воробьева О.А. Проблема щелочного магматизма. - В сб. "Проблема магмы и генезис изверженных горных пород". Изд-во АН СССР, 1963.
- Геологическое строение СССР, т. Ш. Магматизм. Изд-во "Недра", 1968.
- Жидков А.Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиносности ее пород. - Докл. АН СССР, 140, № 1, 1961.
- Коваленко В.И., Окладникова Л.Б., Павленко А.С., Пополитов Э.И., Филиппов Л.В. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. Изд-во "Наука", 1965.
- Конев А.А. Петрография щелочных, ультраосновных и основных горных пород Сайжинского и Гульхенского плутонов (Витимское плоскогорье). Иркутское кн. изд-во, 1962.
- Кортусов М.П. Палеозойские интрузивные комплексы Марининской тайги (северная часть Кузнецкого Алатау). Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1967.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. - В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма". Изд-во "Наука", 1969.
- Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузивных пород Центрального Туркестано-Алая. Изд-во "Наука", 1963.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Геология месторождений редких элементов, вып. 12-13. Госгеолтехиздат, 1961.
- Яшина Р.М. О влиянии вмещающей среды на развитие контактно-реакционных процессов магматической стадии формирования нефелин-сиенитовых интрузий. - Труды Ш Всес.петрогр. сов. Изд-во "Наука", 1964.
- Harker A. The natural history of igneous rocks. London, Metuen and Co., 1909.
- Smith C.H. The chemical composition of the alkaline rocks and its significance as to their origin. - Amer. J.Sci., 1913,(4), 36.
- Smith C.H. The genesis of alkaline rocks. Proc. Amer. Phil. Soc., 1927, 66.

Л.С.Егоров, Н.П.Сурина

О ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ СВЯЗИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПЛАТФОРМЕННОГО МАГМАТИЗМА В МЕЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

В последние годы все большее число исследователей склоняется к представлению о гетерогенности платформенного магматизма, о связи его с зарождением и развитием по меньшей мере трех первичных магм: базальтовой (толеитовой), оливин-базальтовой (трахибазальтовой) и щелочно-ультраосновной. Наиболее полное обоснование эта гипотеза получила в недавно вышедшей монографии Ю.М.Шейнманна (1968). Естественно, что не все наблюдаемые в природе случаи могут быть одинаково легко истолкованы с позиций упомянутой гипотезы. Особенную трудность представляет интерпретация петрогенетических соотношений в тех регионах, где члены всех главнейших платформенных магматических серий тесно совмещены в пространстве и близки по времени своего образования.

Пожалуй, единственным в Союзе и одним из немногих в мире таким регионом является Маймеча-Котуйская провинция (север Сибирской платформы). На сравнительно ограниченной территории здесь развиты продукты почти всех ведущих типов платформенного магматизма: траппы, породы серии трахибазальт-трахит, ультраосновные щелочные породы, карбонатиты и кимберлиты - про-

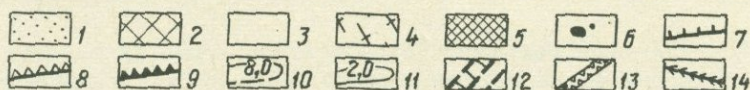
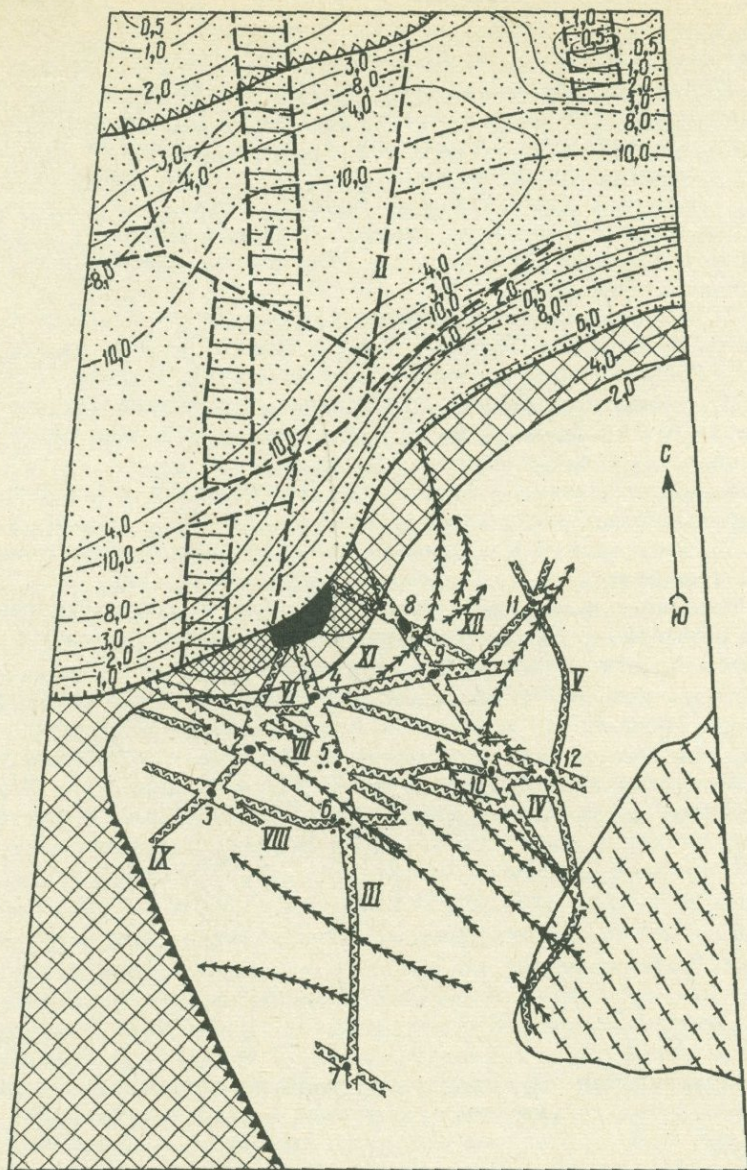


Рис. 1. Схема региональной дизъюнктивной тектоники Маймеча-Котуйского района и смежных областей (составлена Л.С.Егоровым и В.Э.Волком)
 Условные обозначения: 1 - области интенсивного прогибания мезокайнозойского времени (Хатангская владина), 2 - области интенсивного прогибания пермо-триасового времени (поле развития траппов), 3 - области интенсивного поднятия мезо-кайнозойского времени, 4 - выходы на поверхность кристаллического фундамента платформы (Анабарский щит), 5 - мульды, сложенные щелочно-ультраосновными эффузивами позднепермского-раннетриасового возраста, 6 - центральные интрузии ультраосновных - щелочных пород раннетриасового возраста (1 - Гулинская, 2 - Романиха, 3 - Чангит, 4 - Седете, 5 - Далбыха, 6 - Бор-Урях, 7 - Ессей, 8 - Одихинча, 9 - Кугда, 10 - Маган, 11 - Немакит, 12 - Браас), 7 - граница выходов мезозойских пород, 8 - гра-

изводные пермо-триасового тектоно-магматического цикла (Бутакова, Егоров, 1962).

Недавно группа сотрудников ИМГРЭ, произведя петрографо-геохимическое изучение Маймеча-Котуйского комплекса, пришла к выводу о генетическом единстве всех перечисленных пород и выдвинула предположение о происхождении их из исходной магмы состава щелочного оливинового базальта (Леонычев и др., 1965, Бородин, Гладких, 1967, Бородин, 1968). Авторам настоящего сообщения представляется однако, что этот вывод не подкреплен необходимым рассмотрением геологических взаимоотношений и опирается главным образом на факт географического сонахождения разнотипных магматитов и петрохимические построения.

Как показали исследования, проводящиеся на протяжении последних пятнадцати лет сотрудниками Института геологии Арктики, геологическая обстановка в Маймеча-Котуйской провинции достаточно сложна, а положение различных магматических серий в конкретных геологических структурах региона далеко не одинаково. Маймеча-Котуйская провинция занимает северо-западный выступ Анабарской антеклизы, ограниченный на западе восточным бортом Тунгусской синеклизы. Северное продолжение провинции погребено под мезо-кайнозойскими отложениями Притаймырского прогиба (рис. 1). Приуроченность провинции к узлу пересечения глубинных дизъюнктивных зон отмечалась неоднократно (Шейнманн, 1947, Вакар и др., 1958, Бутакова, 1961, Егоров, 1964, Михайлов и др., 1967, Егоров и др., 1968). К этим зонам относятся: 1) весьма протяженные региональные разломы, поперечные к северному краю Сибирской платформы (составная часть Таймыро-Байкальского линейамента - пограничного для Анабарского и Тунгусского блоков Сибирской платформы), 2) такие же и менее протяженные разломы, параллельные или ориентированные под острым углом к северному краю платформы (так называемые продольные периферийные разломы).

Все эффузивы тяготеют к широтной зоне разломов на границе Анабарской антеклизы с Притаймырским прогибом. Вероятно, значительная часть первоначального лавового поля выстилает ныне дно мезо-кайнозойского прогиба. Каких-либо данных о возможном распространении лавовых покровов южнее полосы их современных выходов нет. Напротив, имеются основания считать, что выводящие каналы всех эффузий были сосредоточены исключительно на периферии платформы, т.к. ни одного выхода дайковых пород, аналогичных весьма своеобразным эффузивам маймечинской и дельканской свит, южнее полосы развития вулканитов не встречено. Если базальтовые лавы протягиваются почти непрерывным поясом вдоль края платформ, то свиты ультраосновных, щелочно-ультраосновных и щелочно-основных эффузивов распространены локально, в мульдообразных прогибах и как раз там, где широтное поле лав пересекается близкомериональными (поперечными) разломами - Котуйским и Маймеча-Котуйским (рис. 1).

Как вытекает из анализа продольного разреза лавовой толщи (рис. 2), подавляющая масса ультраосновных и щелочно-ультраосновных вулканитов

нища распространения верхнепалеозойских складчатых структур под чехлом мезозойских отложений, 9 - спрямленное простирание восточного борта Тунгусской синеклизы (по подошве ордовикских отложений), 10 - изолинии глубин залегания кровли докембрийского фундамента (в км), 11 - изолинии глубин залегания кровли доюрских вулканогенно-осадочных пород (в км), 12 - глубинные разломы по геофизическим данным (1 - Большой Таймырский, 11 - Юка-Котуйский), 13 - глубинные разломы, контролировавшие щелочно-ультраосновной и кимберлитовый магматизм, - по геологическим и, частично, геофизическим данным (Ш - Маймеча-Котуйский, 1У - Котуйский, У - Западно-Анабарский, У1 - Бысы-Юряхский, УП - Маймечинский, УШ - Амбардахский, 1Х - Романский, Х - Крестяхский, Х1 - Кугдинский, ХП - Немакит-Далдынский), 14 - региональные разломы, выполненные дайками долеритов.

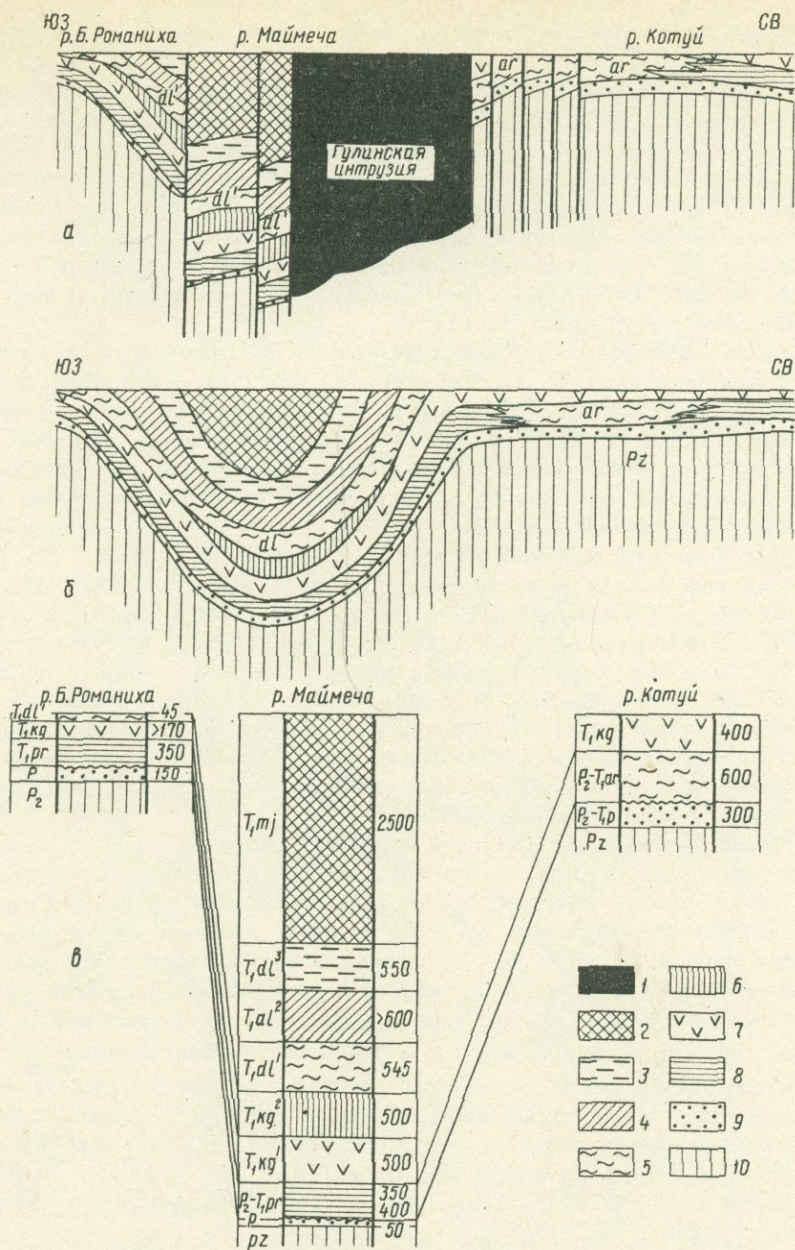


Рис. 2. Схематические разрезы вулканогенной толщи Маймеча-Котуйской провинции:

а - современная структура вулканогенной толщи; масштаб вертикальный 1:100000, горизонтальный - 1:1000000; б - предполагаемая структура вулканогенной толщи до внедрения Гулинской интрузии и блоковых дислокаций; масштаб тот же; в - частные разрезы вулканогенной толщи.

1 - ультраосновные - щелочные породы и карбонатиты Гулинской интрузии, 2 - меймечиты (маймечинская свита), 3 - пикритовые порфиры (дельканская свита, верхняя подсвита), 4 - трахибазальты, трахиандезито-базальты, трахиты, трахито-липариты и другие эффузивы (дельканская свита, средняя подсвита), 5 - пикритовые порфиры, меланефелиниты и другие щелочно-ультраосновные эффузивы (дельканская свита, нижняя подсвита и арыджангская свита), 6 - базальты, трахибазальты и трахиандезито-базальты (коготокская свита, верхняя подсвита), 7 - базальты (коготокская свита, нижняя подсвита), 8 - базальтовые туфы (правобоярская свита), 9 - терригенные отложения перми, 10 - карбонатные отложения палеозоя.

геологически четко обособлена от пачек основных и щелочно-основных эффузивов - как в разрезе, так и по латерали. В разрезе шестисотметровая серия бесполовошпатовых щелочных базальтоидов и ликритовых порфиритов (арыджангская свита) перекрывается мощной пачкой базальтов коготокской свиты. Верхняя часть последней представляет чередование базальтов с породами трахибазальтовой серии и перекрыта пачкой бесполовошпатовых щелочных базальтоидов, выделяемой в качестве нижней подсвиты дельканской свиты. Выше, по данным К.М.Шихориной, залегает маркирующий покров трахито-липаритов, а далее по разрезу следует сложное чередование пород серии трахибазальт-трахит с единичными покровами меланефелинитов (средняя часть дельканской свиты). Еще выше располагается мощная (свыше двух км) и довольно однородная толща ультраосновных лав: пикритовых порфиритов и маймечитов.

Весьма ограниченное распространение соответствующих эффузивных пачек по латерали хорошо видно из сопоставления трех разрезов, удаленных на расстояние 50-60 км один от другого (рис. 2). Особенно характерна геологическая позиция щелочно-ультраосновных лав арыджангской свиты, которые в низовье Котуя, в зоне Котуйского глубинного разлома, фациально замещают базальтовые туфы правобоярской свиты. По-видимому, не случайно также на этом же участке наблюдается почти полное "вытеснение" силлов долеритов в терригенных отложениях перми силлами щелочно-ультраосновных пород.

Геологическая самостоятельность ультраосновных и щелочно-ультраосновных эффузивов, с одной стороны, базальтов и трахибазальтовых лав - с другой, подчеркивается, в частности, и исчезающе малым развитием пород промежуточного состава (имеются весьма противоречивые данные о присутствии базанитов и тефритов лишь в верхней подсвите дельканской свиты).

Значительно менее ярко выражено геологическое обособление базальтов от пород трахибазальтовой серии. Следует, однако, отметить, что "переслаивание" этих эффузивов наблюдается в верхней части коготокской свиты лишь на левобережье Маймечи (в пределах дельканской мульды). Там же установлен и несколько специфичный состав самих базальтов - пониженное содержание в нем кремнезема (Леонтьев и др., 1965). Широко ли распространены такие базальты, относимые Л.Н.Леоньевым и др. к трахибазальтовой ассоциации, не ясно. Во всяком случае уже на Котуе базальты коготокской свиты, по данным Б.В.Гусева, химически ничем не отличаются от нормального сибирского траппа.

Большинство даек ультраосновных - щелочных пород и все тела кимберлитов сосредоточены в региональных поясах, трассирующих разломы глубокого заложения. К этим же поясам (разломам), в основном, к местам пересечения их, приурочены и щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа. По геофизическим данным, субмеридиональные цепочки центральных интрузий продолжают и севернее Гулинского массива, под молодыми отложениями Притаймырского прогиба.

Весьма важным обстоятельством для понимания генетических связей разнотипных магматитов является геоструктурный антагонизм долеритовых и щелочно-ультраосновных даек. Дайки долеритов и прежде всего наиболее протяженные из них располагаются преимущественно вне поясов развития ультраосновных-щелочных пород и пересекают эти пояса, следуя двум преобладающим направлениям - северо-восточному и северо-западному.

Из приведенных выше данных, непосредственно вытекает следующее. В Маймеча-Котуйской провинции, несмотря на сближенность в пространстве и по времени образования, с разной степенью резкости различаются по своей геологической позиции три группы магматитов: 1) ультраосновные-щелочные породы (включая карбонатиты, меймечиты и кимберлиты), 2) траппы (толеиты) и 3) трахибазальты - трахиты.

Вполне отчетливая геологическая самостоятельность свойственна породам первой группы. Эффузивы, дайки и сложные интрузии ультраосновных-щелочных пород контролируются едиными системами региональных разломов, главная из которых является, по-видимому, наиболее глубокой в провинции (Тай-

мыро-Байкальский линеймент). Ультраосновные-щелочные эффузивы (пикритовые порфириты, мелилититы, меланефелиниты) в своей подавляющей массе слагают две обособленные пачки среди явно чужих по составу лав и не сопровождаются переходными разновидностями пород.

Базальты и породы серии трахибазальт-трахит хотя в массе и разобщены, но в разрезе сменяют друг друга постепенно и частично переслаиваются. Это безусловно свидетельствует об определенной генетической взаимосвязи базальтов и трахибазальтовой серии и, во всяком случае, указывает на несравнимо более тесное родство этих групп эффузивов между собой, чем каждой из них в отдельности с группой ультраосновных-щелочных лав.

Не касаясь здесь деталей петрологического аспекта проблемы, отметим лишь, что рассмотренные выше геологические особенности, последовательность формирования магматических серий и объемные соотношения различных по составу пород не могут быть сколько-нибудь удовлетворительно согласованы с гипотезой происхождения Маймеча-Котуйского комплекса из единой исходной магмы любого состава. Геологическая обстановка в Маймеча-Котуйской провинции вынуждает вслед за Ю.М.Шейнманном (1968) признать полную генетическую независимость и наиболее глубинную природу щелочно-ультраосновного магматизма. Очаги толеит-базальтовой магмы вероятнее всего располагались на более высоких уровнях (эта магма выплавлялась из мантийного субстрата при меньших значениях температуры и давления). Появление трахибазальтовой (щелочной оливин-базальтовой) магмы в нашем случае естественнее всего объяснить ошелочением и некоторым понижением основности толеит-базальтовой магмы в результате смешения ее со щелочно-ультраосновной (Бутакова, Егоров, 1962), либо под влиянием щелочных эманаций, генерируемых в очагах зарождения щелочно-ультраосновных магматических расплавов.

С учетом сделанных выводов в развитии тектоно-магматического цикла провинции можно выделить три этапа, различающихся по тектоническому режиму и характеру магматической активности.

Ранний этап. Эффузивно-эксплозивная деятельность, сопровождаемая и завершаемая формированием силлов и дайковых тел. Сосуществование и параллельное функционирование разноглубинных (расположенных по меньшей мере на двух уровнях) и разобщенных по латерали магматических очагов. Характер магматизма смешанный: основной (трапповый), щелочно-основной (трахибазальтовый), щелочно-ультраосновной (пикрит-меланефелинитовый) и ультраосновной (меймечитовый). Дифференцированные блоковые движения на фоне общего поднятия территории. Все излияния приурочивались к зоне максимального регионального растяжения, погребенной ныне в значительной части под отложениями Притаймырского прогиба.

Средний этап. Образование центральных интрузий и большинства даек ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Понижение проницаемости коры, связанное с относительной стабилизацией тектонического режима. Не исключено, что в отдельные фазы развития сложных массивов расколы достигали поверхности. Однако, надежных доказательств этого нет.

Поздний этап. Формирование даек и трубок взрыва кимберлитов. Родство кимберлитов с ультраосновными щелочными породами, проявленное в петрографическом сходстве и единстве структурно-геологической позиции, обусловлено, по-видимому, близостью глубинного положения магматических очагов и качественным сходством магмообразующих или сопровождающих рождение магмы тектонических движений. Относительное время появления и фациальные особенности кимберлитов свидетельствуют об импульсивности и кратковременности магматической активности на стадии затухания (вырождения) тектоно-магматического цикла.

Обрисованные выше взаимоотношения главнейших платформенных магматических формаций характерны не только для Маймеча-Котуйской провинции. Судя по литературным источникам, очень похожая ситуация наблюдается и в рифтовых зонах Восточной Африки (King, Sutherland, 1960; Harkin, 1960;

Сох и др., 1965; Vame, 1968). Так, например, в существенно щелочной оливин-базальтовой провинции Рангве (Танзания) незначительно развитые здесь ультраосновные-щелочные лавы целиком сосредоточены в двух вулканических конусах. Замечательно, что оба эти конуса приурочены к разлому, контролирующему размещение нескольких крупных карбонатитовых тел за пределами региона (Harkin, 1960).

Особенно близка к Маймеча-Котуйской провинции по своему геоструктурному положению и набору вулканических ассоциаций провинция Нуанетси (Южная Родезия). По данным Кокса и других городов (Сох и др., 1965) она локализована в месте пересечения линеамента Лимпопо (аналог Таймыро-Байкальского линеамента) с вулканической моноклиной Лебомбо (аналог Маймеча-Котуйской моноклинали). Последняя вытянута вдоль границы между поднятой центральной частью Южной Африки (аналог Сибирской платформы) - на западе и опущенным ареолом Мозамбикской геосинклинали (аналог Таймырского складчатого пояса) - на востоке. Сравнительно мощные и однородные пачки в разрезе эффузивной толщи слагают (снизу вверх): меланефелиниты и другие щелочно-ультраосновные лавы - лимбургиты - толеитовые базальты - риодациты и риолиты. Еще выше местами залегает базальт-трахит-фонолитовая ассоциация. Кокс и его соавторы согласны с мнением Кинга и Сазерленд (King, Sutherland, 1960), что нефелинит-карбонатитовая и оливин-базальт-трахит-фонолитовая ассоциации геологически самостоятельны, а исходные для них магмы рождаются на разных глубинах при подъеме изотерм. Такой же точки зрения придерживаются сейчас практически все исследователи восточноафриканского рифтового магматизма.

Литература

- Бородин Л.С. К проблеме океанических базальтоидных серий. - Сов.геология, 1968, № 6.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 12.
- Бутакова Е.Л. Тектонические условия образования комплекса щелочных и ультраосновных пород севера Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1961, № 1.
- Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. - В сб. "Петрография Восточной Сибири", т.1. Сибирская платформа и ее северное обрамление. Изд-во АН СССР, 1962.
- Вакар В.А., Воронов П.С., Деменицкая Р.М. К вопросу о региональных разломах севера Средней Сибири. - Труды НИИГА, 1958, 67, вып. 7.
- Егоров Л.С. Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород. - В сб. "Глубинные разломы". Изд-во "Недра", 1964.
- Егоров Л.С., Рудяченко В.М., Сурина Н.П. О структурно-геологическом положении ультраосновных-щелочных пород в Маймеча-Котуйской провинции. - Докл. АН СССР, 1968, 182, № 1.
- Леонтьев Л.Н., Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С. К вопросу о так называемой щелочно-ультраосновной формации. - В кн. "Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов". Изд-во "Наука", 1965.
- Михайлов Н.Н., Полькин Я.И., Шахов Ю.Н. Рельеф складчатого фундамента западной и центральной части Сибирской платформы (по данным аэромагнитной съемки). - Ученые записки ин-та геологии Арктики, 1967, вып.10.
- Шейнманн Ю.М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). Изд-во "Недра", 1968.

- Cox K.G., Johnson R.L., Monkman L.J., Stillman, Vail J.R., and Wood D.N. The geology of the Nuanetsi igneous province. - Phil. tr. of the Roy. Soc. of London. Ser. A. Math. a. phys. sciens., 1965, 257, N 1078.
- Harkin D.A. The Rungwe volcanics at the northern end of Lake Nyasa. - Geol. Surv. Tanganyika, Mem., 1960, N 11.
- King B., Satherland D. Alkaline rocks of eastern and Southern Africal. Science Progress, 1960, XLVIII, N 191.
- Varne R. The petrology of Moroto Mountain, eastern Uganda, and the origin of nephelinites. - J. Petrol., 1968, 9, N 2.

В.Ф. Морковкина

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Общие замечания

Проблема альпинотипных гипербазитов в настоящее время приобрела особую остроту в связи с тем, что общепринятые представления об их интрузивном становлении опровергаются многочисленными фактами. Наиболее существенными из них являются: отсутствие типичных интрузивных контактов (зон закалки и высокотермального метаморфизма вмещающих пород), явлений ассимиляции и гибридизма, незначительное развитие эффузивных фаций, тесная связь с габброидами и более кислыми породами, невозможность объяснения интенсивной серпентинизации массивов и др.

В последние годы получила широкую известность гипотеза холодного внедрения гипербазитов, выведенных в виде тектонических блоков (протрузий) в верхние уровни коры. При этом, часть исследователей допускает кристаллизацию ультраосновной магмы на глубине с последующим перемещением твердых масс на более высокие уровни земной коры. Большинство же сторонников этой гипотезы принимают гипербазиты за тектонические блоки (диапиры) непосредственно вещества верхней мантии, не прошедшего стадии расплавления или лишь частично легкоплавкой (базальтовой) части.

Однако, несмотря на значительные преимущества перед магматической, гипотеза холодного внедрения не может удовлетворительно объяснить место, время и причины интенсивной серпентинизации массивов, постоянную ассоциацию гипербазитов с габброидами и пироксенитами, сходный или одинаковый состав гипербазитов всех подвижных поясов мира. Кроме того, остается непонятным, почему в условиях сиалической коры, особенно в зонах глубинных разломов, где совершаются интенсивные процессы метаморфизма и даже магмообразование, это вещество не испытало существенных преобразований? Если же оно было регенерировано, то тем самым подтверждается вывод Г.Д. Афанасьева (1962), что "одинаковые физические свойства вещества верхней мантии и ультраосновных горных пород еще не являются доказательством их идентичности".

Интерпретация геофизических данных далеко неоднозначна и зависит от уровня знаний об изменении физических свойств пород в связи с их местоположением и метаморфической историей. По Г.Д. Афанасьеву (1968) скорости продольных волн в ультраосновных породах возрастают на 15-17% при давлении в 10 кбар. По данным Релея и Патерсона (1965) физические свойства серпентинитов резко изменяются при 300-600°C и давлении 2,5 кбар, в связи с их дегидратацией и переходом в дуниты и перидотиты.

Однако гипотеза холодного внедрения заслуживает самого пристального внимания, тем более, что некоторые ее недостатки связаны с традиционным подходом к их объяснению. В частности, петрографическое разнообразие гипербазитовых массивов по-прежнему ставят в связь с магматической дифференциацией, а серпентинизацию - с аутометаморфизмом. Между тем, на примере Полярного Урала нами было установлено, что ассоциирующие с гипербазитами разнообразные породы являются продуктом сложных и многократных преобразований уже серпентинизированных гипербазитов. Эти процессы отражают участие твердых гипербазитов в длительной геологической жизни региона (Морковкина, 1967).

Приведенные ниже новые материалы, полученные в результате изучения гипербазитов Малого Кавказа, дают представление о еще более сложных явлениях преобразования серпентинитов.

Явления трансформации серпентинитов

Прежде всего следует отметить, что гипербазиты Малого Кавказа, так же как и Полярного Урала, по своей природе гетерогенны, т.е. представляют ассоциацию пород различных по времени, месту и способу образования. Наиболее ранними их представителями следует считать плотные субаморфные серпентиниты, присутствующие в виде мелких реликтов с отчетливыми явлениями преобразования и постепенными переходами во все другие разновидности гипербазитов. Микрореликты плотных серпентинитов обнаружены также в гипербазитах Кемпирсайского массива, Крака, Нурали, а при пересмотре материала - и на Полярном Урале.

Плотные серпентиниты - это черные, почти аморфные породы с раковистым изломом и маслянистым блеском, состоящие из тонкого агрегата серпентинитовых минералов, обогащенного пылевидным веществом. Они не поддаются диагностике обычными микроскопическими методами и только рентгено-скопически определяются как тонкая смесь lizardita и брусита, в широко варьирующих количественных соотношениях. Среди пылевидного вещества определяются хромит и магнетит, а в серпентинитах, лишенных вкрапленности хромита, определено содержание $Cr_2O_3 = 0,38$ вес. %.

Породы обладают характерной полигональной трещиноватостью, вдоль которой субаморфное вещество перекристаллизовано в хризотил, с образованием типичной петельчатой структуры (рис. 1). Удивительно выдержанное субаморфное сложение и характер полигональной трещиноватости, а также полное отсутствие признаков материнской породы свидетельствуют об образовании серпентинитов в особых условиях. Исходным материалом для них могли быть любые высокомагнезиальные образования, в том числе продукты кристаллизации ультраосновной магмы или породы океанического слоя, представляющего верхнюю мантии, т.е. серпентиниты.

Не углубляясь в рассмотрение вопроса о природе плотных серпентинитов, решение которого требует специальных исследований, остановимся на явлениях изохимических преобразований.

В обычных хризотитовых серпентинитах почти всегда устанавливаются микроучастки, узкие линзы и полосы до 1 см шириной плотного серпентинита, обнаруживающего все стадии перехода в окружающие породы. Эти участки имеют явно реликтовый характер и их следует рассматривать как остатки субстрата, перекристаллизация которого обусловила образование хризотитовых серпентинитов.

На ранних стадиях перекристаллизация выражается в образовании вдоль полигональных трещинок плотных серпентинитов свежего хризотила с обособлением субаморфного вещества в виде ячеек различной формы и величины.

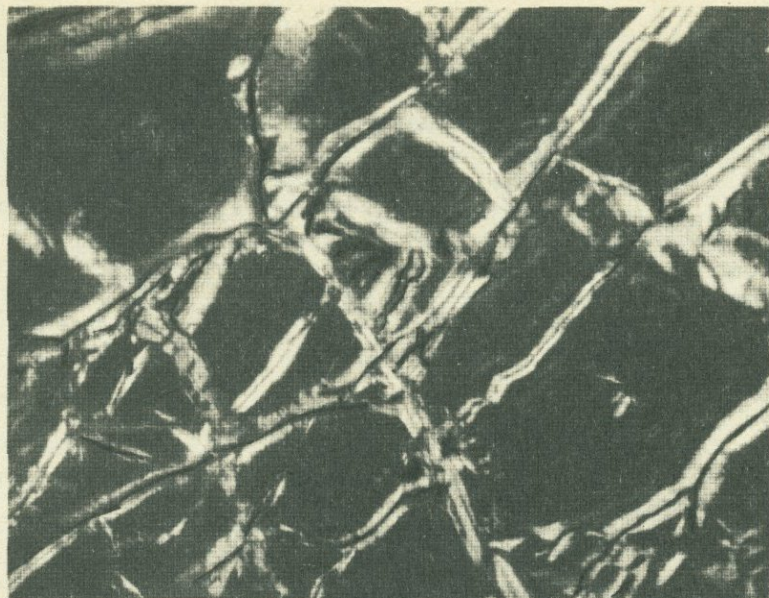


Рис. 1. Перекристаллизация плотного серпентинита вдоль полигональных трещинок. Шл. 119/68, ув.70, без анализатора

Постепенно шнуры и петли хризотила становятся более отчетливыми, плотные серпентиниты приобретают тигличную петельчатую структуру, а субаморфное вещество в ячейках становится гомогенным, осветляется по краям с концентрацией микровключений в центре ячеек. Перекристаллизация носит многофазный и весьма неравномерный характер. Возникающие хризотилитовые серпентиниты имеют различную структуру и текстуру, меняющиеся на каждом шагу. Некоторые разности обладают брекчиевидным строением, обусловленным округлой формой реликтов субстрата, где одинаковая ориентировка шнуров свежего хризотила свидетельствует о его предшествовавшем расщеплении и перекристаллизации (рис. 2). Следовательно, в данном случае можно говорить, по крайней мере, о двух фазах перекристаллизации серпентинитов.

Аналогичным образом возникают полосчатые и мигматитовидные хризотилитовые серпентиниты, в которых реликты плотного субстрата имеют удлиненную форму и вытянуты в одном направлении, как следствие приуроченности перекристаллизации к параллельным трещинкам или плоскостям расщепления. В конечном итоге плотные серпентиниты оказываются полностью перекристаллизованными в различные хризотилитовые серпентиниты типично альпийского облика.

Дальнейшее изменение плотных и хризотилитовых серпентинитов идет в сторону укрупнения их структуры за счет развития бастита в виде неправильной формы табличек, достигающих до 10 см в длину. Микроскопические исследования показывают, что бастит состоит из тонкой смеси волокнисто-чешуйчатого-листоватого агрегата серпентиновых минералов, одинаковая ориентировка которых придает ему вид монокристалла. Рентгенометрически бастит определяется как смесь хризотила и лизардита. Крупные таблитчатые кристаллы его, с хорошо выраженной спайностью, отчетливо наследуют петельчатую структуру серпентинита, что доказывает развитие его только по серпентиновым минералам, так как находящийся в ячейках свежий оливин остается в бастите без изменения.

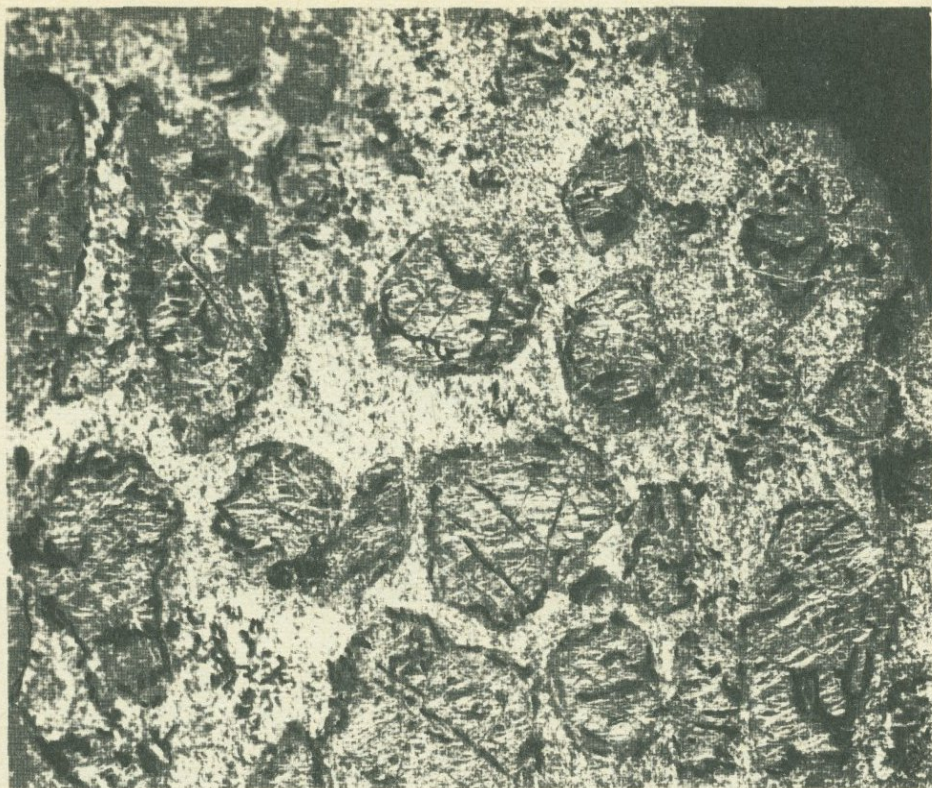


Рис. 2. Брекчиевидная структура серпентинита. Шл. 43/62, ув. 6, с анализатором

Факт перекристаллизации серпентиновых минералов в бастит имеет принципиальное значение при изучении серпентинитов, так как суждения об их апогарбургитовой природе нередко основаны на присутствии в них бастита, который привычно рассматривают как псевдоморфозу по энстатиту. Между тем нами получены убедительные доказательства обратного процесса, т.е. развития энстатита по баститу, который в свою очередь замещает субаморфный и петельчатый серпентин (рис. 3). На снимке видно, что несмотря на гомоосевой характер замещения, оба минерала имеют самостоятельную спайность, что опровергает мнение о псевдоморфном характере бастита. Развитие энстатита по серпентиновым минералам отмечалось нами в гипербазитах Полярного Урала в связи с их широксенизацией (Морковкина, 1967).

Дегидратация плотных серпентинитов — процесс очень сложный и еще мало изученный. Она взаимосвязана с перекристаллизацией и выражается в развитии в плотной серпентиновой ткани свежего оливина, нередко в парагенезисе с пироксенами. Явления возникновения оливина прослеживаются от появления микрозерен до крупных псрфиробластов, от участков, богатых оливином, в серпентинитах до образования существенно оливиновых пород типа дунитов, а при одновременном развитии и энстатита — гарбургитов. Ранее всего новообразования оливина возникают в ячейках субаморфного вещества петельчатых серпентинитов, где зерна его имеют различную величину и форму, не зависящую от самих ячеек (рис. 4). Около оливина субаморфное вещество перекристаллизовано, осветлено за счет очищения от примесей и концентрации точечных выделений магнетита и хромита вдоль петель плотного серпентина. Оливины при этом имеют неоднородный состав, пятнистое строение, а нередко представляют агрегат сросшихся зерен. Каждое зерно оливина окружено

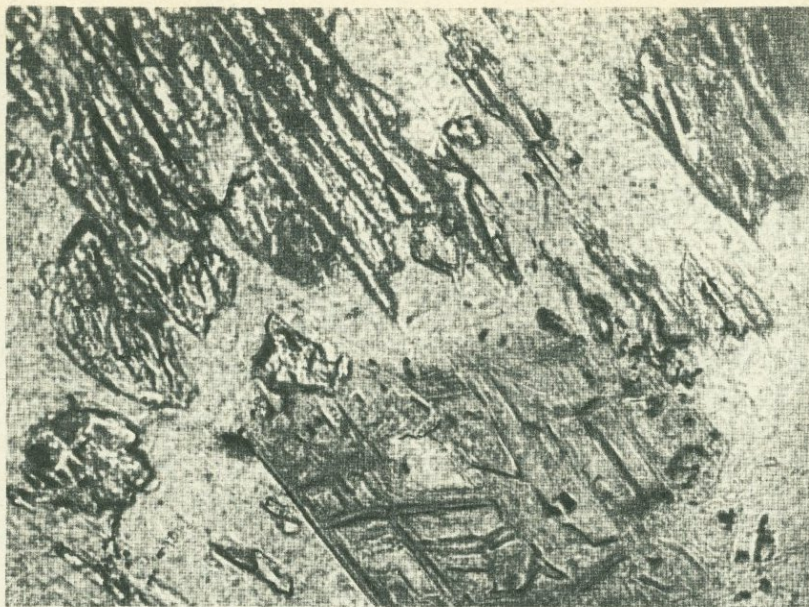


Рис. 3. Развитие энстатита по баститу, заместившему серпентиновые минералы. Шл. 140/68, ув.300, без анализатора



Рис. 4. Характер новообразований оливина в ячейках пчельчатого серпентинита. Шл. 232/67, ув. 600, без анализатора

каемками роста, иногда состоящими из игольчатого оливина, проникающего внутрь серпентиновой ткани в виде прерывистых цепочек, постепенно срастающихся между собой в единое зерно.

На приведенном микрофото (рис. 5) отчетливо видно более позднее образование оливина в плотном серпентините, с которым оливин имеет отчетливую границу и пересекает его петельчатость. Крупные зерна оливина имеют



Рис. 5. Развитие оливина по трещинкам в плотном серпентините. Шл. 120/62, ув. 350, без анализатора

характер гломобластов с "рубцами" срастания зерен, выраженными скоплением микровключений или более низкой интерференционной окраской. Постепенно "рубцы" исчезают и оливины приобретают вид монокристалла, а в случае сохранения "рубцов" они отчетливо воспроизводят петельчатую структуру серпентинита. Червеобразная, игольчатая и нуклевидная форма оливина в плотной серпентиновой массе явно противоречит мнению об их реликтовой природе. В полосчатых разностях плотных серпентинитов свежие оливины имеют причудливую форму, неоднородное строение, самостоятельную зональность, пересекают полосчатость серпентинита, вещество которого отчетливо перекристаллизовано и осветлено на границе с оливином (рис. 6). Все эти факты свидетельствуют в пользу роста оливина в плотной серпентиновой ткани и характеризуют механизм ее дегидратации в природных условиях.

Для существенно оливиновых пород, возникших при перекристаллизации плотных серпентинитов, характерны следующие особенности: гранобластовая структура, реликты субаморфного серпентинита в минералах и породе, гетеробластовый характер крупных зерен оливина с "рубцами" срастания, воспроизводящими петельчатую структуру серпентинита; самостоятельная зональность около каждого зерна в пределах одного гломобласта; неправильная форма зерен оливина и резко различная их величина, без признаков катаклаза и одновременности образования. Эти признаки не свойственны интрузивным породам, но характерны для метаморфных и перекристаллизованных пород. Следовательно, альпинотипные дуниты и перидотиты могут быть продуктом регенерации плотных серпентинитов, природа которых останется неясной.

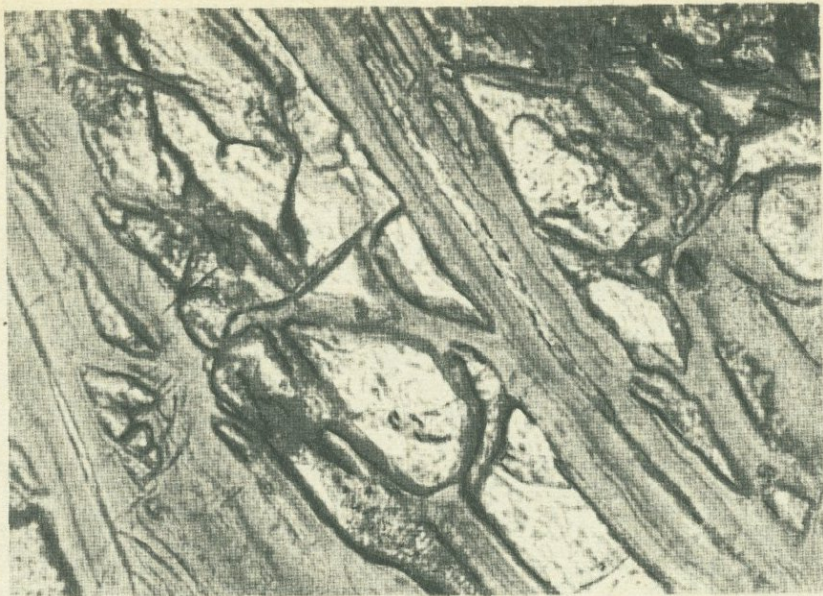


Рис. 6. Характер образования оливина в полосчатом серпентините. Шл. 251/67, ув. 350, без анализатора

Следует однако заметить, что более поздние процессы серпентинизации регенерированных пород сильно завуалировали явления дегидратации. Однако поздние прожилки и шнуры серпентина четко приурочены к трещинкам породы и полностью соответствуют их направлению и границам.

Не имея возможности остановиться на других видах трансформации плотных и хризотилowych серпентинитов, следует заметить, что кроме процессов пироксенизации, фельдшпатизации и амфиболизации, описанных нами на примере Полярного Урала, для них характерно также широкое распространение пренитизации, гранатизации, карбонатизации, окварцевания и других процессов.

Итак, реликты плотных серпентинитов и явления интенсивного преобразования и регенерации их вещества говорят в пользу гипотезы холодного внедрения гипербазитов и их участия в длительной геологической жизни региона. Отсюда вытекает, что особенности состава и строения гипербазитовых массивов и поясов отражают специфику процессов трансформации ультраосновного субстрата в ходе геологического развития соответствующих регионов.

Поскольку гипербазиты по своей природе гетерогенны и несут отчетливые признаки регенерации, то они не могут служить эталоном вещества верхней мантии. Однако не исключена возможность того, что плотные серпентиниты, сохранившиеся в них в виде микрореликтов, являются представителями пород океанической коры в смысле Хесса. Это предположение находит подтверждение в характерной трещиноватости плотных серпентинитов и направленности процессов их трансформации в сторону силификации исходного материала. Для решения столь сложного вопроса необходимы широкие специальные исследования и, прежде всего, детальное изучение субаморфного вещества с целью установления его природы и выяснения физических свойств в соответствии с характером преобразования.

Литература

Афанасьев Г.Д. Еще раз о строении земной коры по геофизическим данным с позиции петрографии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 10.

Афанасьев Г.Д. О границе земной коры и верхней мантии. - Кора и верхняя мантия земли, М., 1968.

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Изд-во "Наука", 1967.

Hess H.H. Serpentine, orogeny and epeirogeny. Spec. paper 62. - Geol. Soc. America, 1955.

Raleigh C.B., Paterson M.S. Experimental deformation of serpentine and its tectonic implications. - J. Geophys. Res., 1970, 70, N 16.

Т.Н.Далимов, В.И.Айзенштат, И.Х.Хамрабаев

ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ОПЫТ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ ФАЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА)

Конкретными объектами исследования авторов явились 130 гранитоидных интрузий в различных структурно-формационных зонах Узбекистана (Чаткальская, Кураминская, Байсунская, Зап.Узбекистан, Центр. Кызылкумы).

Под фацией магматических пород мы, в согласии с М.А.Усовым (1937), понимаем совокупность условий образования горной породы (давление, температура, среда), которые обуславливают ее структурно-текстурные, петрографо-минералогические и геохимические особенности. Анализ собранного материала позволяет выделять, наряду с фациями ряды (семейства) фаций, субфации. Ряд (семейство) интрузивных фаций представляет собой сообщество интрузивных пород, занимающих сходную структурно-тектоническую позицию и сформировавшихся в определенном интервале глубин. Субфации являются дальнейшей детализацией выделенных фаций по глубине.

О критериях фаціальности магматических пород

По преобладающим в Узбекистане типами интрузий различной фаціальной принадлежности (диориты-гранодиориты-граниты) были рассчитаны статистически и произведена корреляция параметров фаціальности и давления, сопоставлены средние по критериям Фишера и Стьюдента, рассчитан линейный одномерный тренд параметров по глубине и т.д. Указанный комплекс операций позволил выявить и оценить следующие три группы наиболее информативных признаков фаціальности (табл. 1): а - структурно-геологические и петрографические - для выделения семейств фаций; б - петрогеохимические - для выделения фаций; в - минералогические - для выделения фаций и субфаций.

Общие структурно-геологические критерии неоднократно рассматривались М.А.Усовым (1937), Ю.А.Кузнецовым (1960). Тем не менее можно отметить, что гранитоидные массивы по своей тектонической позиции, возрасту и др. особенностям распадаются на следующие ряды (семейства) фаций: больших, средних и малых глубин. Первые являются преимущественно протерозойскими, реже нижнепалеозойскими, вторые - средне-верхнепалеозойскими, третьи - верхний палеозой - нижнетриасовыми. Повсеместно абиссальные и мезоабиссальные интрузии контролируются антиклинальными и брахиантиклинальными структурами, а гипабиссальные и субвулканические тела - зонами тектонических нарушений, наложенными конседиментационными структурами, типа грабен-синклиналей, мульды проседания и кальдер обрушения. Абиссальные и мезоабиссальные гранитоиды не обнаруживают никаких признаков связи с вул-

Систематизация критериев фаціальности гранитоидных интрузий Узбекистана

	Структурно-геологические и петрографические критерии		Петро-геохимические критерии		Минералогические критерии
1	Тектоническое положение	1	Коэффициент окисленности железа $F = \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$	1	Степень упорядоченности K-Na полевых шпатов (ΔS)
2	Форма и размер тел	2	Коэффициент фаціальности $K_{\Phi} = \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$	2	Структурно-оптический тип K-Na полевых шпатов
3	Возраст интрузий	3	Содержание связанной воды	3	Степень упорядоченности плагиоклазов (ΔPl)
4	Связь с вулканизмом	4	Содержание, дисперсия, коэффициенты вариации $\text{SiO}_2, \text{CaO}, \text{MgO}, \text{FeO}, \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$	4	Температурный тип оптики плагиоклазов
5	Характер камеры и рамы	5	Содержание, дисперсия и коэффициенты вариации в породах $\text{U}, \text{Th}, \text{Rb}, \text{Nb}, \text{Ta}$	5	Количество нормативного альбита и ортоклаза в породах
6	Фации экзоконтактового метаморфизма, ширина ореола	6	Параэлементные отношения: $\text{Nb}/\text{V}, \text{Pb}/\text{Zn}, \text{U}/\text{Th}$	6	Количество альбита в K-Na полевых шпатах
7	Наличие, состав, распространенность схизолитов	7	Содержание, дисперсия, коэффициенты вариации $\text{Li}, \text{Rb}, \text{Cs}$ в K-Na полевых шпатах и биотитах	7	Температурный градиент интрузий (ΔT)
8	Соотношение аплитов и пегматитов	8	Железистость амфиболов		
9	Степень развития петрогенетических процессов (ассимиляция, дифференциация и др.)				
10	Мощность вмещающих пород				
11	Характер эндоконтактов				
12	Структура, текстура, отдельность пород, коэффициент порфирированности d				
13	Характерная ассоциация породообразующих минералов				
	Семейства фаций		Фации		Субфации

каническим процессом (Западный Узбекистан, Гиссар, Чаткал), тогда как интрузии малых глубин тесно связаны с вулканизмом и образуют вместе с вулканогенными породами сложные вулкано-интрузивные комплексы (Юго-Западный Гиссар, Юго-Западный Чаткал). Большое значение при выделении семейств фаций имеет также характер экзоконтактовых и эндоконтактовых образований, состав и распространенность схизолитов, особенно соотношение аплитов и пегматитов, структурно-текстурные особенности пород и т.д.

Температурный режим магмы находит свое отражение в особенностях магматических процессов. Если для интрузий малых глубин явления дифференциации, ассимиляции и гранитизации на уровне становления не имеют широкого развития, то для глубинных интрузий они отчетливо проявлены. Среди структурных особенностей пород различных семейств фаций, кроме прочих признаков, необходимо отметить частое присутствие микрографических структур в гипабиссальных породах и появление мирмекитов в породах больших глубин. Для последних характерны так же структуры магматического замещения.

Анализируя петрогеохимические критерии (рис. 1), можно отметить следующее. Намечается тенденция к увеличению содержания с глубиной ряда

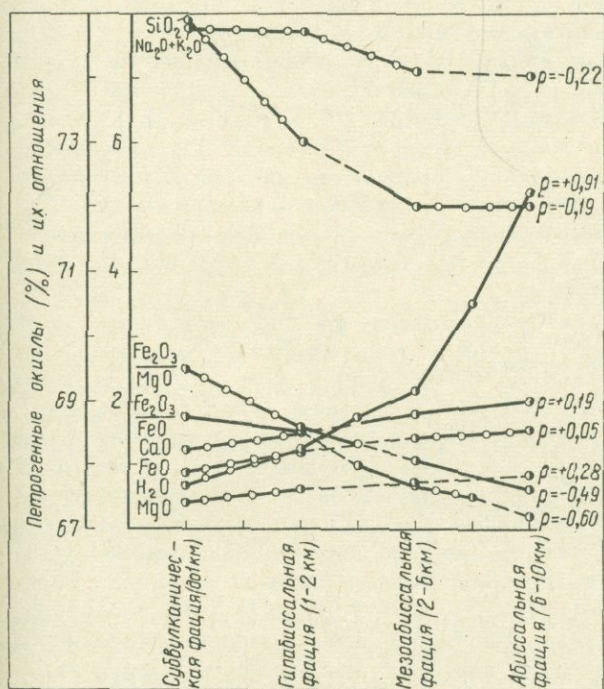


Рис. 1. Вариационная диаграмма содержаний и статистические параметры распределения петрогенных окислов и их отношений в гранитах различных фаций Узбекистана 1. Значимо по \bar{x} (среднее арифметическое содержание). 2. Значимо по S^2 (дисперсия). 3. Не значимо. 4. ρ - выборочный коэффициент корреляции

элементов и окислов. Это Ca, Mg, Fe, H₂O. Для них в целом характерен положительный, значимый линейный коэффициент корреляции во всех типах пород. Рассматривая вариационные кривые этих окислов, можно отметить, что содержание их между отдельными фациями изменяется по-разному. Так, CaO в гранитах от субвулканической к гипабиссальной фации меняется несущественно, а от последней к мезоабиссальной и абиссальной - значимо по дисперсии и по количеству. В гранодиоритах изменение содержания CaO значимо по дисперсии, а в диоритах - и по количеству. FeO и MgO ведут себя аналогичным образом. Особо следует отметить поведение содержаний связанной воды в породах различных фаций. Не повторяя многочисленных выкладок в пользу увеличения воды с давлением (до определенных глубин!), отметим, что повсеместно получен положительный значимый коэффициент корреляции ($\rho = 0,91-0,81$). Причины аналогичного поведения этих элементов, видимо,

следует связывать с тем, что они довольно устойчивы при высоких давлениях и температурах, более тугоплавки и менее подвижны;

Отношения $F = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$, $K_{\phi} = \frac{Fe_2O_3}{MgO}$, сумма щелочей ведут себя противополо-

жным образом. Увеличение суммы щелочей от абиссальных к приповерхностным интрузиям представляется вполне естественным, если учесть высокую миграционную способность этих элементов.

Содержание двуокси кремния также увеличивается от абиссальных (71-72%) к приповерхностным (73-75%) интрузиям. Особенно четко эта зависимость проявляется в гранитах, менее четко в гранодиоритах. Такое поведение кремнезема объясняется Д.С.Штейнбергом различными условиями генерации котектических магм в земной коре.

Анализируя статические параметры распределения петрогенных окислов, следует отметить, что они во всех фациях распределяются в соответствии с нормальным законом и характеризуются дисперсией, на несколько порядков превышающей таковую малых элементов. По численным значениям дисперсии для целей фацеального анализа следует отдать предпочтение петрогенным окислам нисходящей миграции: CaO ($S^2 = 0,17-0,53$) MgO ($S^2 = 0,04-0,52$), FeO ($S^2 = 0,1-0,91$), тогда как в окислах восходящей миграции дисперсии значительно больше: SiO_2 ($S^2 = 2-7$), щелочи ($S^2 = 0,67-2,9$).

Весьма интересно рассмотрение поведения в различных гранитоидах рубидия, урана, тория, ниобия, тантала и ряда параэлементных отношений. Содержание урана и тория значимо убывает с глубиной ($\rho = -0,59-0,63$), таким же образом ведут себя рубидий и ниобий. В первую очередь это необходимо связать с увеличением в этом направлении количества их минералов-носителей, а также высокой мобильностью этих элементов (особенно, урана и тория). Не случайно наиболее крупные скопления этих элементов связаны с эффузивами и субвулканическими породами. Для рубидия изменение его содержания вполне согласуется с поведением калия.

Дисперсии распределения элементов-примесей (при преобладающем логнормальном законе) на несколько порядков ниже таковых для петрогенных окислов и варьируют для рубидия от 0,64 до 0,105, ниобия - от 0,07 до 0,2, тантала - от 0,09 до 0,83, урана - от 0,06 до 0,07, тория - от 0,1 до 2. Как показали исследования авторов, распределение рубидия между равновесными $K-Na$ полевыми шпатами и биотитами зависит преимущественно от давления.

Третья группа признаков охватывает наиболее тонкие особенности состава, структуры породообразующих минералов и содержания в породе нормативного альбита и ортоклаза, причем содержание последнего закономерно увеличивается с глубиной. Дисперсия содержаний вышеуказанных признаков незначительна: $S^2 = (0,02-0,123)$, $Pl = (0,04-0,1)$, $T = (0,05-0,4)$, что позволяет использовать их в ряде случаев непосредственно для выделения субфаций гранитоидов. Показательны также высокие коэффициенты линейной корреляции этих признаков с глубиной (давлением) становления гранитоидов ($\rho = 0,6-0,81$).

Увеличение степени упорядоченности полевых шпатов с глубиной находит свое объяснение в более стабильной термодинамической обстановке кристаллизации интрузий больших и средних глубин и обнаруживает непосредственную связь со скоростью их кристаллизации. Показательно, что содержание крупных катионов редких щелочей максимальное в полевых шпатах пород мезоабиссальной и абиссальной фаций не оказывает разупорядочивающего влияния на их кристаллическую решетку.

Преобладающими структурно-оптическими типами $K-Na$ полевых шпатов в породах абиссальной фации является максимальный микроклин-пертит, в мезоабиссальных гранитоидах - максимальный промежуточный микроклин-пертит, в гипабиссальных - микро- и криптопертитовый триклинный высокий - промежуточный ортоклаз, наконец, в субвулканических телах - криптопертитовый и гомогенный триклинный высокий - промежуточный ортоклаз. Оптика плагиоклазов также обнаруживает связь с температурным градиентом и глубиной становления интрузий. Характерно преобладание высокотемпературных

и промежуточных оптических типов плагиоклазов в породах гипабиссальной и субвулканической фаций и низкотемпературных - в интрузиях средних и больших глубин.

Рост содержания нормативного альбита (с одновременным уменьшением нормативного ортоклаза) в гранитоидах с глубиной хорошо увязывается с их положением в тройной системе $Ab-Or-Q$ Боуэна-Таттла, в которой по мере увеличения давления происходит смещение фигуративных точек котектических составов гранитоидов в сторону альбитового угла диаграммы (рис. 2). Следует отметить, что абиссальным интрузиям свойственны высокие содержания

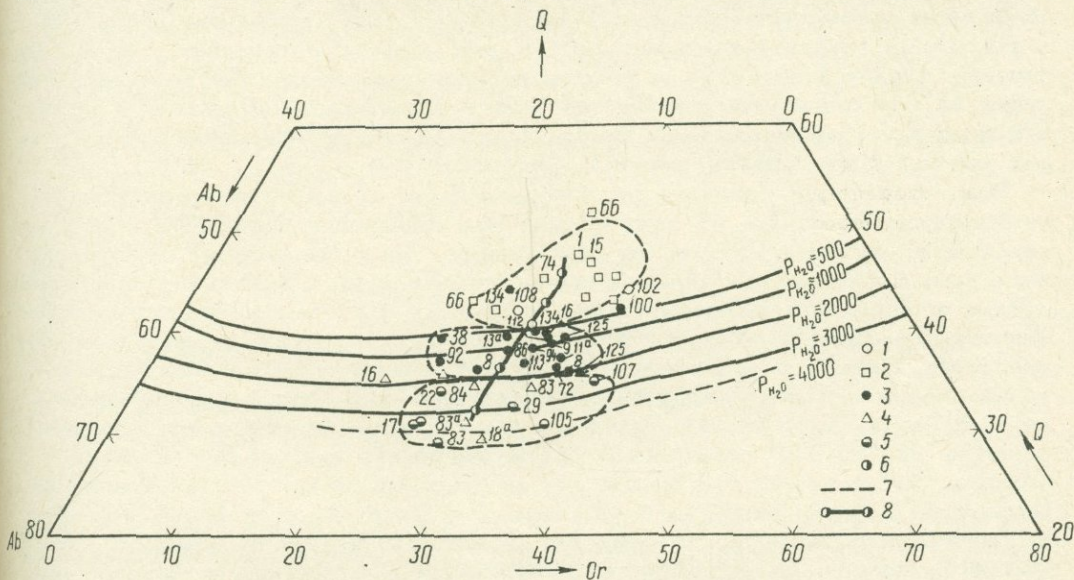


Рис. 2. Положение фигуративных точек гранитов различных фаций Узбекистана в тройной диаграмме $Ab-Ort-Q$ (Боуэн, Таттл, 1958).

1. Фигуративные точки пород субвулканической фации, 2. Фигуративные точки пород гипабиссальной фации. 3. Фигуративные точки пород мезоабиссальной фации (менее глубинная субфация). 4. Фигуративные точки пород мезоабиссальной фации (более глубинная субфация). 5. Фигуративные точки пород абиссальной фации. 6. Средний нормативный состав гранитов различных фаций глубинности. 7. Границы полей нормативных составов гранитов различной фациальной принадлежности. 8. Линия изменчивости составов

глинозема, что находит отражение в появлении кордиерита, андалузита, корунда и др. (Уруклинский, Бахчинский массивы).

Аналогично нормативному альбиту с глубиной увеличивается содержание Ab -компонента в $K-Na$ полевых шпатах, что связывается с ростом температуры и изменением общего химизма системы.

Термодинамические особенности гранитоидов различных фаций

Как видно из прилагаемой диаграммы (рис. 2) давления, при которых формируются интрузивные тела, разнообразны. Ниже нами рассматривается литостатическое давление пород кровли в период стабилизации интрузии, парциальное давление воды и кислорода. При определении литостатического давления использованы данные по мощности пород кровли и их удельному весу. При определении давления паров воды учитывалось положение фигуративных точек гранитоидов в тройной диаграмме $Ab-Or-Q$, а также содержания связанной воды в породах с учетом закона Генри и др.

Основные барометрические данные сведены на диаграмме (рис. 2), из которой видно, что формирование субвулканических тел происходило при давлениях до 250 атм (до 1 км), гиабиссальных тел - менее глубинной субфации - 250-400 атм (1-1,5 км), гиабиссальных тел более глубинной субфации - 400-500 атм (1,5-2 км). Мезоабиссальные интрузии менее глубинной субфации образуются в интервале 500-1000 атм (2-4 км), более глубинной субфации - 1000-1500 атм (4-6 км) и, наконец, абиссальные интрузии - при 1500-3000 атм и более (7-12 км).

Одновременно с ростом глубины становления интрузий увеличивается и глубина их эрозионного среза; для интрузий средних глубин она равна 1-3 км, а для малых глубин - варьирует от 0,3 до 1 км. Вышеуказанные цифры и интервалы давлений являются средними, поскольку величины всестороннего давления на кристаллизующиеся магматические тела могут изменяться в широких пределах (тангенциальные тектонические нагрузки, "арочный эффект" пород кровли) и не поддаются точному учету.

При определении температуры кристаллизации авторами различаются: а) температура перегрева, б) температура кристаллизации породообразующих минералов, в) послемагматическая температура. Для установления температуры перегрева были использованы известные температуры сокристаллизации парагенных минералов в экзоконтактных роговиках. По этим данным с помощью известных уравнений (Фурье и др.) определялась температура тела в момент внедрения. Данные о позднемагматических температурах были получены с использованием методов и известных термометров И.Д.Рябчикова, Л.Л.Перчука, Т.Ф.Барта, А.Ф. Баддингтона и др. Как видно из приведенных данных, перегрев до 750-900° свойственен преимущественно интрузиям средних и больших глубин, а для тел малых глубин перегрев на месте становления не характерен и более вероятен на глубине. Для интрузий всех фаций установлен интервал магматической температуры кристаллизации от 720-700° до 660-640°. Позднемагматические преобразования протекают в интервале температур от 600° до 400°.

Температурный градиент, определяемый по методу Г.С.Момджи (1965), весьма чувствителен к изменению фациальных условий и в целом отражает скорость остывания интрузий. Он меняется от 1-1,87 (интрузий малых глубин) до 0,15-0,7 (интрузий средних и больших глубин).

О картах фаций

Изложенные критерии фациальности позволили выделить на территории Узбекистана следующие фации: абиссальную, мезоабиссальную, гиабиссальную и субвулканическую.

По глубинности интрузий территории республики разделяется на ряд крупных регионов, совпадающих с известными структурно-формационными зонами: Чаткало-Кураминской, Западно-Узбекистанской и Южно-Узбекистанской. Первый из этих районов характеризуется развитием малоглубинных интрузий, второй - среднеглубинных, а третий - преимущественным развитием интрузий больших глубин. Таким образом, намечается весьма четкое изменение глубинности с севера на юг.

Глубинность интрузии весьма четко отбивает одну структурно-формационную подзону от другой. Так, например, у исследователей нет единого мнения о самостоятельности двух структурно-формационных зон в Южном Узбекистане. Анализ глубинности интрузии этого региона со всей очевидностью показывает, что Байсунская подзона (Юго-Западные отроги Гиссара) характеризуется проявлением абиссальных интрузий, а Южный Гиссар - развитием исключительно мезоабиссальных интрузий. Аналогично этому, по условиям образования и глубинности гранитоидов Чаткальская подзона резко отличается от Кураминской.

В Западном Узбекистане изменение глубинности интрузии происходит с севера на юг и с запада на восток. Так, в Мальгузарских горах в Северном Нуратау проявлены гипабиссальные тела, которые к югу переходят в мезоабиссальные интрузии и венчаются в хребте Каратюбе гранитоидами глубинного облика.

Литература

- Кузнецов Ю.А. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород. - В сб. "Памяти академика Усова". Изд-во АН Каз. ССР, 1960.
- Усов М.А. Фации магматических пород и их рудоносность. - Тезисы докладов ХУП сессии МГК, 1937.
- Момджи Г.С. Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных магм. - Сов. геология, 1965, № 10.

М.И.Рустамов

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ АРАКСИНСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

В состав Араксинской зоны входят: 1. Карадаг-Шарурская миогеосинклинальная структурно-формационная зона герцинского возраста; 2. Еревано-Ордубадская эвгеосинклинальная структурно-формационная зона среднеальпийского возраста, наложенная на миогеосинклинальный субстрат. 3. Среднеараксинская структурно-формационная зона неогенового возраста, наложенная на миогеосинклинальный и эвгеосинклинальный субстрат.

Гранитоиды пространственно и генетически связаны с развитием Еревано-Ордубадской структурно-формационной зоны и в виде цепочки интрузий протягиваются на сотни км с юго-востока на северо-запад. Следует отметить, что интрузивный магматизм подчинялся закономерностям формирования эвгеосинклинальной зоны. В соответствии с этим внедрение гранитоидов начинается с юго-востока, постепенно охватывая все зоны, при этом каждая фаза внедрения ослабевает в СЗ направлении. Все интрузивы тяготеют к шовной зоне и размещаются в крутой бортовой части синклиналиев, контролируются разломами, принадлежащими двум близким по направлению, по пересекающимся под острым углом, системам.

Гранитоиды Араксинской зоны подразделяются на три интрузивные серии. В эти серии объединены интрузивные комплексы, сформировавшиеся в течение определенного периода (или стадии) тектоно-магматического цикла и характеризующие конкретную направленность в развитии интрузивного магматизма.

Так как полнота проявления интрузивных серий и их отдельных фаз и субфаз в различных массивах различна, основой для расчленения гранитоидов рассматриваемой зоны послужил полихронный, гетерогенный Мегри-Ордубадский батолит, где отчетливо проявились все три выделенные интрузивные серии со своими комплексами.

Ранняя интрузивная серия имеет верхнеэоцен - раннеолигоценый возраст и состоит из двух фаз.

I - габбровая, II - адамеллитовая (возраст 44-27 млн.лет). Промежуточная интрузивная серия состоит из двух фаз: I - сиенито-диоритовая, II - щелочных сиенитов (возраст 35-40 млн.лет). Поздняя верхнеолигоцен - раннемиоценовая интрузивная серия включает 3 фазы: I - габброидная, II - монцоитовая, III - порфиридных гранитоидов (возраст 27-32 и 23-27 млн.лет). Вы-

деленные серии характеризуются устойчивым петрографическим составом, петрогеохимическими особенностями, специфической металлогенией и многофазностью с последовательно меняющимся составом от основных пород к кислым.

Ранняя интрузивная серия, объединяющая габбровый и адамеллитовый комплексы, представляет собой многократные плутонические тела, сформировавшиеся в период преолигоценовой главной складчатости в начале инверсии прогибов, в обстановке сильной складчатости. Наиболее характерными представителями этой серии являются габброиды Ваграва (под г. Соух), адамеллиты, гранодиориты, кварцевые сиенито-диориты, сиенито-граниты и лейкократовые граниты, занимающие почти всю ЮЗ часть (за исключением Кармиркарского и Сыкварского хребтов) Мегри-Ордубадского батолита от района с. Пазмары и р. Бугаляр до р. Аракс, а также гранофировые гранодиориты и адамеллиты, обнажающиеся в центральной части батолита (с. с. Н. и В. Вартанидзор).

Состав пород ранней серии варьирует в широких пределах: габбро, габбропироксениты, габбро-диориты, диориты - I фаза, адамеллиты и их гибридные разновидности, гранодиориты, лейкократовые граниты, сиенито-граниты, кварцевые диорито-сиениты - II фаза. При этом разновидности пород повышенной щелочности слагают широкие эндоконтактовые фации. В определенных тектонических узлах в составе II фазы принимают участие, как дополнительные интрузии, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры. Дайковая субфаза, завершающая раннюю интрузивную серию, представлена кварцевыми диабазами двух генераций, дифференцированными дайками габбровых лампрофиров - единитами, спессартитами, керсантитами.

Контактовый метаморфизм выражен в образовании широкого поля известковых скарнов на контактах с теригенно-карбонатными породами, а также эпидозитов и роговиков пироксен-плаггиоклаз-амфиболовой фации - на контактах с вулканогенными и пелитовыми породами. В широком масштабе проявлена гранитизация, базификация, расплавление и растворение ксенолитов пород нижнего структурного этажа.

Характерными петрографическими признаками пород данной серии являются отсутствие кварца и калишпата в основных породах и гранофир-микропегматитовая структура в кислых разновидностях. Петрохимические особенности выражаются в недосыщенности (для I фазы) и пересыщенности кремнеземом, повышенной глиноземистости, железистости и в пониженном содержании извести.

Устанавливается тесная пространственная и комагматическая связь ранней интрузивной серии с ниже-среднеэоценовой андезитовой формацией - андезито-базальт-андезит-андезито-дацит-липарито-дацитовой серией. Формационный тип серии определяется как габбро-гранодиорит-гранитный, умеренно натровый.

Представители промежуточной интрузивной серии, представленной фазами сиенито-диоритов и щелочных сиенитов и субфазами жильных магматических пород - фельдшпатоидных и кварц-полевошпатовых пегматитов и лампрофиров, известны лишь в юго-восточной части Мегри-Ордубадского батолита. Нам установлено, что породы щелочной серии формировались после гранодиорит-граносиенитов. Последние же, в свою очередь, являются дифференциатами адамеллитовой фазы, о чем свидетельствует и Б. М. Меликсетян (1964-1965). Таким образом, возрастная и геолого-тектоническая обособленность и петрогеохимическая особенность щелочных пород батолита позволяет выделить их в самостоятельную интрузивную серию.

Формирование щелочных пород обусловлено благоприятным геолого-тектоническим строением района. По нашим данным, щелочная магма внедрилась по разломам глубокого заложения, раскалывавшим жесткий фундамент (байкалиды) в зоне сопряжения Зангезурского горста с главным тектоническим швом. Геологические взаимоотношения щелочных пород и их абсолютный возраст (37 млн. лет) позволяют нам предположить, что внедрение щелочной магмы происходило в нижнем олигоцене после периода главной складчатости в

Ордубадском синклинии, когда существовала предшествующая инверсии относительно спокойная тектоническая обстановка. По-видимому, распространение щелочных пород не должно ограничиваться лишь юго-восточной частью Мегри-Ордубадского батолита, новые площади распространения этих пород могут быть обнаружены вблизи шовной зоны. Возможен незавершенный вариант интрузивной серии.

Следует отметить, что проявление в верхнем олигоцене щелочного вулканизма в Айоцзорском прогибе вполне согласуется с вышеизложенной закономерностью — направленным и дифференцированным развитием Еревано-Ордубадской структурно-формационной зоны.

Петрографический состав пород промежуточной интрузивной серии довольно однообразен. Это в основном сиенито-диориты и нефелиновые сиениты с различными составом и количеством цветных минералов, текстурами и структурами. Сиенито-диориты всюду такситовые, имеют сложный состав, обусловленный еще неизученным здесь процессом сиенитизации, играющим, вероятно, существенную роль в генезисе щелочных пород.

Поздняя интрузивная серия формировалась в период продолжительной инверсии и окончательной консолидации эвгеосинклинальной зоны, в обстановке многократной и завершающей складчатости. Этот период характеризуется широким проявлением интрузивного магматизма не только в Ордубадском, но и в Айоцзорском синклинии. Породами этой серии сложены значительная часть Мегри-Ордубадского батолита, Сакарсунский, Лякятахский массивы и Лернашен-Дастакерт-Аравусская целочка интрузий Баргушатского хребта.

Установлена следующая последовательность магматического процесса в этот период. В первую фазу формировались небольшие габброидные тела, сложенные габбро, горнблендитом, габбро-диоритом и, реже, кварцевым диоритом. Становление интрузии завершалось роговообманковыми пегматоидами. Породы часто содержат кварц и калишпат, характеризуются резкими вариациями количественно-минералогического состава и быстрой сменой одних структурных и текстурных различий другими.

Породы второй монционитовой фазы имеют широкое распространение и характеризуются всюду довольно однообразным составом и первичной расчлененностью, выражающейся в чередовании пород различного петрографического состава. Причем, процессы дифференциации магмы по мере ее кристаллизации при высоком химическом потенциале щелочей протекали в направлении образования пород от меланократовых к лейкократовым. Наблюдаются две линии: монцодиорит-монционит-кварцевый монционит-монцогранодиорит; оливинный монционит-габбро-монционит-монционит-кварцевый монционит. Сопровождающие их жильные породы представлены: породами I этапа — аплитами и пегматитами; II этапа — вогезитами, миннетой.

Порфиroidные гранитоиды третьей фазы отличаются сложным механизмом формирования, осложненным с одной стороны многократным внедрением расплава из магматического очага, с другой — процессом щелочного метасоматизма. Автором выделены здесь 3 субфазы, которые полностью совпадают по объему с выделенными Р.Н.Таяном (1963) подфазами, но отличаются другой последовательностью внедрения.

I субфаза — порфиroidных среднезернистых банатит-гранодиоритов. Последние при наложении калиевого метасоматоза переходят в сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты, крупнозернистые анортоклазовые кварцевые сиенито-диориты, крупнозернистые анортоклазовые граносиениты и апограниты. II субфаза — порфиroidных крупнозернистых граносиенит-гранитов, которые полностью переработаны метасоматически. III субфаза — порфиroidных крупнозернистых гранодиорит-гранитов. Каждый субфазае присущи аплиты, гранит-аплиты, реже пегматиты. Для пород II и III субфаз характерны также метасоматические пегматоиды и аплиты.

Дайковая субфация проявляется в широком масштабе в нескольких возрастных группах, образуя простые, сложные многократные дайки и дайковые пояса. Они представлены порфиroidными разновидностями пород, варьирующими по составу от диоритов до гранит-порфиroidов, а также альсбахитами, спессартитами,

вогезитами и диабазами. Более кислые разновидности во времени сменяются основными.

Следует отметить, что взаимоотношения трех субфаз четко наблюдаются на Мегринской и Ордубадской части батолита, а в других массивах проявлены только либо I, либо I и Ш, либо Ш субфазы. Однако, дайки позднего этапа внедрения присутствуют непременно.

Щелочной метасоматизм, — широко распространенный процесс поздней и послемагматической эволюции интрузивного комплекса порфировидных гранитов в Мегри-Ордубадском батолите — играет существенную роль в петрогенезе и рудогенезе (Азизбеков и др. 1964, Рустамов, 1966). Этот процесс, происходивший после внедрения пород П субфазы. Причем, в зависимости от многих причин (морфологии, углов падения контактовой плоскости, глубины застывания, состава пород, степени консолидации, теплового режима среды и т.д.) метасоматическая колонка, подчиненная изменениям режима кислотности-щелочности растворов, имеет различное строение.

Характерным признаком пород поздней интрузивной серии является присутствие кварца и калишпата в основных породах, монзонитовая структура всех разностей и неравновесный количественно-минералогический состав пород П фазы, порфировидный облик пород Ш фазы. Наряду с присущими для каждого интрузивного комплекса петрохимическими особенностями, в общем, они характеризуются пересыщенностью глиноземом, известью и повышенным содержанием щелочей, причем $K_2O > Na_2O$. Формационный тип поздней интрузивной серии определяется как габбро-граносиенит-гранитный ряд пород повышенной щелочности.

В заключение отметим, что выделенные три интрузивные серии характеризуются и своими металлогеническими особенностями. Кварц-вольфрамитовая (с Mo), медно-кобальтовая (с As), медная, золото-пирит-арсенипиритовая, скарновая медно-молибден-вольфрамитовая и скарново-магнетитовая рудные формации связаны с ранней интрузивной серией. С щелочной серией связаны редкометально-пегматитовая, апатит-магнетитовая рудные формации. Медно-молибденовая, кварц-молибденовая, медно-полиметаллическая, золото-пиритовая, андалузитовая, редкометальная и другие рудные формации — с поздней интрузивной серией.

Разнообразие интрузивных серий и их петрологическая пестрота обусловлены, с одной стороны, эволюцией магматического очага и его постепенной миграцией вверх, а с другой — процессами ассимиляции, контаминации, дифференциации и метасоматизма в интрузивной камере.

Литература

- Азизбеков Ш.А., Гаджиев Т.Г., Емельянова Е.Н., Рустамов М.И. Петрология интрузивов Араксинской тектонической зоны Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзССР, 1964.
- Меликсетян Б.М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона. — В сб. "Металлогенетическая специализация магматических комплексов". М., 1964.
- Рустамов М.И. Калишпатизация и медно-молибденовое оруднение Мегри-Ордубадского батолита. — Материалы ко II конференции по метасоматизму. Л., 1966.
- Таян Р.Н. Новые данные о геологическом строении интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов Мегринского плутона. — Изв. АН Арм. ССР, серия геол., 1963, № 3.

РОЛЬ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СУБСТРАТА В ФОРМИРОВАНИИ
СРЕДНЕЮРСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО СКЛОНА
БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Породами палеозойского кристаллического субстрата сложены гребневая часть и узкая полоса Южного склона Главного Кавказского хребта. Как свидетельствуют геологические факты и результаты радиологических исследований, формирование кристаллического ядра Большого Кавказа, в основном, закончилось в палеозойское время (Рубинштейн, 1967; Афанасьев, 1963).

Палеозойский кристаллический комплекс с юга ограничивается так называемым Главным надвигом, к которому примыкает складчатая система Южного склона, прошедшая сложную историю геосинклинального развития. Северная часть этой складчатой системы, сложенная ниже- и среднеюрскими отложениями, представляет собой геоантиклинальную зону кристаллического субстрата Центрального Кавказа, вовлеченную в нисходящие движения мезозойской геосинклинали. Палеозойский кристаллический субстрат сложен здесь метаморфическим и магматическим комплексами, среди которых господствующую роль играют гранитоидные породы.

Гранитоиды по своему минеральному составу и петрохимическим признакам подразделяются на две группы: а) гранитоиды натрового ряда – плагиограниты и кварцевые диориты, не содержащие существенного количества калиевых минералов; б) гранитоиды, богатые калием – микроклиновые граниты, которые, помимо микроклина, нередко содержат биотит и мусковит.

Отдельные участки субстрата характеризуются преобладающим развитием одного из указанных типов гранитоидов. Так, в Верхней Сванетии Шхара-Тетнеульский участок субстрата сложен главным образом плагиогранитами и кварцевыми диоритами. От этого участка так называемая Баксано-Черекская подзона отделяется лейасовой депрессией. Начиная от цирка ледника Твибери, Баксано-Черекская подзона сложена уже главным образом, микроклиновыми гранитами и т.д.

Для характеристики палеозойских гранитоидов нами были использованы химические анализы, приведенные в работе Н.Ф.Тетрашвили (1948), а также любезно предоставленные нам материалы Г.К.Цимакуридзе и Г.Д.Думбадзе. Эти данные были пересчитаны на нормативный минеральный состав и нанесены на трехкомпонентную диаграмму Таттла и Боуэна. Состав сиалической части микроклиновых гранитов ($Ab+Or+Q$) варьирует от 74,7% до 90,5%, а в плагиогранитах и кварцевых диоритах $Ab+Q = 76,0-84,5\%$. На диаграмме (рис.1)

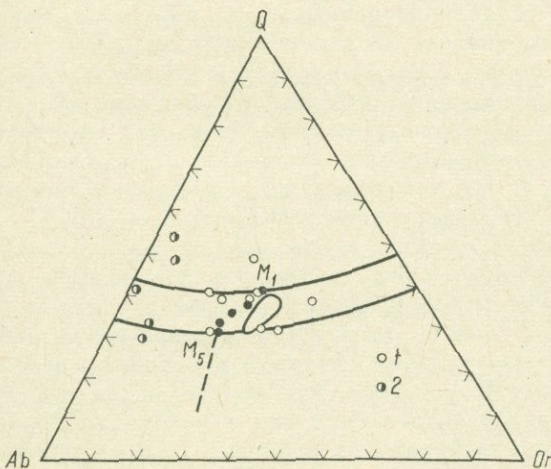


Рис. 1. Диаграмма соотношения $Ab-Or-Q$ в палеозойских гранитоидах южного склона Большого Кавказа. 1 – микроклиновые граниты; 2 – кварцевые диориты и плагиограниты. Овальное поле в центре диаграммы отвечает эвтектике, а точки M_1 и M_5 – минимумам на кривых котектики

эти две группы гранитоидов выделяются очень четко. Так, фигуративные точки микроклиновых гранитов расположились в центральной ее части, что указывает на их анхизэвтектический состав, а точки плагиогранитов и кварцевых диоритов — вдоль линии AbQ .

Перейдем к рассмотрению среднеюрских интрузий, широко распространенных на Южном склоне Большого Кавказа и играющих важную роль в его истории геологического развития. Эти интрузии характеризуются сложным петрографическим составом, обусловленным многофазностью их становления и широким развитием процессов ассимиляции и гибридизма. Большинство их приурочено к Главному надвигу и поэтому они пересекают как древний кристаллический субстрат, так и перекрывающие его отложения лейаса.

При рассмотрении вопроса о происхождении среднеюрской гранитной магмы мы будем опираться главным образом на данные, касающиеся интрузий, расположенных в полосе Главного надвига. Среди них наиболее значительными являются Бангурианская (Мулахская) и Эцерская в Верхней Сванетии, Санчарская и Кардывачская — в Абхазии.

Породы начальных фаз становления этих интрузий представлены, в порядке их образования, ультраосновными, основными и среднекислыми разностями, конечная же фаза выразилась во внедрении гранитной магмы. При этом разные интрузивные массивы сложены обычно либо микропегматитовыми гранитами, либо плагиогранофирами. Плагиогранофиры широко распространены в Бангурианской интрузии и ассоциируют с диорит-порфиридами. Лейкократовые породы некоторых интрузий Абхазии представлены также плагиогранитами.

Многие исследователи (Заридзе и Чичинадзе, 1940; Кузьмин, 1940; Белянкин, Петров, Еремеев, Фаворская, 1943; Еремеев, 1947; Фаворская, 1947) совершенно справедливо считали широкое распространение микропегматитовых структур характерным признаком интрузивов эцерского типа и связывали происхождение этих массивов с переплавлением древних гранитоидов в процессе внедрения диабазов.

В микропегматитовых гранитах интрузивов эцерского типа $Ab+Or+Q$ варьируют от 86,5 до 95,9%; средний нормативный состав $Ab = 36,0\%$, $Or = 22,0\%$, $Q = 32,0\%$. В плагиогранофирах сумма $Ab+Q$ составляет 79,3% всей массы породы: средний нормативный состав $Ab = 46,0\%$, $Q = 33,3\%$.

В весьма ограничено распространенных гранитных пегматитах и аплитах замечается обогащение калишлатом. Среднее значение $Ab+Or+Q = 94,5\%$; средний нормативный состав $Ab = 24,6\%$, $Or = 36,5\%$, $Q = 33,4\%$.

На трехкомпонентной диаграмме среднеюрских гранитоидов (рис. 2) отчетливо выделяется группа фигуративных точек гранитов, расположенных в поле тройной эвтектики. Фигуративные точки плагиогранофиров располагаются на линии AbQ в поле двойной эвтектики. Точки аплитов и пегматитов находятся правее статистического поля тройного минимума, что обусловлено обогащением их калишлатом.

Как видно из сопоставления обеих приведенных выше диаграмм, двум типам палеозойских гранитоидов соответствуют аналогичные по составу среднеюрские (батские) гранитные породы. Устанавливается четкая закономерность и в пространственном распределении. Батские нормальные граниты прилегают к участкам развития микроклиновых гранитов древнего субстрата, а плагиогранофиры — к древним плагиогранитам и кварцевым диоритам. Такая же закономерность наблюдается и для некоторых других молодых интрузий Кавказа, секущих палеозойский кристаллический субстрат.

Таким образом, преемственность состава среднеюрских гранитоидов по отношению к палеозойским не трудно заметить. Эта преемственность является, по нашему мнению, следствием определенных условий происхождения среднеюрской гранитной магмы. В пользу такого утверждения свидетельствует и широкое развитие микропегматитовых структур в среднеюрских интрузивах. Эти данные позволяют прийти к выводу, что среднеюрская гранитная магма, образовавшись за счет дифференциального или в некоторых случаях полного плавления палеозойского гранитоидного субстрата, имеет палингенетическое происхождение.

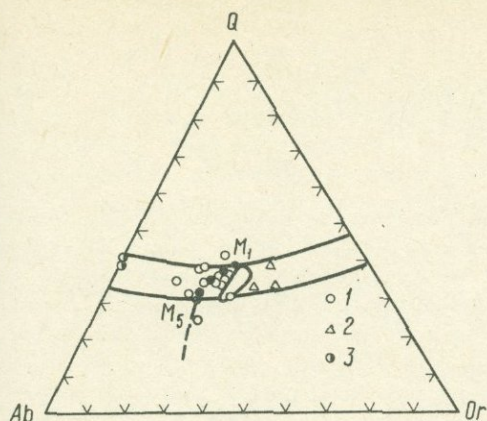


Рис. 2. Диаграмма соотношения $Ab-Or-Q$ в среднеюрских гранитоидах южного склона Большого Кавказа. 1 - микропегматитовые граниты; 2 - гранитные пегматиты и аплиты; 3 - плаггиогранофиры. Овальное поле в центре диаграммы отвечает эвтектике, а точки M_1 и M_5 - минимумам на кривых котектики

Во всех упомянутых среднеюрских интрузиях граниты ассоциируют с габбро и диабазами и формировались позднее последних. Анализ имеющегося фактического материала позволяет восстановить процесс становления среднеюрских интрузий, представив его следующим образом. При погружении геосинклинали, сопровождаемом эффузивной вулканической деятельностью и внедрением гипабиссальных интрузивных образований основного состава, в палеозойском кристаллическом субстрате повышаются температура и давление. В новых термодинамических условиях начинается выплавление гранитной эвтектики, которая выжимается из очаговой области и внедряется в более высокие горизонты во время батской фазы складчатости. В зависимости от состава пород зоны магмообразования палингенетическая магма имеет либо нормальный гранитный, либо плаггиогранитный состав.

Таким образом молодые гранитоидные породы Южного склона Большого Кавказа, вследствие их палингенетического происхождения, несут отчетливые наследственные черты пород зоны магмообразования. Если это верно, то мы можем поставить перед собой и обратную, более трудную задачу - с помощью молодых гранитоидов попытаться судить о вещественном составе субстрата, там где он не выходит на поверхность. Естественно, что успешное решение этой задачи потребует проведения дополнительных исследований.

Литература

- Афанасьев Г.Д. К проблеме гранитов. - В сб. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". Изд-во АН СССР, 1963.
- Белянкин Д.С., Еремеев В.П., Петров В.П., Фаворская М.А. О неинтрузиях Бакского (Эцерского) типа на Кавказе. - Записки Мин. об-ва ГССР, серия 72, вып. 3-4.
- Еремеев В.П. К изучению неинтрузии в районе озера Кардывач. - Труды ин-та геол. наук, петрогр. серия, 1947, вып. 84, № 27.
- Заридзе Г.М., Чичинадзе К.И. Эцерская неинтрузия на Кавказе. - Труды Ин-та геол. наук, петрогр. серия, 1940, вып. 44, № 14.
- Кузьмин С.А. Изверженные породы Главного Кавказского хребта в Сванетии. - Труды СОПС АН СССР, серия закавказ., 1940, вып. 24.
- Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к вопросам региональной геологии. - Труды Геол. ин-та АН ГССР, 1967, новая серия, 1967, вып. 11.
- Татришвили Н.Ф. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и в палеозое. Гостехиздат ГССР, 1948.
- Фаворская М.А. Неинтрузии Верхней Сванетии. - Труды Ин-та геол. наук, петрогр. серия, 1947, вып. 84, № 27.

ПРИМЕНЕНИЕ К-Аг МЕТОДА ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ
ДЛИТЕЛЬНОСТИ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ
СЛОЖНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Одним из наименее исследованных в петрологии является вопрос о длительности формирования ассоциации магматических горных пород между которыми предполагается генетическая связь. Химический состав и минеральные парагенезисы этих пород, оставшись специфичными для всего ряда, заметно варьируют в пределах него. Являются ли эти вариации следствием процессов, протекающих в расплаве со временем, и какое время необходимо для заметного изменения состава расплава? Каково соотношение во времени между интрузивными и комагматичными им эффузивными фациями? Как с течением времени осуществляется в расплаве перераспределение рудных компонентов? Вот те вопросы, ответ на которые представляется весьма перспективными для понимания общих проблем петрогенезиса и рудообразования.

Для решения указанных задач представлялось целесообразным использование геохронометрических методов исследования, в частности, определения аргон-калиевых отношений в минералах и породе. Относительная точность измерений возраста калий-аргоновым методом за последние годы заметно возросла и доходит сейчас в лучших лабораториях при исследовании палеозойских и мезозойских пород до 1,5-2%. Это позволяет различать геологические события, отстоящие во времени не меньше, чем на 4-5 млн.лет. Дальнейшее повышение точности измерений сопряжено с очень большими трудностями, поэтому решать задачу по установлению длительности эволюции магматического расплава на палеозойском и даже мезозойском материале изотопными методами датирования пока не представляется возможным.

Однако возможен другой путь - повышение чувствительности методики для измерения возрастов порядка 5-0,5 млн.лет. Даже при относительной ошибке измерений в 10% абсолютная ошибка возраста составляет всего 500-50 тыс.лет.

Есть и другие соображения в пользу изучения истории формирования многофазных магматических комплексов на примере молодых образований. При возрасте 1-10 млн.лет влияние наложенных процессов обычно не успевает сколь-нибудь заметно сказаться на содержании соответствующих изотопов, что обеспечивает достаточную надежность датирования.

В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР Л.Л.Шаниным и М.М.Аракеяни были разработаны специальная методика и аппаратура, позволившие осуществить надежное датирование верхне-кайнозойских магматических горных пород, возраст которых не превышал 10 млн.лет. Чувствительность и надежность разработанной методики проверялась как на микронавесках двух стандартов (отечественного стандартного образца 1/65 Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций и стандартного образца Bern 4 М Международной комиссии по геохронологии), так и измерением возраста магматических пород, геологические взаимоотношения между которыми отчетливо наблюдаются и образование которых незначительно разорвано во времени. Измерение аргон-калиевых отношений там, где это было возможно, осуществлялось по двум сосуществующим минеральным фазам - высокоупорядоченному полевому шпату (санидину или анортотлазу) и биотиту.

В качестве объекта для решения поставленной задачи была выбрана кайнозойская вулканоплутоническая формация Большого Кавказа, объединяющая габбиссальные интрузивы гранитоидного состава (неоинтрузии по Д.С.Белянкину и В.П.Петрову) и петрологически родственные им дацитовые и липаритовые лавы и игнимбриты Эльбрусской вулканической области (Чегем-Баксанский и Нальчикский р-ны).

Магматические породы исследованной формации приурочены к двум наиболее крупным на Кавказе длительно существующим структурам глубинного за-

ложения - Главному Транскавказскому поперечному поднятию субмеридионального простирания и Главному надвигу Большого Кавказа, отделяющему зону Главного хребта от зоны Южного склона (структура субширотного простирания).

Вдоль глубинных разломов поперечного поднятия развиты крупные поля игнимбритов и лав липарито-дацитового состава. Возраст этих эффузивов по геологическим данным определяется как ачкагыл-апшеронский. Радиологическое датирование подтвердило эти определения. В этой же структуре располагается и часть гипабиссальных интрузивов гранитоидного состава, петрологически родственных указанным эффузивным образованиям. Проведенные измерения позволили показать чрезвычайную близость во времени гранитоидных интрузивов и их эффузивных аналогов (см. таблицу).

О надежности полученных цифр возраста свидетельствуют следующие факты (помимо сравнения с отечественным и международным стандартами). Измерялся возраст пород лавовых потоков, различающихся по цвету и лежащих один на другом. Залегающие в основании серые липариты и по определению абсолютного возраста оказались несколько древнее перекрывающих их черных липаритов. Эльджуртинские граниты Тырны-ауза прорваны дайками гранит-порфиоров. Значения абсолютного возраста по эльджуртинским гранитам и прорывающим их гранит-порфирам находятся в соответствии с их геологическими взаимоотношениями. То же самое следует сказать о возрасте гранит-порфиоров горы Тепли и рвущих их интрузивных андезитов.

В пределах Главного надвига Большого Кавказа развита серия гипабиссальных гранитоидных интрузивов, петрологические и минералого-геохимические особенности которых давали основание предполагать их аналогами только что рассмотренным. Радиологическое датирование подтвердило это предположение.

В результате проведенных исследований было установлено, что формирование всей вулканоплутонической формации происходит в узком временном интервале - 4,5 млн. лет. Магматический расплав проникает к поверхности синхронно по двум крупнейшим взаимоперпендикулярным глубинным разломам субмеридиального и субширотного простирания, т.е. тектоно-магматическая активность осуществлялась одновременно по двум направлениям.

Эффузивная фация рассматриваемой формации приурочена к самой северной, краевой платформенной структурно-формационной зоне, испытавшей в неогене активизацию в связи с общим воздыманием мегантиклинория Большого Кавказа. Интрузивы же размещены в пределах приподнятых блоков центральной части мегантиклинория и контролируются двумя глубинными региональными разломами взаимоперпендикулярного простирания.

В зонах поперечных глубинных разломов: Главном Транскавказском и Цхинвали-Казбекском развиты вулканические породы трахиандезито-базальтовой вулканической формации (группа Казбекских вулканов, лавы устья р. Худес), существенно отличающейся по петролого-минералогическим особенностям от синхронных ей вулканических пород Эльбрусской вулканической области. Это дает основание предполагать, что на последнем этапе тектоно-магматической активности Большого Кавказа одновременно действуют два изолированных магматических очага, генерирующих расплавы существенно разного состава. При этом различны, по-видимому, уровни генерации магматического расплава.

С рядом гипабиссальных интрузивов гранитоидной вулканоплутонической формации генетически связана молибденовая минерализация. Так работами Н.А.Хрушева, Г.А.Харашвили и М.М.Повилайтис доказана генетическая связь молибденовой минерализации с гранит-порфирами горы Кароби (возраст $4,40 \pm 0,20$ млн. лет). Возраст гранит-порфиоров г. Кароби может рассматриваться как нижняя возрастная граница молибденовой минерализации. На Тырны-аузском рудном поле с заключительными стадиями формирования молибденовой минерализации синхронны Эльджуртинские порфировидные граниты (Г.Д.Афанасьевым и А.В.Пэком описаны прорывы апофизами эльджурских гранитов прожилков с молибденитом). Возраст эльджурских гранитов (1,8-1,9 млн. лет) с большой долей вероятности устанавливает верхнюю возрастную границу молибденовой минерализации. Таким образом, время проявления молибденовой минерализации заключено, по-видимому, в интервале, между 4, 5 и 1,5 млн. лет.

журтинские граниты Тыр- ны-ауза	1,65±0,15	68,16	0,50	16,24	-	2,26	0,05	1,22	1,54	4,38	4,26	0,36	0,74	0,19	-	0,05
Шток андези- то-дацитов, рвущих гра- нит-порфиры горы Тепли ...	0,85±0,25	63,10	0,63	15,47	0,37	2,65	0,08	1,47	3,58	3,99	3,15	0,06	2,38	0,20	2,40	-
Гранит-порфир горы Таймази	<0,70	66,38	0,54	15,73	1,04	1,88	0,04	0,92	3,62	4,52	2,28	0,36	0,77	0,19	1,20	-
Эффузивы грани- тоидной форма- ции																
Серые липари- ты Чегема ...	3,00±0,20	74,19	0,61	12,24	1,41	0,04	0,08	0,13	0,71	4,04	4,64	2,37	2,37	-	-	-
Черные липа- риты Чегема.	2,80±0,20	73,70	0,11	13,05	0,65	0,50	0,03	0,08	0,74	3,56	5,01	2,33	2,33	0,07	-	-
Липарит р.Джунгусу ...	2,50±0,20	73,70	0,35	13,82	0,50	0,60	0,00	0,21	1,90	3,88	3,75	0,10	0,73	0,11	0,26	0,00
Дацит горы Эльбрус	<0,5*	66,04	0,73	15,35	2,37	1,28	0,07	1,89	3,66	4,16	3,21	0,13	0,40	0,29	0,00	0,00
Эффузивы ба- зальт-трахитовой формации																
Лавовый пок- ров трахиан- дезитов близ горы Казбеги	<0,5*	62,10	0,82	16,66	1,63	3,01	0,09	2,75	5,12	4,48	2,06	0,16	0,26	0,31	0,00	0,00
Лавовый по- ток светлых трахибазаль- тов устья р.Худес	<0,8	61,62	1,09	15,83	1,41	3,43	0,10	2,94	4,32	4,06	3,23	0,00	0,67	0,88	0,10	0,00
Лавовый поток темных тра- хибазальтов устья р.Худес	<0,5*	61,74	1,06	15,89	0,56	4,41	0,10	3,25	4,34	4,05	3,21	0,00	0,53	0,60	0,25	0,00
Андезит-ба- зальт горы Боржоми	<0,5*	62,58	0,82	16,35	1,16	3,58	0,10	2,30	5,54	4,19	2,27	0,13	0,39	0,34	0,00	0,00

* Радиогенный аргон не обнаружен.

Д.С. Коржинский

ПОТОКИ ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ РАСТВОРОВ И ПРОЦЕССЫ ГРАНИТИЗАЦИИ

До тридцатых годов текущего столетия почти общеприняты были представления об интрузивно-магматическом происхождении всех гранитов. Затем довольно широкое распространение получили гипотезы "трансформистов" о метасоматическом происхождении мигматито-гранитовых формаций. Большой заслугой трансформистов является то, что ими было доказано, что граниты во многих случаях образуются посредством замещения вмещающих пород, с частичным сохранением структур замещаемых толщ, но с изменением, обычно дебазификацией, их химического состава. В представлениях трансформистов многое явно ошибочно. Доказанная экспериментальными исследованиями Таттла и Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958), Винклера (Winkler, 1965) и других эвтектоидность состава гранитов несомненно свидетельствует, что при гранитизации породы проходят магматическое состояние. Трансформисты явно преувеличивали роль диффузии при гранитизации и значение "основного фронта". Однако, основное их положение о гранитизации как замещении с изменением химического состава, что сходно с метасоматозом, хотя им и не является, никем еще не было опровергнуто и несомненно правильно.

В настоящее время наиболее распространено представление о гранитизации как анатексисе, введенное Седергольмом и в настоящее время весьма интересно развитое в трудах Винклера (Winkler, 1965) и Менерта (Mehnert, 1959). Согласно этим представлениям граниты возникают, главным образом, посредством выплавления гранитной эвтектики из пород, с последующим обособлением возникающей магмы ("мобилизат") от кристаллического остатка ("рестит"). В мигматитах прослоечки, линзочки и прожилки гранитного материала действительно нередко окаймляются каемками, сложенными скоплениями темноцветных минералов, преимущественно биотитом, что указывает на минеральную сегрегацию, так детально изученную в Шварцвальде проф. Менертом (Mehnert, 1953-1963) и Бюшем (Büsch, 1966). Однако мощность каемок таких реститов всегда незначительна, обычно их ширина не более 1-2 см.

Вместе с тем широчайшим распространением пользуются случаи, когда гранитизация пород основного состава, например габбро и диабазов, происходит за счет постепенного осветления пород, без выделения меланократовых реститов. При этом прежде всего пироксены замещаются роговой обманкой, затем биотитом, основность плагиоклазов понижается, появляется гнейсовая текстура и наконец появляются зерна калиевого полевого шпата и кварца (из текущей литературы см. например Волохов и Иванов, 1968). В таких случаях, многократно описывавшихся в литературе, гранитизация явно представляет замещение с дебазификацией, т.е. с уносом железа, магния, кальция и с привносом кремнезема, калия. Эти совершенно обычные случаи невозможно объяснить анатексисом, т.е. избирательным расплавлением в условиях закрытой системы. Невозможно также разделять явления анатексиса и явления гранитизации, они всегда неразрывно связаны между собой, представляя один геологический процесс. Анатексис (простое расплавление) представляет лишь одно из проявлений процесса гранитизации.

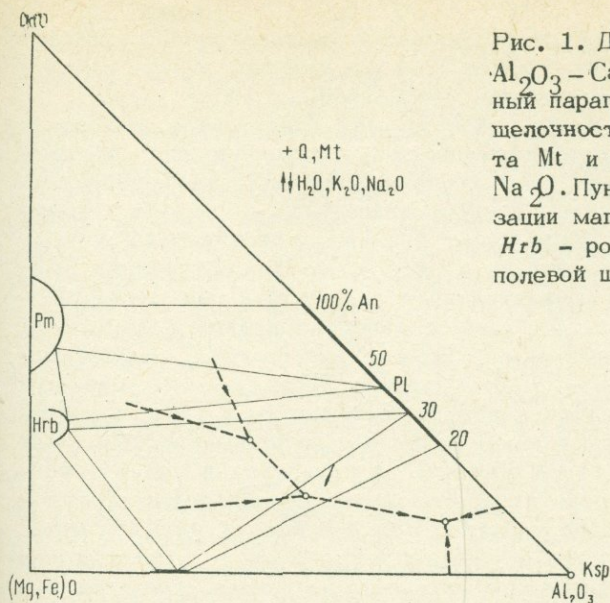


Рис. 1. Диаграмма химический состав $Al_2O_3 - CaO - (Mg, Fe)O$ - минеральный парагенезис гранитоидов нормальной щелочности, при избытке кварца Q и магнетита Mt и при вполне подвижных H_2O, K_2O, Na_2O . Пунктиром намечены пути кристаллизации магмы. An - анортит; Bi - биотит; Hrb - роговая обманка; Ksp - калиевый полевой шпат; Pm - клинопироксен.

Мною развивается гипотеза гранитизации как магматического замещения под воздействием восходящих трансмагматических растворов подкорового происхождения, возникающих в процессе дегазации мантии (Коржинский, 1952, 1960¹, 1960², 1967, 1968; Korzhinskii, 1967). Такая гипотеза была впервые высказана П.Герме (1910), в его представлении о "колоннах фильтрации". Это существенно водные растворы с устойчивой концентрацией щелочных металлов и летучих кислот, но увлекающие с собой также некоторые количества других компонентов. Они несут с собою тепло и, переходя из магмы в боковые породы, вызывают их частичное расплавление с изменением химического состава. При дальнейшем подъеме они вызывают метасоматические изменения пород, а далее, придя в равновесие с составом боковых пород, вызывают лишь их метаморфизм. В настоящее время еще неясно, как происходит перемещение этих растворов через магму. Возможно, что это чисто диффузионное перемещение в условиях градиента давления, но возможно, что решающее значение имеет макро- или микрогетерогенность расплава, с возникновением струй или потоков пузырей надкритической фазы.

Анализ парагенезисов минералов гранитоидных пород показывает подвижность H_2O, K_2O и Na_2O и устойчивость активности этих компонентов при кристаллизации гранитов. Это означает, что каждому соотношению инертных компонентов - кремнезема, глинозема, окислов кальция, железа, магния - отвечает вполне определенное содержание в гранитоиде и указанных подвижных компонентов - воды и окислов калия и натрия. Так, для гранитов нормальной щелочнометальности при условии избытка кремнезема диаграмма зависимости парагенезиса минералов от соотношения $CaO - Al_2O_3 - (MgO, FeO)$ может быть представлена рис. 1. В равновесии с калиевым полевым шпатом здесь находится плагиоклаз определенного состава, причем с повышением отношения активности калия к активности натрия с калиевым полевым шпатом становится равновесным все более основной плагиоклаз. Пунктиром показана котектическая линия кристаллизации, которая идет в сторону обеднения расплава кальцием и кончается эвтектикой двух полевых шпатов с биотитом и, конечно, кварцем. При повышении активности калия парагенезис биотита с плагиоклазом сменяется парагенезисом калиевого полевого шпата с роговой обманкой, а при дальнейшем возрастании щелочнометальности ассоциация роговой обманки с плагиоклазом сменяется парагенезисом калиевого полевого шпата с клинопироксеном, что

свойственно уже субщелочным гранитам. Зависимость парагенезисов гранитоидов от химических потенциалов окислов калия и натрия была рассмотрена ранее в ряде моих работ (Коржинский, 1946, 1930^{1,2}, 1966).

При процессах гранитизации состав возникающих гранитоидов зависит от активности калия и натрия в воздействующих трансмагматических растворах. В переходных мигматитовых разностях, под влиянием взаимодействия растворов с замещаемыми породами щелочнометальность растворов может измениться. Основное значение здесь имеет принцип кислотно-основного взаимодействия компонентов в растворах и расплавах. При вступлении растворов в более основные породы концентрация в них щелочных земель (окислов кальция, магния) возрастает, поэтому основность растворов возрастает (кислотность понижается), а это вызывает повышение валовых коэффициентов активности щелочных металлов. Поэтому при гранитизации основных пород щелочнометальность гранитоидов всегда повышается и при гранитизации доломитов нередко возникают такие типичные щелочные породы, как нефелиновые сиениты. Это повышение щелочности гранитоидов около контактов, в которых происходит гранитизация основных пород, доказывает инфльтрационный, а не диффузионный характер всего процесса гранитизации. При диффузионной ассимиляции боковых пород прежде всего происходило бы выравнивание химических потенциалов щелочных металлов, как наиболее подвижных компонентов, а не их приконтактное повышение. При дальнейшем воздействии трансмагматических растворов возникающая гранитная магма становится более однородной и ее щелочнометальность все более определяется щелочнометальностью исходных трансмагматических растворов.

Щелочнометальность трансмагматических растворов, т.е. активность в них окислов калия и натрия, является главным фактором, определяющим тип возникающих при гранитизации гранитоидов. С повышением щелочнометальности трансмагматических растворов повышаются коэффициенты активности всех инертных оснований расплава, наиболее значительно для таких более сильных оснований как кальций и магний, и понижается коэффициент активности кремнезема. Это повышает температуры кристаллизации более основных минералов и понижает температуру кристаллизации кварца, т.е. приводит к более ранней кристаллизации минералов кальция и магния и к обеднению этими компонентами остаточного эвтектического расплава. Поскольку закись и окись железа являются более слабыми основаниями, чем окись магния, то повышение щелочнометальности гранитов приводит к повышению железистости фемических минералов эвтектических гранитов. Повышенная щелочность расплава приводит также к повышению степени окисления железа (Коржинский, 1933). Таким образом, основные черты возникающих при гранитизации гранитов, за исключением их мигматитовых разностей, определяются особенностями потоков трансмагматических растворов и мало зависят от состава подвергающихся гранитизации толщ.

Особенно хорошим примером такого соотношения являются процессы гранитизации в кристаллическом архейском Алданском массиве и в окаймляющем его с юга Становом хребте (В. Сибирь). Архейские образования Алданского массива представлены мощными толщами гиперстеновых гнейсов и различных грубозернистых кристаллических сланцев, включая кварциты, силлиманитовые гнейсы, доломитовые и известковые мрамора и проч. Эти толщи подверглись повсеместной гранитизации с образованием обширных мигматитовых полей, а также куполов аляскитовых гранитов. Южнее формация Алданского массива срезается орогенической зоной Станового хребта, примерно широтного простираения. Здесь на протяжении не менее 350 км по простираению нижнепротерозойские становые граниты повторно гранитизируют и прорывают архейский комплекс Алданского массива, так как протерозойские осадочные отложения на этом протяжении отсутствуют. Таким образом, гранитизации и повторному метаморфизму здесь подвергаются архейские кристаллические сланцы и архейские граниты.

С точки зрения гипотезы анатексиса можно было бы ожидать, что здесь возникнут граниты, сходные с архейскими. Однако они резко отличны. Для архея Алданского массива типичны граниты повышенной щелочнометалльности. С этим связано высокое содержание кремнезема в эвтектоидных их разностях ($74-75\%$ вес. SiO_2) и особенно резкое преобладание K_2O ($5-6\%$ вес.) над Na_2O (около 3%). Для нижнепротерозойских гранитов Станового хребта содержание в среднем из 10 анализов для $\text{SiO}_2-70,3\%$ для $\text{K}_2\text{O}-2,7\%$ и для $\text{Na}_2\text{O}-5,4\%$ (Коржинский, 1939), т.е. это существенно олигоклазовые граниты. Железистость биотита т.е. отношение $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$ мол.% в архейских гранитах достигает 78% , а роговой обманки 95% , тогда как для Становых гранитов она не поднимается выше 62% для биотита и 67% для роговой обманки (Кориковский, 1967). Это различие тоже связано с повышенной щелочностью архейских гранитов, также как и более высокая степень окисления железа и архейских гранитах, проявляющаяся в частности и типичной для архейских гранитов интенсивно розовой окраске, тогда как Становые граниты имеют серую окраску. Повышенная щелочность архейских гранитов проявляется также и в том, что в них и в их пегматитах не встречается мусковита, хотя наложение постмагматических процессов, в виде альбитизации и окварцевания достаточно распространено. В становых гранитах двуслюдовые разности и мусковитовые пегматиты промышленного значения распространены весьма широко. Среди архейских мигматитов широко распространены роговообманковые и гиперстеновые разности гранитов, а вблизи контактов с мраморами возникают уже явно щелочные диопсидовые разности гранитов и сиенитов. Среди становых мигматитов гиперстеновые и диопсидовые разности совершенно отсутствуют, а роговая обманка возникает лишь при отсутствии калиевого полевого шпата. Такое резкое различие процессов гранитизации на одном и том же субстрате можно объяснить только различным составом вызвавших гранитизацию потоков трансмагматических растворов.

Архейская гранитизация сохраняет свой характер во всех выходах архея на Сибирской платформе (Алданский и Анабарский массивы) и в тектонических блоках среди ограничивающих ее протерозойских складчатых зон. Точно также и нижнепротерозойские саяно-становые граниты и гранитизация сохраняет свой стиль по простиранию окаймляющего Сибирскую платформу нижнепротерозойского орогенического пояса: в Становом хребте, Прибайкалье, Восточном Саяне, Енисейском Кряже и, по-видимому, на Таймыре, т.е. на протяжении нескольких тысяч километров.

Гранитизация и аналогичные явления магматического замещения - сиенитизация, диоритизация, габброизация и проч. - наблюдаются не только в глубинных регионально-метаморфизованных формациях, но и в условиях любых глубин, вплоть до субвулканических. Хотя в условиях меньших глубин магматическое замещение захватывает меньшие объемы пород, тем не менее они и здесь нередко бывают значительны, сравнительно с объемами тех интрузивных тел, с контактами которых они связаны. Это показывает, что потоки трансмагматических растворов участвуют в формировании магматических тел любых глубин, хотя конечно, обычно и чисто интрузивные тела, которые отличаются крайней слабостью контактовых воздействий на боковые породы. Участие трансмагматических растворов в магматической деятельности хорошо объясняет общеизвестную связь щелочнометалльности магматических пород с тектоническими условиями. Если рассматривать те особенности магматических пород, которые зависят от активности калия и натрия при их формировании, что мы обозначаем как щелочнометалльность (не следует смешивать с содержанием калия и натрия в породе!), то по простиранию тектонических зон эти особенности сохраняются на громадные расстояния, как мы отмечали это например для саяно-становых гранитоидов. С приближением к платформам или же по мере консолидации орогенических зон щелочнометалльность магматических образований повышается. Это можно объяснить тем, что с изменением тектонических условий, например с

углублением разломов по мере консолидации складчатых зон, изменяется состав трансмагматических потоков.

При гранитизации, как правило, происходит дебазификация замещаемых гранитами толщ. Дебазификация очевидна там, где гранитизируются вулканогенные и другие породы основного состава. Но и при гранитизации осадочных толщ в среднем происходит значительная дебазификация, с уносом железа, магния, кальция и привносом кремнезема, окисей калия и натрия, как это следует из сравнения средних составов осадочной толщи геосинклиналей (например по Ронову и Ярошевскому, 1967) с средним составом гранита.

На каждом данном горизонте, кроме гранитов замещения, присутствуют и интрузивные тела гранитов, поднявшиеся с более глубоких горизонтов, где они могли возникнуть за счет гранитизации, дифференциации или выплавления (анатексиса). Существует представление о выплавлении этих гранитов в зонах гранулитовой фации, причем гранулиты рассматриваются как "реститы". Это представление неприемлемо потому, что во всех древнейших архейских комплексах, представленных гранулитовой фацией, весьма широко развита гранитизация с общей дебазификацией, а типичные для них гранулиты, т.е. гиперстеновые (чарнокитовые) гнейсы в значительной степени возникают за счет метасоматического метаморфизма и гранитизации более основных пород, типа диабазов. Об этом в частности свидетельствуют встречающиеся в них реликты бластоофитовой структуры. Типичный для них парагенезис гиперстена с калиевым полевым шпатом или кислым плагиоклазом связан именно с основностью исходных гранитизируемых пород, при вступлении в которые активность щелочных металлов в восходящих растворах возрастала в силу взаимного усиления оснований. Так как даже в этих наиболее глубоких формациях реститы встречаются лишь в ничтожном количестве, то анатектическое выплавление гранитов в существенном количестве возможно лишь в значительно более глубоких горизонтах земной коры, чем те, которые в настоящее время обнажены на земной поверхности и доступны геологическому изучению.

Итак, при процессах замещения гранитами осадочных и вулканогенных толщ происходит дебазификация гранитизируемых пород. Это может быть объяснено, как я полагаю, только воздействием восходящих потоков растворов подкорового происхождения. Но тут возникает проблема, как могут растворы, возникающие в глубинных подкоровых зонах весьма основного состава, производить дебазификацию менее основной земной коры? Здесь мною выдвигается следующая гипотеза.

По мере подъема и охлаждения высокотемпературных растворов сложного состава происходит их конденсация и уплотнение, приводящее к повышению их кислотности, т.е. к повышению растворимости в них оснований. Этот эффект очень резко проявляется при постмагматических процессах, когда постмагматические растворы производят в более охлажденных приконтактных зонах гранитных массивов интенсивное кислотное выщелачивание пород. Но этот же эффект может проявляться и в несколько более высокотемпературную магматическую стадию.

Физико-химическая сущность этого эффекта может быть пояснена рис. 2. На этой схеме абсцисса дает содержание летучих кислот HA (типа HCl , HF , H_2S , CO_2) в растворителе H_2O (содержащем и некоторые другие компоненты) при высоком давлении, а ордината — T — температуру. При высокой температуре раствор газобразен, (G), при низкой он жидкий (L), при промежуточной он двухфазовый ($L + G$). Пунктирные линии — линии равной фугитивности (т.е. равной эффективной упругости пара) кислоты HA . В газовом состоянии фугитивность компонента возрастает с его содержанием, но для совершенного газа она не зависит от температуры, т.е. на рис. 2 выражается вертикальными линиями. В двухфазовой области фугитивности не зависят от количественного соотношения фаз, т.е. выражаются на рис. 2. горизонтальными линиями. В жидкой фазе фугитивность кислоты возрастает как при увеличении ее содержания, так и при повышении температуры, т.е. линии равной фугитивности кислоты представлены наклонными

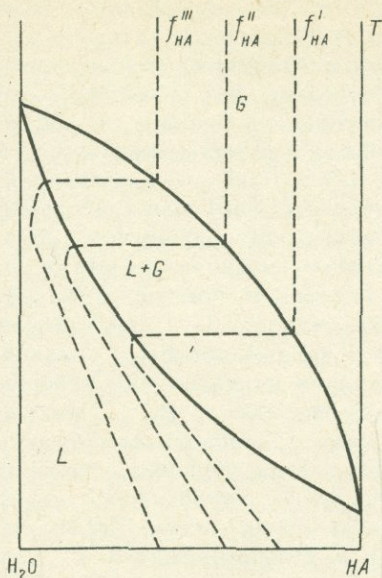


Рис. 2. Конденсация в системе вода H_2O - летучая кислота HA . Пунктиром показаны направления изолиний фугитивности HA .

линиями. Из рис. 2 ясно видно, что понижение температуры с конденсацией газов должно приводить к повышению фугитивности летучих кислот как в жидкой, так и газообразной фазах, т.е. к повышению кислотности раствора.

Повышение фугитивности летучих кислот должно иметь место не только при их макроскопической конденсации из газовой фазы в жидкую, но и при остывании жидкой фазы вблизи надкритической области или вблизи точки кипения. Это можно ожидать из микрогетерогенности жидкой и газовой фазы в этих условиях (Smith, 1963), при которых остывание сопровождается уменьшением числа и размеров газообразных микроучастков и увеличением жидкообразных, т.е. так сказать микроконденсацией.

Эти соображения дают возможность предположить, что потоки трансмагматических растворов, поднимаясь в менее прогретые зоны и охлаждаясь, довышают свою кислотность и становятся способными производить дебазификацию магм и затем пород, через которые они просачиваются. Дебазификация пород происходит не только при их гранитизации, но и в примыкающих зонах наиболее высокотемпературного метасоматического метаморфизма, сопровождаемого местами фельдшпатизацией пород.

Если бы гранитизация вызывалась простым избирательным расплавлением осадочных толщ по мере их прогревания, т.е. простым анатексисом, то первоначально возникали бы наиболее кремнекислотные эвтектические граниты, типа аляскитов и аплитов и лишь позднее, по мере дальнейшего прогревания толщ, могли бы возникнуть более основные расплавы типа гранодиоритов, кварцевых диоритов и прочих. В действительности же всегда наблюдаются обратные соотношения: сначала образуются более основные разновидности гранитоидов, а затем все более кремнекислотные, все более дебазифицированные и приближающиеся к эвтектическим, что противоречит представлению об анатексисе.

Если же принять, что как расплавление, так и дебазификация вызываются воздействием потоков трансмагматических растворов, то естественно, что дебазификация возникающих магм будет усиливаться по мере дальнейшего воздействия потоков трансмагматических растворов. В зонах наиболее длительного и интенсивного воздействия трансмагматических потоков растворов первоначально возникшие более основные магмы будут все более дебазифицироваться, вплоть до образования чисто эвтектических кремнекислотных расплавов или даже дебазифицированных апоэвтектических расплавов, которые могут быть почти совершенно лишены феррических компонентов, как некоторые аплиты и перматиты. Наибольшая дебазификация расплавов достигается в куполах гранитных тел, где трансмагматические по-

токи растворов встречали меньшее сопротивление, чем среди мигматизированных гнейсов. Соответственно в гранито-гнейсовых комплексах купола гранитных тел сложены более лейкократовыми разностями, чем гранитоиды окружающих мигматитов, как это типично, например, для архея В. Сибири.

Устанавливается прямая связь между степенью проявления магматического замещения, контактового метасоматизма и метаморфизма и степенью дебазификации возникающих при этом магм. Наиболее мощные явления метаморфизма, метасоматоза и магматического замещения приводят к образованию наиболее лейкократовых и кремнекислотных гранитов. Магматическое замещение и контактовый метасоматизм проявляются также и в контактах более основных пород, вплоть до габбро, но чем основное магматические породы, тем слабее выражены эти явления. В контактах габбро габброизации подвергаются преимущественно основные породы, например диабазы, хотя в самое последнее время появились указания на габброизацию пород гранитного состава (Гурулев, Самбуев, 1968). В некоторых массивах Урала наблюдается также габброизация гипербазитов, сопровождающаяся следовательно дебазификацией. В контактах гипербазитов изменения боковых пород в магматическую стадию весьма слабы или отсутствуют и соответственно магматическое замещение не проявляется.

Просачивание трансмагматических растворов и вызываемая ими дебазификация магмы могут быть неравномерны. Этим прежде всего можно объяснить неравномерное содержание в гранитах цветных минералов. К сожалению, экспериментальные работы, осветившие состав эвтектических расплавов в отношении кварца и полевых шпатов, не дали еще ответа на вопрос о содержании в гранитной эвтектике биотита, магнетита или других темноцветных минералов. Это количество должно сильно зависеть от щелочнометальности трансмагматических растворов. Но во всяком случае те аляскитовые граниты и аплиты, в которых темноцветные минералы почти или совершенно отсутствуют, нельзя считать эвтектическими. Скорее всего они образовались из магмы, дебазифицированной трансмагматическими растворами.

В связи с гипотезой дебазификации магм трансмагматическими растворами возникают некоторые новые предположения в отношении формирования гранитоидных массивов. Так, наличие в массивах фаций разного состава в некоторых случаях быть может связано не с многофазностью внедрения, а с неравномерной дебазификацией магмы. Приуроченность наиболее кремнекислотных аплитовых разностей гранитов к куполам и выступам кровли может быть связана не с гравитационной дифференциацией магмы, а с тем, что эти выступы являлись наиболее проницаемыми для потоков трансмагматических растворов и что здесь температурный градиент, вызывающий повышение кислотности этих потоков, был наиболее значительным. Не исключена возможность, что гранитная магма образуется не только за счет расплавления осадочно-вулканических толщ земной коры, но в некоторых случаях может возникать также за счет дебазификации и расплавления пород базальтового слоя.

Для постмагматических процессов устанавливается, что кислотность высокотемпературных растворов, выделяющихся при кристаллизации магмы, при их остывании сначала повышается, достигает максимума при некоторых средних температурах, а при дальнейшем охлаждении понижается. С этим режимом связано максимальное проявление постмагматического кислотного выщелачивания в приконтактных зонах массивов и преобладание осаждения оснований в телермальных зонах (Коржинский, 1969). По-видимому, такой же ход имеет изменение кислотности и для трансмагматических растворов магматической стадии. Они производят дебазификацию в зонах гранитизации и выше в зонах фельдшпатизации, а при дальнейшем подъеме и охлаждении их кислотность понижается и в зонах среднетемпературного и низкотемпературного метаморфизма магматической (прогрессивной) стадии происходит частичное осаждение оснований со слабо выраженной дебазификацией пород. Такая дебазификация при метаморфизме описы-

валась в работах А.Е. Энгель, С.Г. Энгель (Engel, Engel, 1958), Велюславинского (1966). По данным А.А. Смылова и В.К. Титова (1967), при региональном метаморфизме содержание U и особенно Th понижается в породах наиболее высокотемпературных стадий и повышается в низкотемпературных, т.е. происходит их переотложение. Однако, изменения кислотности метаморфизирующих растворов в прогрессивную (магматическую) стадию несравненно менее выражены, чем в регрессивную (постмагматическую), при которой растворы обогащаются кислотными компонентами в связи с кристаллизацией магмы. В частности и повышение основности остывающих растворов происходит достаточно постепенно и не приводит к образованию тех резких "основных фронтов" с осаждением скарнов и руд, которые рисовались трансформистами. Таких фронтов базификации мне никогда не приходилось наблюдать, их образование невероятно.

При затухании потоков трансмагматических растворов начинается кристаллизация магмы и к растворам ослабевающих потоков прибавляются кислотные компоненты, не входящие в состав кристаллизующихся минералов. Таким образом возникают постмагматические растворы. Участие затухающих трансмагматических растворов в постмагматических процессах доказывается тем, что наиболее мощные минеральные месторождения всегда связаны с глубокими разломами, которые часто прослеживаются на сотни километров, тогда как связи масштаба оруденения с размерами массивов магматических пород не обнаруживается. Интенсивная высокотемпературная гидротермальная деятельность и оруденение обычно связаны с магматическими телами неоднородного состава, сопровождаемыми интенсивными контактовым метаморфизмом и магматическим замещением, указывающими на деятельность потоков трансмагматических растворов. С другой стороны, встречаются чисто интрузивные, иногда крупные, массивы гранитоидов однородного состава с очень слабым контактовым воздействием на боковые породы, без проявлений магматического замещения. Постмагматические процессы в них развиты мало и существенное оруденение отсутствует.

Потоки восходящих растворов могут иметь большое значение при тектонических процессах. Раздавливание толщ пород, их рассланцевание и течение в больших масштабах возможно лишь тогда, когда оно сопровождается перекристаллизацией, а для этого необходимо пропитывание их поровыми растворами. Вместе с тем растворы, поднимающиеся с больших глубин, могут иметь давление, превосходящее давление нагрузки пород и это флюидное сверхдавление поровых растворов должно резко уменьшать трение между зернами пород и в контактах между слоями пород, что должно весьма облегчать тектонические деформации.

Наличие пластов пород, пропитанных восходящими растворами, и потому имеющих лишь слабое сопротивление сдвигам и ламинарному течению, должно весьма облегчать образование надвигов альпийского типа и даже быть может является необходимым условием глубинной надвиговой тектоники. В этом отношении на меня большое впечатление произвели наблюдения в Восточных Альпах, в районе Высокого Тауэрна, где скольжение пеннинских тектонических покровов совершалось по горизонтальным слюдяным, дистеновым и других сланцев, мраморов и кварцитов. Эти сланцы на протяжении десятков километров вкост простираются обладают пологим и горизонтальным залеганием и согласной с залеганием сланцеватостью, указывающей на ламинарное в них течение во время метаморфизма. Флюидное сверхдавление восходящих растворов быть может объясняет те случаи, когда минеральный состав пород, с образованием дистена, магнезильного граната, жадеита и проч. в свете экспериментальных данных указывает на давления, превосходящие те давления нагрузок, которые допускаются из геологических соображений.

Хотя перед гипотезой трансмагматических растворов и гранитизации как магматического замещения стоит еще ряд неразработанных вопросов, эта гипотеза хорошо отвечает петрологическим данным и в СССР уже имеет много сторонников (Кузнецов и Яншин, 1967). К сожалению, в других странах на эту гипотезу еще не было обращено достаточного внимания.

- Великославинский Д.А. Изменение химического состава метапелитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением регионального метаморфизма. - В Сб. "Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР". Изд-во "Наука", 1966.
- Волохов И.М., Иванов В.М. О взаимоотношениях гранитоидов с породами габбро-пироксенит-дунитовой формации в связи с явлениями гранитизации габброидов Шаманского плутона Лысогорского комплекса Западного Саяна. В сб. "Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области". Изд-во "Наука", 1968.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Удэ, Бурятское кн. Изд-во, 1968.
- Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. В сб. "Стратиграфия СССР", т. 1, Изд-во АН СССР, 1939.
- Коржинский Д.С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. - В сб. "Академику Д.С. Белянкину к 70-летию". Изд-во АН СССР, 1946.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. - Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. - Геохимия, 1956, вып. 7.
- Коржинский Д.С. 1. Кислотность - щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. - В сб. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых" (Труды II Всес. петрогр. сов.). Изд-во АН СССР, 1960.
- Коржинский Д.С. 2. Кислотность - щелочность при магматических процессах. - Доклады советских геологов на Межд. геол. конгрессе. Проблема 14: "Гранито-гнейсы". Киев, 1960.
- Коржинский Д.С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. - Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., 1961, вып. 5.
- Коржинский Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие в расплавах. - В сб. "Исследование природного и технического минералообразования" (по материалам УП совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии). Изд-во "Недра", 1966.
- Коржинский Д.С. Режим кислотности и щелочно-метальности трансмагматических растворов. - В сб. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования". Изд-во "Наука", 1967.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. - Докл. сов. геол. на Межд. геол. конгрессе. XXIII сессия. "Кора и верхняя мантия". Изд-во "Наука", 1968.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. Изд-во "Наука", 1969.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. Изд-во "Наука", 1967.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. - Геол. и геофиз., 1967, № 10.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. - Геохимия, 1967, № 11.
- Смыслов А.А., Титов В.К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиологической зональности земной коры. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 11.

- Büsch W. Petrographie und Abfolge der Granitization im Schwarzwald. V. Neues Jahrbuch für Mineralogie. - Abhandlungen, 1966, 104.
- Engel A.E.J., Engel C.G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, Northwest Adirondack mountains. New York. Part 1. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, 69.
- Korzhinskij D.S. Factors determining acidity and basicity of the environment of mineral formation (A report to the IMA meeting, Cambridge, 1966). - Mineralium Deposita, 1967, 2.
- Mehnert K.R. Petrographie und Abfolge der Granitization im Schwarzwald. II, III, IV. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 1957, 90; 1962, 98; 1963, 99.
- Mehnert K.R. Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. - Fortschritte der Mineralogie, 1959, 37.
- Mehnert K.R. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier publ. comp., 1968.
- Smith F.G. Physical geochemistry. Addison-Wesley publ. comp., 1963.
- 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. memoir, 1958, 74.
- Winkler H.G.F. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, 1965.

И.П. ИВАНОВ, В.А. ЖАРИКОВ

ЗАВИСИМОСТЬ РАВНОВЕСИЙ В СИСТЕМЕ $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ - ВОДНЫЙ РАСТВОР ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ, ДАВЛЕНИЯ, АКТИВНОСТИ ИОНОВ КАЛИЯ И ВОДОРОДА

В системе $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, экспериментально реализуются два типа равновесий. К первому относятся равновесия реакций гидратации-дегидратации и твердофазовых реакций, которые можно графически отобразить на Т-Р диаграмме. Ко второму принадлежат равновесия гидролитического разложения с обменом калия и воды между твердыми фазами и раствором, которые можно охарактеризовать на диаграмме с координатами: температура-активности ионов калия и водорода в растворе (при постоянном давлении). Такие общие диаграммы для рассматриваемой системы были впервые построены авторами данной статьи (Иванов, 1937; Жариков В.А., Иванов и др. 1968, 1969 гг.) на основании собственных экспериментальных данных с учетом всех проведенных ранее исследований (рис. 1,2). Нетрудно видеть, что если Т-Р - диаграмма (рис. 1) характеризует равновесия в закрытой системе с избытком H_2O , то диаграмма с координатами $\lg T -$

$$-\lg \frac{a_{\text{K}}}{a_{\text{H}}}$$

отвечает равновесиям с вполне подвижным поведением калия и водорода.

Общая Т-Р диаграмма (рис. 1) охватывает все возможные в системе стабильные реакции, которые разграничивают поля устойчивости 11 фаз, слагающих мультисистему. В первом приближении эту диаграмму можно рассматривать как простейшую схему метаморфических фаций пород алюмосиликатного состава (Жариков, Иванов, Фонарев и др., 1969₁). При стремлении более точно охарактеризовать Т-Р - условия природных равновесий в Т-Р - диаграмму должны быть внесены коррективы, учитывающие различия в давлениях на воду и твердые фазы в природных системах. Как из-

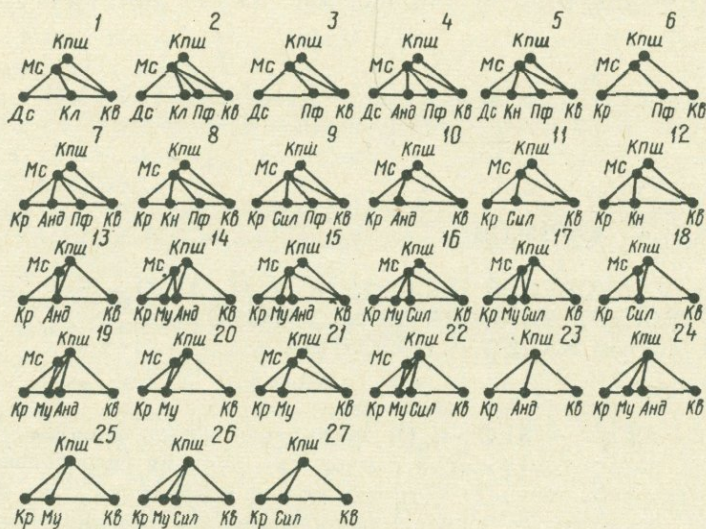
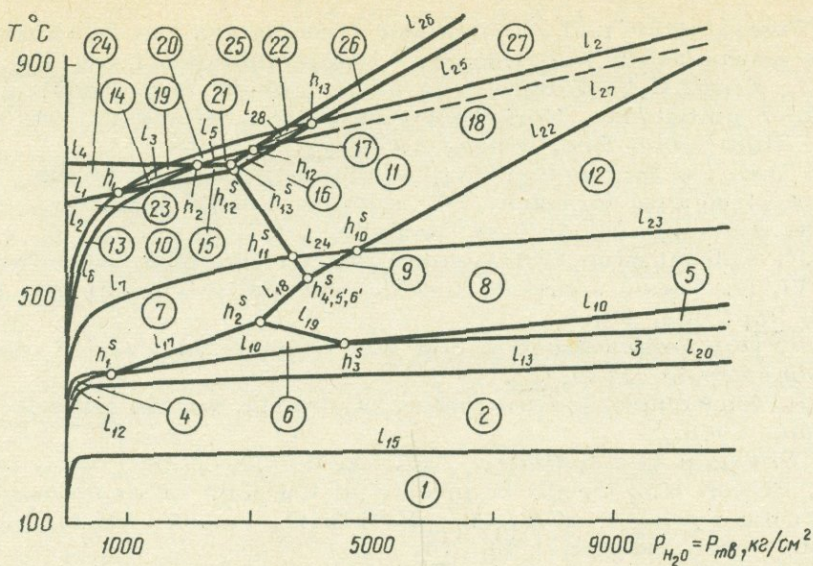


Рис. 1. Общая T-P-диаграмма состояния системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$

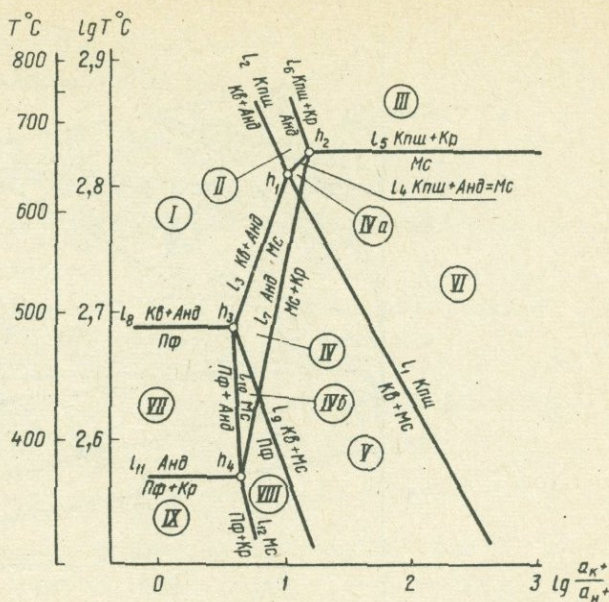
Условные обозначения: I_1 - повариантные точки; h^s - сингулярные повариантные точки.

Моновариантные линии: I_1 - $Kp + Анд = Му$; I_2 - $Mc = Kпш + Kp$; I_3 - $Mc + Анд = Kпш + Му$; I_4 - $Анд = Му + Kв$; I_5 - $Mc + Kв = Kпш + Му$; I_6 - $Mc + Kв = Kпш + Анд$; I_7 - $Пф = Анд + Kв$; I_{10} - $Дс = Kp$; I_{11} - $Дс + Пф = Анд$; I_{11} - $Кл = Дс + Пф$; I_{15} - $Кл + Kв = Пф$; I_{17} - $Kp + Пф = Анд$; I_{18} - $Кн! = Анд$; I_{19} - $Kp + Пф = Кн$; I_{20} - $Дс + Пф = Кн$; I_{21} - $Анд = Сил$; I_{22} - $Кн = Сил$; I_{23} - $Пф = Кн + Kв$; I_{25} - $Kp + Сил = Му$; I_{26} - $Сил = Му + Kв$; I_{27} - $Mc + Kв = Kпш + Сил$; I_{28} - $Mc + Сил = Kпш + Му$. Тройные ассоциации, устойчивые в пределах дивариантных полей, показаны на диаграммах состав-парагенезис (1-27)

Кв - кварц; Пф - пирофиллит; Кл - каолинит; Анд - андалузит; Сил - силлиманит; Кн - кyanит; Му - муллит; Кр - корунд; Дс - диаспор; Кпш - калиевый полевой шпат; Mc - мусковит.

Рис. 2. Экспериментальная диаграмма равновесий гидrolитического разложения в системе $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2$ - водный раствор при $P_{H_2O} = P_{общ.} = 1000 \text{ кг/см}^2$.

Символы полей устойчивости I, II, IV, VII - поле Анд; IVб, VII, VIII, IX - поле Пф; IV, V, VI, VIII - поле Мс; II, III, VI - поле Кпш.



известно, лабораторные равновесия реакций гидратации-дегидратации реализуются при давлении паров воды (P_{H_2O}), практически равном давлению флюида ($P_{фл}$) и общему давлению ($P_{общ.}$) в системе: $P_{H_2O} = P_{фл} = P_{общ.}$

Для природных систем характерны условия, когда парциальное давление паров воды составляет только часть от общего давления ($P_{H_2O} < P_{фл} = P_{общ.}$), так как в состав флюида, кроме воды, входят другие компоненты: $P_{фл} = P_{H_2O} + P_{CO_2} + P_x$, где P_{CO_2} - давление углекислоты и P_x - суммарное давление второстепенных компонентов во флюиде (инертные газы, азот, галогидные кислоты, углеводороды и др.). Можно также ожидать, что в этих системах давление флюида будет меньше, чем общее давление ($P_{H_2O} < P_{фл} < P_{общ.}$).

Таким образом, экспериментальные данные характеризуют верхний температурный предел устойчивости водных фаз. Равновесная температура тех же природных метаморфических реакций может быть существенно более низкой в зависимости от того, какую часть от общего давления в системе составляет давление воды. Этот вывод подтверждается термодинамическими расчетами равновесий гидратации-дегидратации при соотношениях $P_{H_2O} < P_{общ.}$ (Соболев и др., 1966; Маракушев, 1968; Жариков, Иванов и др., 1969₂).

Результаты пересчета $T-P$ - диаграммы (рис. 1), в основу которого положена гипотеза, учитывающая взаимную зависимость литостатического и гидростатического давлений в земной коре в виде $2,7 P_{H_2O} = P_{общ.}$, показаны на рис. 3. Расчеты производились по уравнению:

$$G_{T_0, P=1} = -2,7 \Delta V_{ТВ} P_{H_2O} - \int_1^{P_{H_2O}} \frac{P_{H_2O}}{V_{H_2O}} dP_{H_2O}, \quad (1)$$

где значения $\int_1^{P_{H_2O}} \frac{P_{H_2O}}{V_{H_2O}} dP_{H_2O}$ заимствованы из работы Писто-

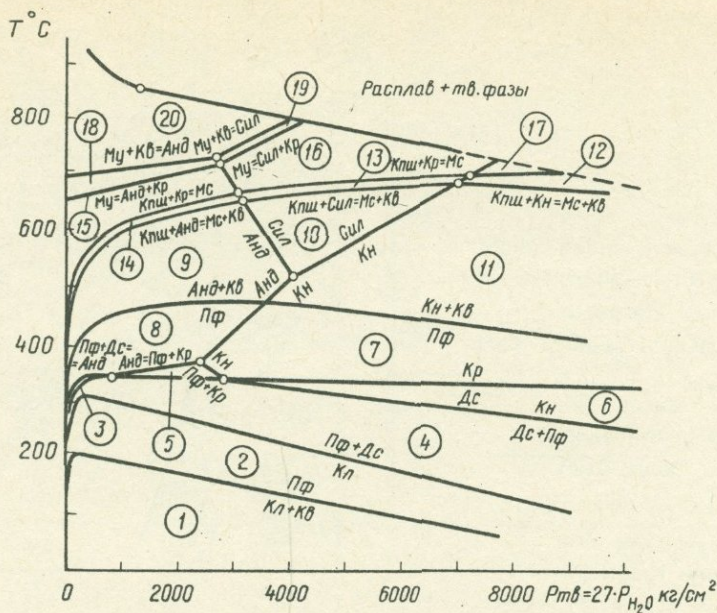


Рис. 3. Общая Т-Р-диаграмма состояния системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при $2,7 P_{H_2O} = P_{общ.}$ Символы фаций: 1,2 - каолинитовая; 3, 8, 9, 14, 15 - андалузитовая; 6, 7, 11, 12, 17 - кянитовая; 10, 13, 16 - силлиманитовая; 18, 19, 20 - муллитовая.

риуса и Шарпа (Pistorius, Sharp, 1960). Из диаграммы (рис. 3) видно, что границы Т-Р - полей устойчивости минералов и их ассоциаций существенно изменяются в связи с понижением верхнего температурного предела устойчивости минералов, содержащих в своем составе воду (предельно на $250-280^\circ$ при высоких давлениях). Расчетные равновесия ближе отвечают природным наблюдениям (см. метаморфические фации на рис. 3). Однако принятую нами зависимость между P_{H_2O} и $P_{общ.}$ следует рассматривать лишь как первое приближение к действительным соотношениям, которые имеют место в природных системах.

Для выяснения генезиса метасоматических пород также важно знать, как влияет изменение давления паров воды на равновесия реакций гидролитического разложения (гидролиза) минералов. На рис. 2 представлена высокотемпературная часть общей диаграммы системы в координатах $lg T - lg a_{H^+}/a_{K^+}$ при $P_{H_2O} = P_{общ.} = 1000 \text{ кг/см}^2$, которую нам удалось изучить экспериментально. Используя эту диаграмму в качестве основы для термодинамических расчетов, мы исследовали два случая: а) как изменяются поля устойчивости фаз при изменении давления паров воды в условиях, когда оно равно давлению на твердые фазы ($P_{H_2O} = P_{общ.}$) и б) как изменяются эти поля, когда давление паров воды составляет часть от давления на твердые фазы ($P_{H_2O} < P_{общ.}$). С этой целью были выведены уравнения для термодинамического расчета указанных выше равновесий с опорой на экспериментальные данные.

В первом случае рассчитаны изобарические сечения при 500 и 3000 кг/см^2 , которые не выходят по давлению за пределы поля устойчивости андалузита. Более высокие значения P_{H_2O} не представляют интереса для области субсолидуса, т.к. невариантные равновесия h_2 и h_1 попадают в поле расплава. Расчеты проводились по уравнению:

$$\lg K_{P_2} = \frac{\Delta V_{\text{ТВ}} (P_1 - P_2) + (\Delta G_{P_1}^{\text{H}_2\text{O}} - \Delta G_{P_2}^{\text{H}_2\text{O}})}{RT (^{\circ}\text{K})} + \lg K_{P_1}, \quad (2)$$

где $P_1 = 1000 \text{ кг/см}^2$; P_2 - давление по расчетной изобаре;
 $G_{P_1}^{\text{H}_2\text{O}}$ и $G_{P_2}^{\text{H}_2\text{O}}$ - изменение свободной энергии воды за счет изменения давления паров воды от 1 бара соответственно до значений P_1 и P_2 ;
 $K_{P_1} = \alpha'_{\text{K}^+} / \alpha'_{\text{H}^+}$ и $K_{P_2} = \alpha''_{\text{K}^+} / \alpha''_{\text{H}^+}$ - константы равновесия реакции соответственно для первой и второй изобары.

В табл. 1 представлены моновариантные равновесия, которые легли в основу для термодинамических расчетов.

Т а б л и ц а 1

Стабильные моновариантные реакции в открытой системе

Индекс	Реакции ^{х)}	(см ³ /моль ^{xx)}
Гидратации-дегидратации		
l_5	$\text{Mc} = \text{Кпш} + \text{Кр} + \text{H}_2\text{O}$	- 7,4
l_8	$\text{Пф} = 3\text{Кв} + \text{Анд} + \text{H}_2\text{O}$	- 7,3
l_{11}	$\text{Пф} + 3\text{Кр} = 4 \text{Анд} + \text{H}_2\text{O}$	- 13,4
Гидролитического разложения		
l_1	$3\text{Кв} + 0,5 \text{Mc} + \text{K}^+ + \text{OH}^- = 1,5 \text{Кпш} + \text{H}_2\text{O}$	+ 21,1; +24,4
l_2	$2,5 \text{Кв} + 0,5 \text{Анд} + \text{K}^+ + \text{OH}^- = \text{Кпш} + 0,5 \text{H}_2\text{O}$	+ 23,7; +26,4
l_3	$1,5 \text{Анд} + 1,5 \text{Кв} + \text{K}^+ + \text{OH}^- + 0,5 \text{H}_2\text{O} = \text{Mc}$	+ 28,96+30,6
l_4	$1,5 \text{Кпш} + 3\text{Анд} + \text{K}^+ + \text{OH}^- + 2\text{H}_2\text{O} = 2,5 \text{Mc}$	+ 36,7
l_6	$3 \text{Анд} + \text{K}^+ + \text{OH}^- = \text{Кпш} + 2,5 \text{Кр} + 0,5 \text{H}_2\text{O}$	+ 18,2
l_7	$3 \text{Анд} + \text{K}^+ + \text{OH}^- + 0,5 \text{H}_2\text{O} = \text{Mc} + 1,5 \text{Кр}$	+ 25,6
l_9	$1,5 \text{Пф} + \text{K}^+ + \text{OH}^- = 3 \text{Кв} + \text{Mc} + \text{H}_2\text{O}$	+ 22,9; +19,6
l_{10}	$0,5 \text{Пф} + \text{Анд} + \text{K}^+ + \text{OH}^- = \text{Mc}$	+ 26,9
l_{12}	$0,75 \text{Пф} + 0,75 \text{Кр} + \text{K}^+ + \text{OH}^- = \text{Mc} + 0,25 \text{H}_2\text{O}$	+ 27,6

х) Кв - кварц; Пф - пирофиллит; Анд - андалузит, Кр - корунд, Кпш-калиевый полевоый шпат, Mc - мусковит.

xx) Значения приведены с учетом двух полиморфных разновидностей кварца.

Результаты расчетов представлены на диаграмме фиг. 4, из которой видно, что при повышении давления паров воды в системе ($P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$) равновесия существенно сдвигаются в область высоких температур. При этом константа равновесия разных реакций изменяется различно. Для реакции l_1 ($\text{Кв} + \text{Mc} = \text{Кпш}$) она меняется очень незначительно (линия перемещается вправо). Однако для реакций l_{10} ($\text{Пф} + \text{Анд} = \text{Mc}$), l_3 ($\text{Кв} + \text{Анд} = \text{Mc}$), l_4 ($\text{Кпш} + \text{Анд} = \text{Mc}$) и l_7 ($\text{Анд} = \text{Mc} + \text{Кр}$) константа равновесия изменяется весьма существенно (линии перемещаются влево). В результате поле устойчивости мусковита расширяется в область более кислой среды (при

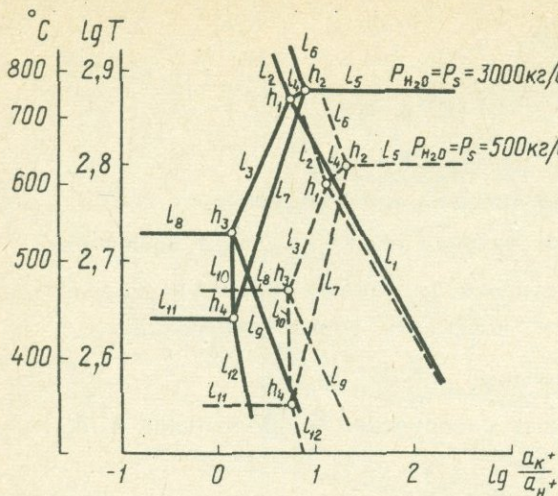


Рис. 4. Расчетная диаграмма равновесий гидролитического разложения в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$ - водный раствор при $P_{H_2O} = P_{общ.} = 500 \text{ кг/см}^2$ и $P_{H_2O} = P_{общ.} = 3000 \text{ кг/см}^2$

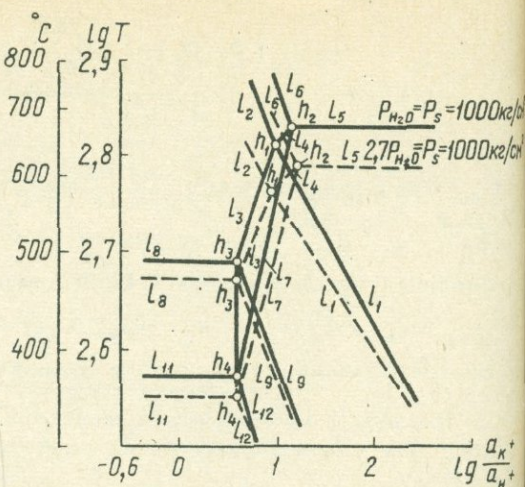


Рис. 5. Расчетная диаграмма равновесий гидролитического разложения в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$ - водный раствор при $2,7 P_{H_2O} = P_{общ.} = 1000 \text{ кг/см}^2$. Для сравнения нанесена экспериментальная диаграмма при $P_{H_2O} = P_{общ.} = 1000 \text{ кг/см}^2$.

$a_{K^+} = \text{const}$) за счет сокращения поля андалузита. Поле калиевого полевого шпата также расширяется за счет сокращения поля андалузита (линия l_2 ; $Kв + Анд = Kпш$) и незначительно сокращается на границе с полем устойчивости кварц-мусковитной ассоциации при более низких температурах (линия l_1). Характерно, что при температурах ниже 400°C указанное соотношение между полем $Kпш$ и полем $Kв + Mc$ меняется на обратное. Для иллюстрации в таблице 2 приведены количественные изменения T , K^+ и pH при переходе от изобары 500 кг/см^2 к изобаре 3000 кг/см^2 .

Во втором случае для выявления вопроса о том, как изменяются равновесия гидролиза, если парциальное давление воды составляет только часть от давления на твердые фазы, было принято указанное выше соотношение $2,7 P_{H_2O} = P_{общ.} = 1000 \text{ кг/см}^2$. Расчеты (на один моль K^+ и OH^-) проводились по уравнению:

$$\lg K_p = \frac{\Delta G_{P_1}^{H_2O} - \Delta G_{P_2}^{H_2O}}{4,62 T} + \lg K_{P_1}, \quad (3)$$

где $P_1 = 1000 \text{ кг/см}^2$, $P_2 = 370 \text{ кг/см}^2$. Результаты расчетов представлены на фиг. 5. Как и в предыдущем случае (рис. 4) существенно изменяется температура равновесия одноименных реакций. Константа равновесия, наоборот - в реакциях с андалузитом, без калиевого полевого шпата (l_3, l_7), изменяется слабо, а в реакциях с калиевым полевым шпатом (l_1, l_2) более существенно. Поэтому поля устойчивости андалузита и мусковита претерпевают незначительные изменения, в то время как поле калиевого полевого

шпата явно расширяется в сторону высокой кислотности за счет сокращения поля андалузита при температурах выше 600°C и поля кварца в ассоциации с мусковитом ниже 600°C. Количественные изменения показаны в таблице 3.

В заключение можно отметить следующее. В статье на примере системы $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2$ - водный раствор рассмотрены методические вопросы, связанные с интерпретацией экспериментальных данных по равновесиям применительно к условиям природной обстановки метаморфизма и метасоматизма. Приведены количественные оценки значений температуры, активности иона калия и pH раствора в зависимости от ограничений, наложенных на давление паров воды, и общее давление в рассматриваемой системе.

Что касается приложения расчетных диаграмм к конкретным природным системам, то общая T-P - диаграмма (рис. 3) дает, конечно, лишь первое приближение для количественной оценки T-P - условий образования природных метаморфических пород алюмосиликатного состава. Она показывает существенное снижение верхнего температурного предела водных минералов при $P_{H_2O} < P_{общ.}$ по сравнению с экспериментальными данными. Для точных расчетов требуется знание зависимостей, описывающих изменение парциального давления воды с глубиной при метаморфизме. Расчетные диаграммы для равновесий гидrolитического разложения (рис. 4 и 5) показывают тенденции в изменении T и K_p реакций в зависимости от изменения давления водяного пара в системе. Поскольку равновесия на этих диаграммах описываются изотермо-изобарическим потенциалом, и нам также не известен закон изменения парциального давления воды с глубиной при метасоматозе, то такие модели, как и в предыдущем случае, могут лишь в первом приближении характеризовать природные метасоматические реакции, которые протекают к тому же в условиях постоянного объема. Однако исследованные равновесия гидролиза (рис. 4, 5 и табл. 2, 3) дают вполне определенную информацию относительно физико-химических условий образования метасоматических пород, связанных с гранитоидной формацией, к которым относятся кварц-полевошпатовые метасоматиты, грейзены, вторичные кварциты и некоторые другие.

Таблица 2

Значения T, K_p , α_{K^+} и pH раствора для одноименных равновесий на диаграмме фиг. 4 при $P_{H_2O} = P_{общ} = 500 \text{ кг/см}^2$ и $P_{H_2O} = 3000 \text{ кг/см}^2$

Индексы равновесий	T°, C	lg K_p	Значения pH раствора при $\alpha_{K^+} = \text{const}$			
			$\alpha_{K^+} = 1M$	$\alpha_{K^+} = 0,1M$	$\alpha_{K^+} = 0,01M$	$\alpha_{K^+} = 0,001M$
h_1 I	600	1,10	1,10	2,10	3,10	4,10
h_1 II	740	0,72	0,72	1,72	2,72	3,72
h_2 I	630	1,30	1,30	2,30	3,30	4,30
h_2 II	760	0,88	0,88	1,88	2,88	3,88
h_3 I	470	0,70	0,70	1,70	2,70	3,70
h_3 II	540	0,13	0,13	1,13	2,13	3,13
h_4 I	355	0,74	0,74	1,74	2,74	3,74
h_4 II	435	0,14	0,14	1,14	2,14	3,14

Индексы равновесий	T, °C	lg K _p	Значения pH раствора при $\alpha_{K^+} = \text{const}$			
			$\alpha_{K^+} = 1M$	$\alpha_{K^+} = 0,1M$	$\alpha_{K^+} = 0,01M$	$\alpha_{K^+} = 0,001M$
l ₃ I	540	0,92	0,92	1,92	2,92	3,92
II		0,13	0,13	1,13	2,13	3,13
l ₇ I	435	0,95	0,95	1,95	2,95	3,95
II		0,15	0,15	1,15	2,15	3,15
l ₁₀ I	435	0,72	0,72	1,72	2,72	3,72
II		0,14	0,14	1,14	2,14	3,14
l ₁ I	600	1,10	1,10	2,10	3,10	4,10
II		1,20	1,20	2,20	3,20	4,20

Примечание. Индексу I соответствуют значения величин при $P_{H_2O} = P_{\text{общ}} = 500 \text{ кг/см}^2$, индексу II - при $P_{H_2O} = P_{\text{общ}} = 3000 \text{ кг/см}^2$.

Таблица 3

Значения T, K_p, α_{K^+} и pH раствора для одноименных равновесий на диаграмме рис. 5 при $2,7 P_{H_2O} = P_{\text{общ}} = 1000 \text{ кг/см}^2$ и $P_{H_2O} = P_{\text{общ}} = 1000 \text{ кг/см}^2$

Индексы равновесий	T, °C	lg K _p	Значения pH раствора при $\alpha_{K^+} = \text{const}$			
			$\alpha_{K^+} = 1M$	$\alpha_{K^+} = 0,1M$	$\alpha_{K^+} = 0,01M$	$\alpha_{K^+} = 0,001M$
h ₁ I	575	0,95	0,95	1,95	2,95	3,95
II	645	1,00	1,00	2,00	3,00	4,00
h ₂ I	615	1,22	1,22	2,22	3,22	4,22
II	675	1,16	1,16	2,16	3,16	4,16
h ₃ I	470	0,61	0,61	1,61	2,61	3,61
II	490	0,60	0,60	1,60	2,60	3,60
h ₄ I	355	0,62	0,62	1,62	2,62	3,62
II	370	0,61	0,61	1,61	2,61	3,61
l ₁ I	575	0,95	0,95	1,95	2,95	3,95
II		1,30	1,30	2,30	3,30	4,30
l ₃ I	575	0,95	0,95	1,95	2,95	3,95
II		0,84	0,84	1,84	2,94	3,94
l ₇ I	615	1,22	1,22	2,22	3,22	4,22
II		1,10	1,10	2,10	3,10	4,10

Примечание индексу I соответствуют значения величин при $2,7 P_{H_2O} = P_{\text{общ}} = 1000 \text{ кг/см}^2$, индексу II - значения при $P_{H_2O} = P_{\text{общ}} = 1000 \text{ кг/см}^2$.

- Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И., Дюжикова Т.Н., Шмонов В.М. Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. - Тезисы докладов УШ Всес.сов. по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968.
- Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И., Дюжикова Т.Н., Шмонов В.М. Исследование системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. - В сб. "Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии", II. Изд-во "Наука", 1969.
- Иванов И.П. Исследование минеральных равновесий в системе $H_2O-K_2O-SiO_2-H_2O$ методом мультисистем. - Докл. АН СССР, 1967, 176, № 6.
- Иванов И.П., Жариков В.А., Глаголева М.А., Федькин В.В., Гусынин В.Ф. Зависимость минеральных равновесий в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$ от температуры и концентрации KCl и HCl в растворе. - В сб. "Очерки физико-химической петрологии", I. Изд-во "Наука", 1969.
- Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. Изд-во "Наука", 1968.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Хлестов В.В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. - Докл. АН СССР, 1966, 166, № 2.
- Pistorius C.W., Sharp W.E. Properties of Water. Part VI. Entropy and Gibbs free energy of water in the range 10- 1000°C and 1-250,000 bars. - Amer. J. Sci, 1960, 258, N 10.

С.С.Горохов, Е.Е.Лисицына, Г.Н.Безруков, А.Г.Давыдченко,
Л.Н.Хетчиков

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЭКЛОГИТОВ (ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТОВ)

Происхождение эклогитов неоднократно дискутировалось в геологической литературе в связи с проблемой верхней мантии Земли и сопутствующими вопросами глубинного магмо- и минералообразования, формирования кимберлитовых трубок и т.д. (Бобриевич и Соболев, 1957; Геншафт и др., 1965; Годовиков и Кеннеди, 1969; Грин и Рингвуд, 1968; Йодер и Тилли, 1965; Соболев, 1968; Kushiro and Yoder, 1964).

С целью изучения областей устойчивости и изменения минералов и минеральных парагенезисов эклогитов в условиях, близких к глубинным, нами проведена серия экспериментов при высоких давлениях и температурах с эклогитом из метаморфической толщи Южного Урала и эклогитом-ксенолитом из кимберлитов трубки "Обнаженная" Якутской алмазоносной провинции.

Эклогиты Южного Урала залегают в древних осадочно-вулканогенных толщах, метаморфизованных в условиях эклогитовой фации прогрессивного метаморфизма и подвергшихся перекристаллизации в регрессивные этапы метаморфизма (Ленных, 1963; Горохов, 1964). Первичные минералы породы представлены гранатом и щелочным пироксеном, присутствуют также рутил, хлорит, мусковит, кварц, цоизит, альбит, кальцит, возникшие в результате более позднего минералообразования. Рутил нередко образует промышленные концентрации. Для эклогита магматического происхождения присущи аналогичные ассоциации основных минералов: гранат - щелочной пироксен, без признаков вторичного изменения. Гранаты эклогитов Южного Урала - существенно альмандиновые

	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Эклогиты Южного Урала	45,88	3,88	12,70	3,90	14,28
Эклогиты Сибири	47,30	1,73	5,53	0,30	11,15

Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР.

(альмандин 57%, пироп 18%). В гранатах эклогитов трубки "Обнаженная" преобладает пироповая молекула. Химический состав эклогитов отражен в таблице.

Экспериментальные работы проводились на установке одноосного сжатия в реакционной камере цилиндрической формы диаметром 10 мм при высоте 12-14 мм. Образцы приготавливались прессованием тонко измельченного порошка эклогита с добавлением одной-двух капель воды. Средой, передающей давление, служил литографский камень. Давление в реакционном объеме измерялось по изменению электросопротивления висмута и таллия. Определение температуры проводилось хромель-алюмелевыми или платино-платинородиевыми термопарами. Температурный градиент в реакционной камере в поперечном сечении составлял 100-150°C, в продольном достигал 200°C.

Опыты велись по одно- и двухстадийной схемам кристаллизации. В первом случае вначале устанавливалось давление, затем до заданной величины поднималась температура и после выдержки от нескольких минут до 1 часа производилась закалка в течение 3-8 секунд при температуре 100-150°C с последующим снижением давления до атмосферного и температуры до комнатной. Двухстадийная кристаллизация предусматривала доведение образца до высокой температуры, иногда до расплава, выдержку при этой температуре в течение некоторого времени (5-10 мин), быстрое снижение температуры до требуемой и последующую кристаллизацию в течение 30-40 мин при этой температуре.

Эксперименты, проведенные с ксенолитом эклогита из кимберлита трубки "Обнаженная", позволили определить кривую плавления породы в интервале давлений до 50 кбар. Эта кривая проходит через точки: 7 кбар - 900°C, 15 кбар - 1050°C, 20 кбар - 1200°C, 30 кбар - 1400°C, 50 кбар - 1500°C и имеет наклон в среднем 14 град/кбар.

В процессе перекристаллизации эклогита в указанных условиях в области субсолидуса наблюдается образование энстатита с примесью гиперстеновой составляющей, щелочного клинопироксена (эгиринавгита), содержащего жадеитовую молекулу, граната существенно пиропового состава и незначительного количества оливина.

При давлении 7,15 и 20 кбар первой стадией изменения породы в температурном интервале 750 до 1200°C является перекристаллизация ее в твердом состоянии с образованием перистого агрегата удлиненно-призматических кристаллов энстатита длиной до 1 мм. Судя по показателям преломления ($N_g^1 = 1,690$, $N_p^1 = 1,680$) и данным полуколичественного спектрального анализа, содержание гиперстеновой молекулы в минерале колеблется от 7 до 10%. С энстатитом ассоциируют редкие неправильные зерна клинопироксена (эгиринавгита) и оливина. Энстатит является преобладающим минералом при относительно низких температурах, с повышением же температуры превалирующим продуктом перекристаллизации является клинопироксен.

С повышением давления до 30 кбар в числе новообразованных минералов впервые появляется гранат. При двухстадийной кристаллизации (температура опыта 1675-1200°C) гранат образует прозрачные светло-желтые кристаллы (размером 1-2 мм) и их агрегаты в светлой рыхлой массе. Параметр элемен-

CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	Сумма
9,26	6,50	0,25	2,23	0,26		0,72	99,86
6,93	23,30	0,20	1,20	0,14	0,37	1,89	100,04

тарной ячейки ($a_0 = 11,49 \pm 0,01 \text{ \AA}$, рентгеновский анализ проведен инженером ВНИИСИМС Г.П.Клиентовой) и показатель преломления граната ($N = 1,743$) свидетельствуют о том, что он имеет существенно пироповый состав с примесью алмандиновой молекулы и идентичен гранату исходной породы.

В близких условиях, но при более высокой температуре второй ступени при кристаллизации из расплава ($1600\text{--}1300^\circ\text{C}$) наблюдается образование резко идиоморфных кристаллов граната размером до 0,5 мм, образующих в шлифе гексагональные сечения.

В продуктах опытов при 30 кбар энстатит образует две генерации: сплошной агрегат разнообразно ориентированных крупных, размером до нескольких мм, выделений, образующихся в твердом состоянии в интервале температур $1300\text{--}1400^\circ\text{C}$, и удлиненно-призматические шестоватые зерна, кристаллизующиеся из расплава при температурах $1400\text{--}1500^\circ\text{C}$. По оптическим данным и результатам полуколичественного спектрального анализа эти генерации энстатита идентичны.

Закалочные опыты с быстрым охлаждением образца от температур $1700\text{--}1400^\circ\text{C}$ до комнатной приводят к кристаллизации из расплава радиально-лучистого агрегата шестоватых и перистых кристаллов клинопироксена, близкого к исходному.

Отдельные опыты при 40–50 кбар привели к перекристаллизации породы с образованием значительного количества клинопироксена, энстатита ($N_{g^1} = 1,689$, $N_{p^1} = 1,680$), содержащего около 10% гиперстеновой молекулы и граната, идентичного исходному ($N = 1,743$).

Кривая плавления метаморфических эклогитов Южного Урала имеет сходный наклон, но расположена примерно на $50\text{--}100^\circ\text{C}$ ниже таковой, построенной для эклогита из трубки "Обнаженная", что объясняется более высоким содержанием железа и меньшим — магния в породе. Основными фазами, кристаллизующимися в области субсолидуса, являются щелочной клинопироксен, магнетит и гранат пироп-алмандинового ряда. Пироксен является преобладающим в количественном отношении минералом в продуктах кристаллизации при давлении 10–15 кбар. В зависимости от способа, температуры и времени кристаллизации зерна минерала имеют различную форму, ограничения и размеры. Клинопироксен на основе анализа оптических констант ($N_{g^1} = 1,724$, $N_{p^1} = 1,699$, $N_g - N_p = 0,017\text{--}0,021$, $CNg = 40^\circ$) и рентгенограммы определен как эгирин-авгит с примесью жадеитовой молекулы. Минерал слабо плеохроирует в фиолетовых тонах, что свидетельствует о вхождении в решетку примеси титана за счет исходного рутила. Начиная с 20 кбар, и выше, наблюдается образование двух морфологических разновидностей пироксена — призматического и радиально-лучистого. Как и в опытах с магматическими эклогитами, обе разновидности пироксена оптически и рентгенометрически близки между собой, а их морфологические различия обусловлены различием режимов кристаллизации.

Давление в 20 кбар является минимальным в условиях наших опытов для образования граната. Уже при температуре 1000°C была получена магнетит-пироксеновая ассоциация со спорадически рассеянными в ней мелкими (0,01 мм), но, как правило, имеющими идиоморфные очертания кристаллами граната. С повышением давления до 30 кбар отмечается заметное увеличение количества и размеров (до 0,2 мм) кристаллов граната ромбододекаэдрического габитуса,

составляющих уже до 20% продуктов опытов. Показатель преломления граната, образующегося при давлении 30 кбар, равен 1,792. В опытах при давлении в 40 кбар гранат и клинопироксен встречаются примерно в одинаковых соотношениях; повсюду в переменных количествах присутствует магнетит. Рентгенограмма граната, полученного при 40 кбар (параметр решетки $a_0 = 11,48 \pm 0,03 \text{ \AA}$) и показатель преломления ($N = 1,790$) характеризуют его как промежуточный член в ряду алмадин-пироп.

Кристаллы граната, образовавшиеся при 50 кбар, достигают 0,5 мм и в количественном отношении преобладают над клинопироксеном. Параметр элементарной ячейки ($a_0 = 11,54 \pm 0,01 \text{ \AA}$) и показатель преломления граната ($N = 1,789$) свидетельствуют о его близости гранату, полученному при 40 кбар.

Таким образом, установлено, что для метаморфических эклогитов при давлениях 10–15 кбар и температурах 900–1500°C в присутствии воды устойчива ассоциация магнетит + щелочной клинопироксен. Работами авторов (Безруков и др., 1968) по изучению поведения в аналогичных условиях существенно алмадинового граната этих пород показано, что минимальное давление, необходимое для возникновения новообразований граната, составляет 15 кбар. При давлении, превышающем 20 кбар, стабильна ассоциация магнетит + щелочной клинопироксен + гранат.

Магматические эклогиты в интервале давлений 10–25 кбар перекристаллизуются в агрегат зерен пироксена в стекле. При давлениях свыше 30 кбар образуется устойчивая ассоциация – пироксен + гранат. Новообразованный гранат из магматических эклогитов отличается повышенным содержанием магнелиевой составляющей, что характерно и для состава исходных образцов. Общей закономерностью для обеих групп эклогитов является увеличение количества и размеров кристаллов граната с ростом давления.

Данные экспериментов и полевые наблюдения подтверждают различие физических условий формирования метаморфических и магматических эклогитов. Если первые образовались при относительно низких давлениях и температурах при метаморфизме пород габбро-диабазового ряда, то вторые являются продуктом кристаллизации магматического расплава, проходившей при более высоких давлениях и температурах. Параметры образования устойчивой ассоциации магматических эклогитов, установленные экспериментально, близки к параметрам синтеза алмазов. Известны случаи обнаружения алмазов в ксенолитах эклогитов трубки "Обнаженная". Все это свидетельствует о том, что эклогиты и алмазы образуются приблизительно одновременно в сходных термодинамических условиях.

Химический состав эклогитов отвечает составу магматических пород типа габбро, базальта и т.п. Образование, в условиях проведенных экспериментов, существенно пироксеновой ассоциации при давлении ниже 30 кбар дает основание предполагать, что в определенных условиях процессы дифференциации основной магмы могут привести к образованию пород пироксенитового состава.

Устойчивость эклогитовых минеральных парагенезисов в присутствии воды в экспериментах при высоких давлениях и температурах свидетельствуют о том, что присутствие или отсутствие воды в нижних частях земной коры не определяют характера образующихся минеральных парагенезисов. Фактором равновесия таких систем с водой, очевидно, является не концентрация воды, а ее химический потенциал, величина которого с повышением температуры понижается независимо от ее содержания в системе (Коржинский, 1962).

Литература

- Безруков Г.Н., Горохов С.С., Давыдченко А.Г., Лисицына Е.Е. Изменение пирропа и алмадина в условиях высоких давлений и температур (тезисы докл.). – В сб. "УШ Всесоюзное совещание по экспериментальной и технической минералогии и петрографии". Новосибирск, 1968.
- Бобриневич А.П., Соболев В.С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса. – Записки Всес.мин. об-ва, 1957, ч.87, вып.1

- Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Кристаллизация базальта при давлении 25 кбар и температурах от 800 до 1300°C. - Сов.геология, 1965, № 8.
- Годовиков А.А., Кеннеди Дж.К. Эклогиты. - В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии". Изд-во "Наука", 1969.
- Горохов С.С. Рифей хребта Урал-Тау. - Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 124.
- Грин Д.Х., Рингвуд и др. Петрология верхней мантии. Изд-во "Мир", 1968.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- Ленных В.И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса (Южный Урал). - В кн. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала", т. 3. М., 1963.
- Коржинский Д.С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. - Геол. рудн. месторожд., 1962, № 5.
- Соболев Н.В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. - В кн. "Доклады советских геологов на XIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 1. Кора и верхняя мантия". Изд-во "Наука" 1968.
- Kushiro L., Yoder H.S., Jr. Experimental studies of flu basalt - eclogite transformation. Aun. rept. Direct. Geophys. Lab Carn. Instn, 1963-1964.

Л.Н.Когарко, И.Д.Рябчиков

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОДАЛИТОВЫХ СИЕНИТОВ В СВЕТЕ
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПО СИСТЕМЕ $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{NaCl}$

Содалитовые сиениты - очень редкие щелочные породы, однако они встречаются во всех комплексах агпайтовых нефелиновых сиенитов: в Ловозерском щелочном массиве (Кольский полуостров), в массиве Илимауссак (Гренландия) и среди щелочных пород островов Лос (Зап.Африка). В этих породах содалит, помимо нефелина, микроклина и эгирина является породообразующим минералом. В некоторых разновидностях содалитовых сиенитов (тавитак) содалит становится главным породообразующим минералом и его содержание достигает иногда 70% (Власов и др., 1959).

В Ловозерском щелочном массиве содалитовые сиениты образуют сравнительно не крупные тела (от см до нескольких сотен м диаметром) линзовидной или изометричной формы. Как правило, они приурочены к люавритам II и III интрузивных фаз Ловозерского массива. Контакты между содалитовыми сиенитами и вмещающими породами резкие, часто с взаимными затеками. Трахитоидность вмещающих люавритов везде совпадает с направлением контакта и нигде его не пересекает (Поляков и др., 1965). Характерной чертой является отсутствие подводящих каналов к содалитовым телам (Поляков, 1965). Очень часто в зонах экзоконтакта содалитовых тел вмещающие люавриты содалитизированы. Большая часть содалитовых сиенитов Ловозерского массива обладает пойкилитовой текстурой, возникающей за счет присутствия хорошо оформленных пойкилитовых вростков содалита в калиевом полевошпате и эгирине. Реже содалит развивается по нефелину и полевошпату. Исследование микроструктур содалитовых сиенитов позволило сделать вывод о магматической природе этих пород (Герасимовский и др., 1966). Порядок кристаллизации породообразующих минералов в содалитовых сиенитах следующий: нефелин - содалит I генерации - микроклин - эгирин - содалит II генерации (Власов и др., 1959). Интервал кристаллизации содалита очень продолжителен. Выделяется две генерации содалита (Власов и др., 1959). Ранний содалит I генерации кристаллизовался на

магматической стадии формирования пород, почти одновременно с нефелином. Содалит 2 генерации выделялся, по всей вероятности, на позднем автометасоматическом этапе и активно замещает ранее выделившиеся калиевые минералы (нефелин и микроклин).

По химическому составу содалитовые сиениты резко недосыщены кремниевой кислотой и содержат высокие концентрации натрия и хлора (см. таблицу).

На основании геологических исследований Поляков и Костецкая (1965) пришли к выводу о сингенетическом характере образования содалитовых тел и вмещающих их пород. Особенности химического состава содалитовых сиенитов (в частности, обогащенность хлором) позволили этим авторам высказать предположение о ликвационном генезисе этих образований.

(Гера-симовский и др., 1966)

Для построения физико-химической модели формирования содалитовых пород нами была исследована диаграмма состояния системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{NaCl}$ в области

Компоненты	Вес, %
SiO_2	45,59
TiO_2	1,03
ZrO_2	0,26
Al_2O_3	21,33
Fe_2O_3	6,66
FeO	0,78
MnO	0,23
MgO	0,74
CaO	0,90
Na_2O	14,17
K_2O	2,71
H_2O^+	1,76
H_2O^-	0,24
S	0,69
P_2O_5	0,14
Cl	0,27
Сумма	99,48

составов, приближающихся к природным объектам. Из всех систем типа силикат - соль наиболее широкие поля расслоения наблюдаются в силикатно-хлоридных системах. Котлова, Ольшанский и Цветков (1960) установили почти полную несмешимость жидкостей в системе SiO_2-NaCl . Позже нами было показано (Рябчиков, 1963), что поле расслоения продолжается от этого граничного разреза, охватывая значительную часть составов системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{NaCl}$. Взаимная растворимость алюмосиликатных и хлоридных расплавов в этой системе весьма низка. Это в частности относится к бинарному разрезу альбит-галит: силикатный расплав содержит при температурах $1100-1200^\circ$ в равновесии с хлоридным $2,5-3\%$ NaCl , а растворимость силикатов в хлоридном расплаве ниже предела чувствительности обычных методов анализа (Рябчиков, 1963; Koster van Groos, 1967). Проведенная серия опытов по оплавлению кристаллического альбита в присутствии расплава NaCl позволила установить температуру монотектического равновесия $Ab + L_1 + L_2 = 1090^\circ \pm 20^\circ \text{C}$.

Эти данные были использованы для построения диаграммы состояния разреза альбит-галит (рис. 1).

Для исследования разреза нефелин - хлорид натрия нами был поставлен ряд закалочных опытов в герметических условиях. В результате закалки состава $50\% \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 50\% \text{NaCl}$ (по весу), выдержанного 0,5 часа при 1550°C и $P = 600 \text{ кг/см}^2$, получен образец с четкими признаками расслоения в жидком состоянии - единая капля силикатного стекла в окружении галита (раскристаллизованный хлоридный расплав).

Анализ силикатной капли дал $2,2\%$ NaCl (по весу). Расчет понижения температуры плавления карнегиита в равновесии с расплавом хлористого натрия по методу, описанному в работе (Когарко, Рябчиков, 1969), дал величину 27°C .

На основании этих расчетов монотектическое равновесие (карнегиит + два расплава) системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{NaCl}$ показано на рис. 2 при температуре 1500°C . Размеры области расслоения на этой диаграмме определены на основании описанных выше закалочных опытов, а точка инконгруэнтного плавления содалита нанесена согласно данным Уэлмана (1968).

Учитывая, что растворимость хлорида натрия в алюмосиликатных расплавах весьма низка ($2-3\%$), а температуры плавления силикатов в присутствии хлоридного расплава понижаются не очень заметно (не свыше 50°), можно с достаточной степенью достоверности построить сводную диаграмму плавкости

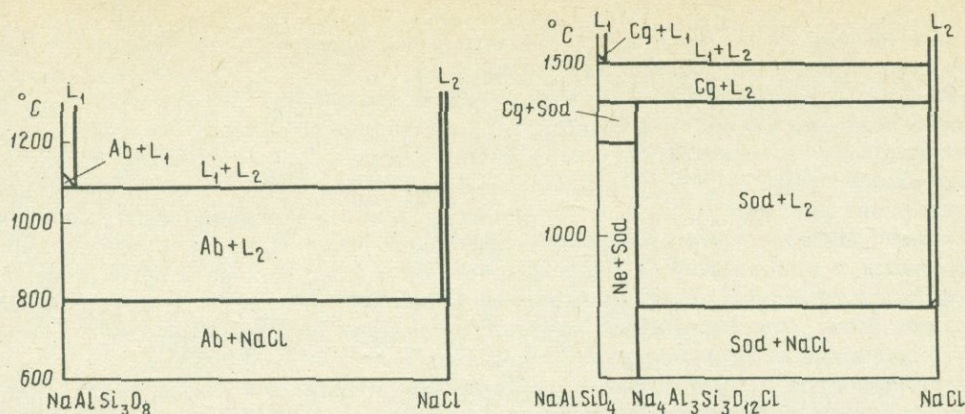


Рис. 1. Диаграмма состояния системы альбит-галит. Согласно Эйгстеру и Простке (Eugster, Prostka, 1960), ниже 865°C в данной системе образуется промежуточное соединение - мариалит. Однако, ни в наших опытах, ни в экспериментах других исследователей (Koster van Groos, 1966; Калинин, 1969) эта фаза синтезирована не была. Кроме того, мариалит отсутствует в щелочных породах, содержащих альбит и характеризующихся высокими концентрациями хлора. Очевидно, для окончательного решения вопроса о стабильности мариалита требуются дополнительные исследования, вследствие чего поле этого соединения не показано на данной диаграмме

Рис. 2. Диаграмма состояния системы нефелин-галит

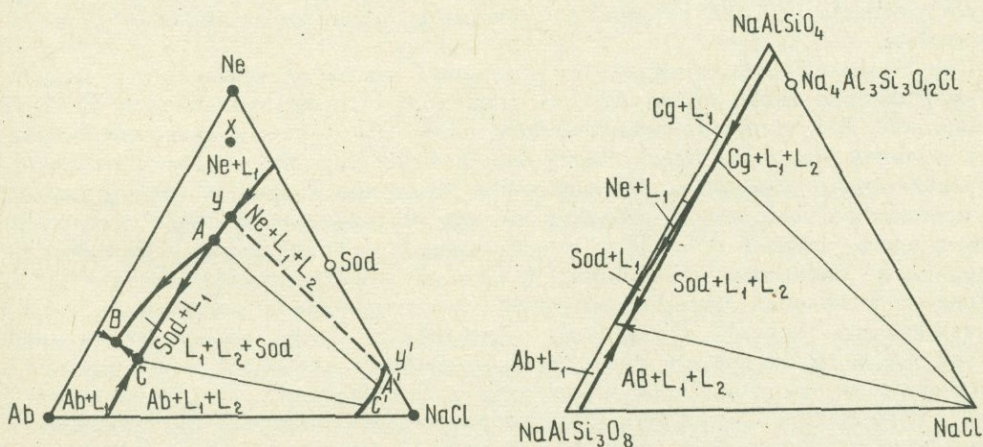
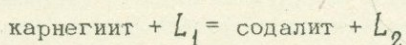


Рис. 3. Диаграмма состояния системы нефелин-альбит-галит

Рис. 4. Схематическое (немасштабное) изображение диаграммы состояния системы нефелин-альбит-галит

системы нефелин - альбит - галит (рис. 3). При ее построении учитывались результаты Уэлмана Wellman, 1968) по устойчивости содалита и величины активности NaCl в ассоциации содалит + нефелин, рассчитанные по данным того же автора. При этом предполагалось, что активность NaCl в алюмосиликатных расплавах пропорциональна его концентрации и изменяется от 0 (в граничной системе без NaCl) до 1 (на линии равновесия с хлоридным расплавом), на основании чего было рассчитано положение линии совместной кристаллизации содалита и нефелина в треугольнике составов.

Сравнивая полученные экспериментальные данные по растворимости хлора в алюмосиликатных расплавах с концентрациями Cl в содалитовых сиенитах (3–4%), можно сделать вывод, что составы этих пород должны попадать в поле равновесия двух жидких фаз. Однако, состав исходной нефелин-сиенитовой магмы аггаитовых комплексов, содержащей десятые доли процента хлора (Герасимовский, и др., 1966), не попадает в поле ликвидации, поэтому предположение о явлениях несмесимости в этой магме в докристаллизационный период мало вероятно. В ходе кристаллизации аггаитовых пород хлор не входит в ранние минералы и накапливается в остаточном расплаве. В ходе такого процесса создаются реальные условия для возникновения несмесимости в жидкой фазе. Проследим путь кристаллизации алюмосиликатного расплава (рис. 4), содержащего определенное количество NaCl и попадающего в поле $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, так как нефелин является первой фазой, появляющейся в ходе кристаллизации аггаитовых пород. После выделения определенного количества $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ состав расплава достигает точки Y , где начинается отделение богатой хлоридом второй жидкости (Y^1). В дальнейшем состав обеих жидкостей, находящихся в равновесии с кристаллами нефелина, изменяется вдоль линий YA и Y^1A^1 . Капли богатой хлоридом жидкости частично рассеиваются, а частично накапливаются в структурно-благоприятных участках магматической камеры и коалесцируют. В точке A происходит реакция



(L_2 — силикатный, а L_1 — богатый хлоридом расплав), в результате которой в большей части интрузива происходит исчезновение хлоридной жидкости, а вблизи скоплений последней будут израсходованы кристаллы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Содалит, формирующийся на этой стадии, должен иметь реакционные взаимоотношения с нефелином.

При дальнейшей кристаллизации в главной части системы состав магмы будет изменяться вдоль линии AB при одновременной кристаллизации $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и содалита, а в тройной эвтектической точке (B) к ним должен присоединиться и полевой шпат. На этой стадии выпадающий содалит является первично-магматическим минералом. Вблизи мест скопления хлоридной жидкости составы хлоридного расплава и соседних частей силикатного расплава должны изменяться вдоль линий A^1C^1 и AC с одновременной кристаллизацией первичного содалита из силикатного расплава. В точке C и C^1 происходит реакция $L_1 + L_2 = \text{содалит} + \text{полевой шпат}$, приводящая к израсходованию силикатного расплава в этих частях системы. Остаточная хлоридная жидкость должна характеризоваться чрезвычайно низкой вязкостью, она может выжиматься в трещины в затвердевшем интрузиве, удаляться в те части системы, где присутствует нефелин, и реакционно замещать его с образованием содалита II генерации. Эта схема, основанная на приблизительной фазовой диаграмме, согласуется с многими особенностями природных систем: с наличием содалитизации в экзоконтактных зонах содалитовых тел, присутствием первичного и метасоматического содалита в содалитовых сиенитах, формой тел содалитовых пород. Интересно отметить, что в минералах содалитовых сиенитов наблюдаются микровключения, представленные в основном галитом. Наши данные по распределению хлора и брома между пойкилитовыми содалитовыми сиенитами и вмещающими их люавритами (Ловозерский массив) подтверждают гипотезу о ведущей роли ликвидации в происхождении содалитовых пород. Согласно нашим экспериментальным данным (Когарко, Гуляева, 1965) бром в большей степени чем хлор накапливается в ликвидационно выделившемся солевом расплаве. Исследования показали падение отношения Cl/Br в содалитовых телах по сравнению с вмещающими их люавритами (Когарко, Гуляева, 1965).

Работа выполнена в лаборатории ГЕОХИ АН СССР и в лаборатории эксперимента при высоких давлениях и температурах ИГЕМ АН СССР.

Литература

- Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Изд-во "Наука", 1966.
- Калинин Д.В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнообразования. Изд-во "Наука". Новосибирск, 1969.
- Когарко Л.Н., Гуляева Л.И. Геохимия галогенов в щелочных породах на примере Ловозерского массива. - Геохимия, 1965, № 7.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Особенности дифференциации богатых летучими щелочных магм. - Геохимия, 1969, № 12.
- Котлова А.Г., Ольшанский Я.Н., Цветков А.И. Некоторые закономерности расчленения в двойных силикатных и боратных системах. Труды Ин-та геол. наук, 1960, № 42.
- Поляков А.И., Костецкая Е.В. Пойкилитовые содалитовые сиениты Ловозерского щелочного массива. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 6.
- Рябчиков И.Д. Экспериментальное изучение распределения щелочей между несмешивающимися силикатным и хлоридным расплавами. - Докл. АН СССР, 1963, 142.
- Eugster H.P., Prostka H.J. Synthetic scapolites. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1960, 71.
- Koster van Groos A.F. The effect of NaF, NaCl, and Na_2CO_3 on the phase relationships in selected joins of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at elevated temperatures and pressures. Ph.D. theses, Leiden Univ., 1966.
- Wellman T. Stability of sodalite in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$. - Amer. Geoph. Un. Trans., 1968, 49, N 1.

Л.Л.Перчук

ПРОБЛЕМЫ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ В ГЛУБИННЫХ ЗОНАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Эта проблема непосредственно связана не только с возможностями оценки Т-Р условий во внутренних зонах Земли, но и с химическим их строением и геохимическим режимом миграции основных породообразующих компонентов.

1. Химический состав земной коры и верхней мантии в настоящее время может быть в какой-то мере оценен до глубин порядка 150-200 км. Массовым петрохимическим опробованием охвачены различные срезы древних геосинклинальных областей и, в меньшей степени, современных океанических впадин. Произведены статистические оценки средних составов ряда древних щитов, дна океанов, субматериковых зон и коры в целом. Данные по химизму включений в кимберлитах и базальтах по-видимому дают представление о химизме глубоких частей коры и верхней мантии. На диаграммах рис. 1 видны закономерности которые вскрываются при анализе этих данных. Геохимический режим компонентов при дифференциации вещества Земли различен. Al_2O_3 , $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$, CaO , SiO_2 - наименее подвижны и их содержанием в каждой оболочке Земли определяются минеральный состав пород. Глиноземистость глубинной части коры, и дна океанов выдерживается на удивительно постоянном уровне, но кремнекислотность резко изменяется. Противоположные соотношения намечаются в верхней мантии. Однако, с переходом к оболочке С (ниже 400 км) глиноземистость должна падать почти до нуля, и слабо изменится $\text{SiO}_2:(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{Fe})\text{O}$.

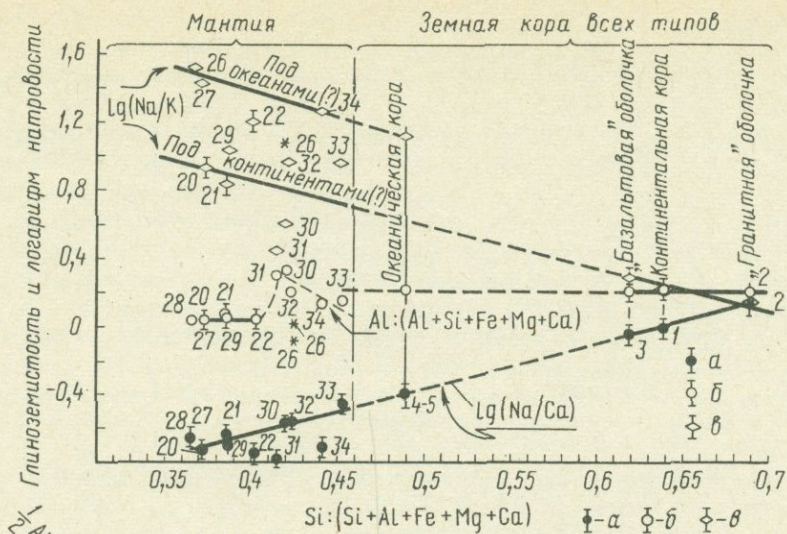


Рис. 1. Вариации химического состава земной коры и верхней мантии по данным усредненных анализов.

1 - континентальная кора; 2 - гранитная оболочка; 3 - базальтовая оболочка; 4 - базальтовая кора под океанами; 5 - океаническая кора в целом; 6 - литосфера. 1-6 - статистические данные Ронва и Ярошевского (1967). 11-14 - средний состав Канадского щита в целом, а также его протерозойских и архейских образований (Shaw a. oth., 1967; Fahrig a. Eade, 1958); 15 - средний состав Иенгрской серии Алданского щита (Кулиш и Ромашкин, 1968). 20-25 - вероятный статистический средний состав верхней мантии по данным различных авторов (Harris a. oth., 1968; Магницкий, 1965; Щербakov, 1968; Mason, 1966; Green a. Ringwood, 1963); 26 - силикатная фаза хондритов (Виноградов, 1961). 27 - преобладающий состав ультраосновных пород и 28 - оливиновые модули (среднее из 27 анализов) в базальтах (Harris a. oth., 1968). 29 - нодуль пиропового перидотита в кимберлитах (средний из 40, данные Б.Г.Лутца). 30 - гроспидит, средний из 10; 31 - кианитовый эклогит (средний из 5) и 32 - алмазоносный эклогит, (средний из 10), 30-32 - по данным Н.В.Соболева с сотр. (1969), а также Sobolev a.oth. (1968). 33 - обычный эклогит из включений в кимберлитовых трубках и из массивов эклогитов (средний из 7), наши данные. 34 - гиперстенный эклогит из кратера вулкана Солт-Лайк, Гавайи (Йодер и Тилли, 1965).

$a - lg(Na/Ca)$;

$b - \frac{Al}{Al + Si + Fe + Mg + Ca}$;

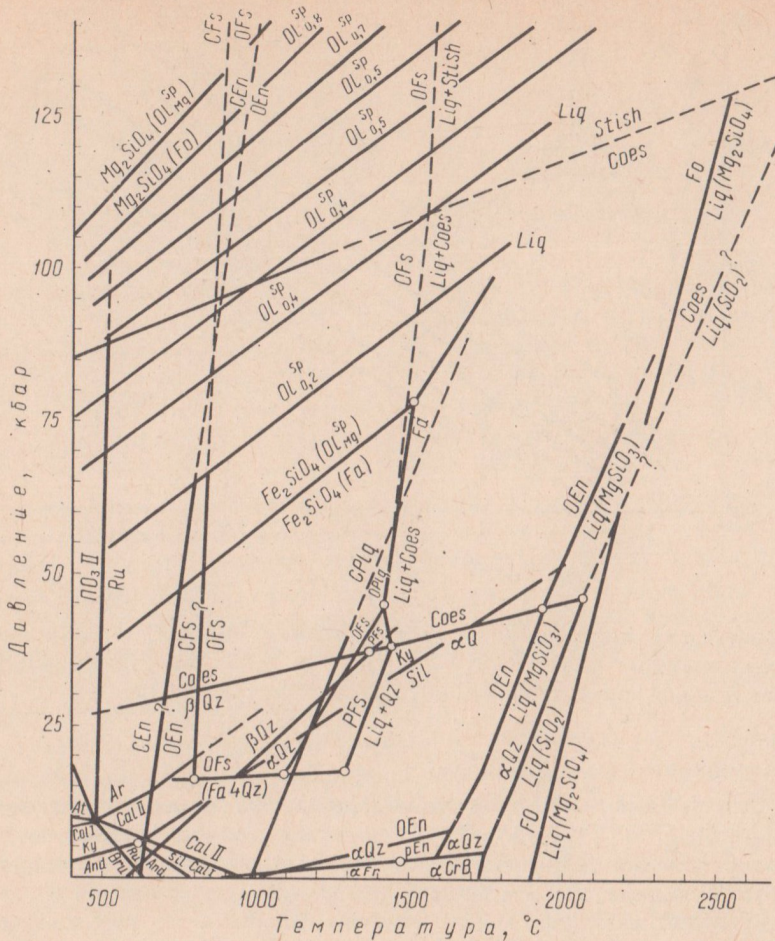


Рис. 2. Главнейшие фазовые переходы по экспериментальным данным (Островский, 1965; Akimoto a. Fujisawa, 1968; Boyd a. England 1963; 1965; Lindsley, 1965, 1966; Brown, 1967; Cohen a. Clement 1967; Dacheille a. oth., 1968; Boettcher a. Wyllie, 1968; Hsu, 1967 и др.), а также на основе расчетных и термобарометрических данных (Ahrens a. Syono, 1967; Перчук, 1968, 1970 и др.)

Уже одни эти закономерности свидетельствуют о преимущественно химической природе сейсмических границ.

Иным образом представляется режим щелочей. На петрохимической диаграмме видно, что относительная концентрация щелочей изменяется экспоненциально, вне зависимости от соотношения инертных компонентов. Это свидетельствует о их подвижном поведении, причем относительная активность их возрастает при снижении T и P от Na и K . Преимущественный вынос щелочей, (главным образом Na) осуществляется в растворенном состоянии потоками транспланетарных (сквозьмагматических – в понятии Д.С.Коржинского) флюидов. Их активностями во многом определяются минеральные парагенезисы во внешних зонах Земли.

II. Минеральные превращения, обусловленные влиянием T и P , можно разбить на три группы: 1) фазовые переходы, 2) реакции между минералами, определяющие границы минеральных фаций, 3) смещения равновесий минералов переменного состава в пределах этих фаций.

1. На рис. 2 представлена диаграмма полиморфных превращений минералов в пределах 2500 °C и 140 кб (глубины до ~500 км). Линии фазовых переходов на ней имеют три источника: эксперимент, термодинамические расчеты и тер-

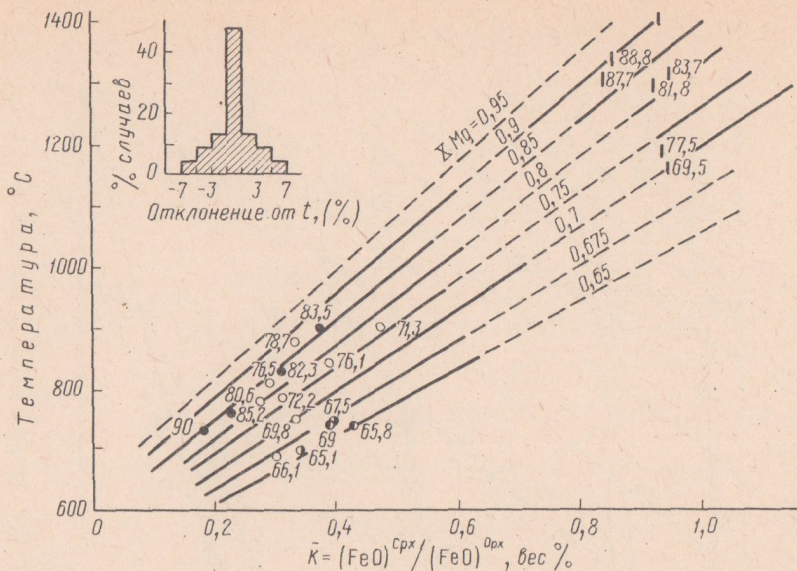


Рис. 3. Зависимость коэффициента распределения FeO (\bar{K}) в равновесии Орх + Срх от температуры и $\bar{X} = 0,5(X_{\text{Mg}}^{\text{Орх}} + X_{\text{Mg}}^{\text{Срх}}) \geq 0,65$. Вверху приведена статистика относительной точности — диаграмма (Перчук, 1971).

мометрия. Для петрологии и геофизики наибольший интерес представляют границы $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ и $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_4$. С ними в какой-то степени могут быть связаны возникновение сейсмических порогов и эпицентры землетрясений при переменности T вблизи зон глубинных разломов. Для познания условий метаморфизма огромное значение имеет система Al_2SiO_5 .

Линии фазовых переходов Al_2SiO_5 установлены на базе данных по минералогической термо-барометрии (рис. 2). Координаты тройной точки 620°C и 5,3 кбар.

Реакции между минералами, определяющие границы минеральных фаций до $P \approx 15$ кбар и $T \approx 900^\circ\text{C}$, обсуждены в докладе А.А.Маракушева. В целом, они удовлетворительно согласуются с данными термо-барометрии, хотя для гранулитовой фации есть расхождения в оценках T (до $50\text{--}70^\circ\text{C}$). Диаграмма минеральных фаций в области более высоких значений T и P пока еще преждевременны, т.к. данных недостаточно.

3. Оценки T - P условий минеральных равновесий в глубинных зонах коры и в верхней мантии связаны с определенными трудностями. И прежде всего с весьма ограниченной распространенностью водных Fe-Mg минералов. Их равновесия с безводными минералами отличаются значительными величинами ΔS обменных реакций, что послужило для разработки ряда геотермометров (Перчук, 1968). Они достаточно надежны лишь для глубинных низко- и среднетемпературных пород (в интервале $300\text{--}720^\circ\text{C}$). Для более высокотемпературных равновесий надежные диаграммы практически отсутствуют. Наилучший эффект влияния T на перераспределение Fe и Mg между безводными минералами известен для пары Орх + Срх. Но он осложняется влиянием ряда других параметров и г.о. — состава этих минералов. Причем на разных уровнях

$\bar{X}_{\text{Mg}} = 1/2 (X_{\text{Mg}}^{\text{Орх}} + X_{\text{Mg}}^{\text{Срх}})$ намечается своя зависимость $\bar{K} = (\text{FeO})^{\text{Срх}} / (\text{FeO})^{\text{Орх}}$ от T (см. рис. 3). Статистика показывает, что диаграмма рис. 3 обладает достаточно высокой точностью. Характерно, что значения \bar{K} в природных парагенезисах всегда ниже экспериментальных значений при $T \geq 1160^\circ\text{C}$ (Green & Ringwood, 1966; T. Green, 1969). Даже во включениях оливковых нодулей в базальтах и кимберлитах! Это свидетельствует о том, что T равновесий в нижней

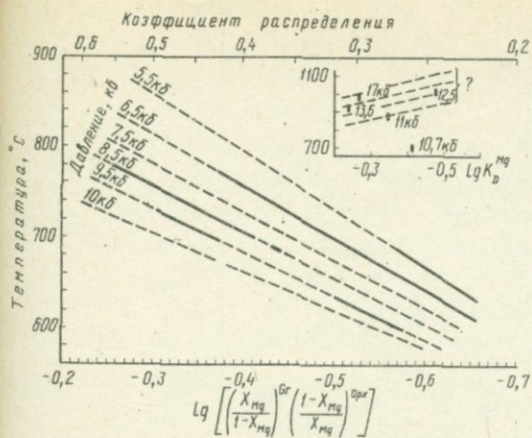


Рис. 4. Предварительная зависимость $\lg K_D^{Mg}$ в паре $Opx + Gr$ от T и P
 $X_{Mg} = Mg: (Fe + Mg + Mn)$.

части коры не превышает $900^{\circ}C$, а в верхней мантии $\pm 900-1200^{\circ}C$. Любопытно, что невысоки цифры равновесий в каменных метеоритах $\pm 800-900^{\circ}C$.

Диаграмма рис. 3, а также равновесие $Am + Crx + Gr \pm Bi$ использовались для дальнейшего усовершенствования зависимости $\lg K_D^{Mg}$ в паре $Opx - Gr$ от T и P (Перчук, 1967, 1968). Новый вариант этой зависимости представлен на рис. 4. Сравнительно надежные данные по ней можно получить лишь до $P \leq 10$ кбар. Оценка P по ней возможна лишь в парагенезисах $Opx + Gr \pm Crx \pm Am \pm Bi$, для которых разработаны термометры.

Особый интерес представляют данные по $T-P$ условиям равновесия Cor и Gr . Здесь известно два эффекта. Влияние T сказывается на перераспределении Fe и Mg между минералами (Перчук, 1968), а влияние P - на смещение равновесия в определенных парагенезисах (Соболев, 1961; Маракушев, 1965; Chinner, 1959). Зависимость $\lg K_D^{Mg}$ для обменного равновесия $Cor-Gr$ от T откалибрована на рис. 5 по $Bi-Gr$ термометру. Относительная точность калибровки $\pm 6\%$, а в 63% случаев $\pm 1\%$ от заданной температуры (см. гистограмму на рис. 5). Эта диаграмма наряду с $T-P$ зависимостями полиморфизма Al_2-Si-O_5 (рис. 2) и

$\lg K_D^{Mg}$ для равновесия $Gr-Opx$ (рис. 4) послужила основой для калибровки $Cor-Gr$ барометра, предложенного В.С.Соболевым (1961). Диаграмма состояния этой системы представлена на (рис. 6). Кривые солидуса намечены для парагенезисов $Cor + Gr + Qz \pm Al_2SiO_5 \pm Opx$, а также для равновесий с Sap и Ged (Sum). Согласно этой диаграмме парагенезисы Cor с Opx и Gr устойчивы в пределах 7-10,5 кбар при $T \geq 700^{\circ}C$. При более высоком давлении $Cor \pm Gr$ не устойчивы: возникает парагенезис $Opx_{Al} + Sil(Ky) + Qz$. В парагенезисе с Sap эти минералы реагируют при $P = 15-13$ кбар с образованием пиропа. Парагенезис

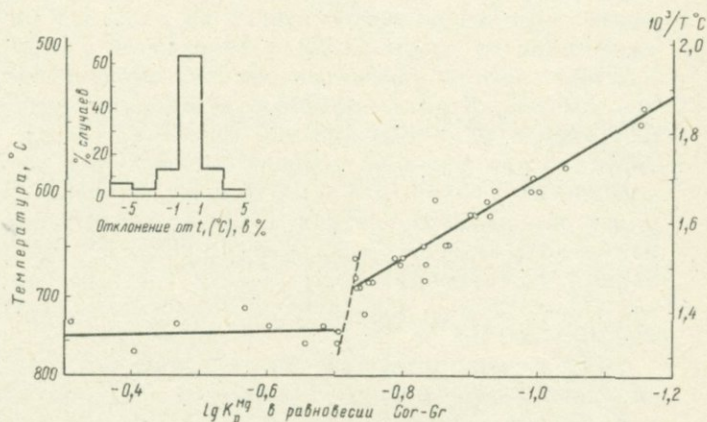


Рис. 5. Зависимость $\lg K_D^{Mg}$ и ΔG в равновесии $Cor + Gr$ от температуры. Излом прямых соответствует фазовому переходу в Cor Точка по данным: Перчук (1970); и др.

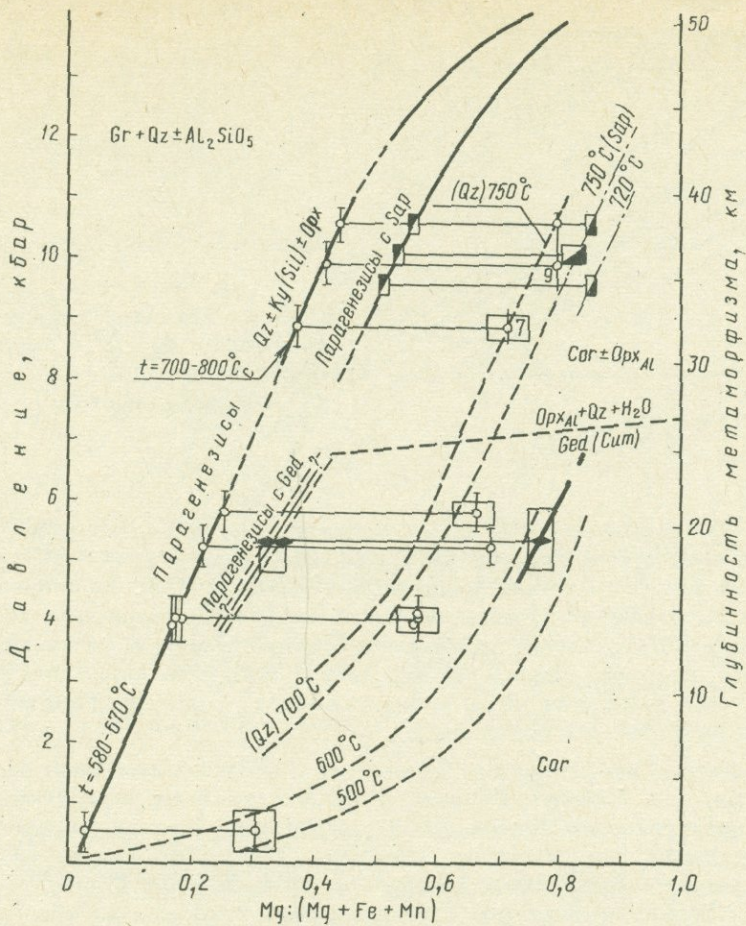


Рис. 6. Предварительная диаграмма состав-давление для парагенезиса $Cor + Gr$ в породах, бедных кальцием

$Pyr_{Fe} + En_{Al}$ обычен в глубинных породах (эклогиты, гранатые перидотиты и т.п.) С ростом P глиноземистость En снижается и Gr обогащается компонентом $MgSiO_3$. Диаграмма состояния этой системы представлена на рис. 7. Она рассчитана на основе экспериментальных данных. Для расчета нижней ветви субсолидуса приняты данные Бойда и Ингленда (1968). При расчете допусклась линейность связи T и P для линий постоянной глиноземистости En . Верхняя ветвь субсолидуса основывается на данных Рингвуда (Ringwood 1967) по синтезу твердого раствора Gr , содержащего En . При выводе допусклась линейная зависимость параметра решетки этого граната (Rin - фаза Рингвуда) от его состава. Крутые изгибы верхней ветви субсолидуса на рис. 7 объясняются переходами $QEn - CEn$ (95-100 кбар при $900^\circ C$). Эта диаграмма имеет важное значение для познания условий минеральных равновесий на больших глубинах (до 800 км зоны В и С - по модели Буллена). Парагенетический анализ минералов переменного состава с помощью диаграмм фазового соответствия позволят решать многие вопросы петрологии и геофизики. В частности, это единственный достоверный способ оценки $T-P$ градиента - фундаментальной проблемы физики Земли. Уже сейчас можно наметить температурную кривую до глубин 150-200 км.

Перед рассмотренным направлением стоит множество сложных задач. Прежде всего - это создание термометров и барометров на базе новых эффектов, а также экспериментальное и теоретическое усовершенствование уже имеющих-

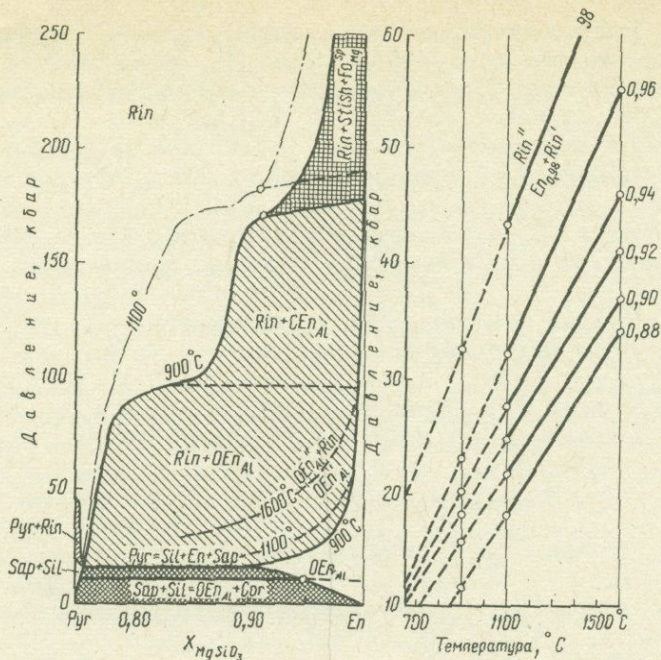


Рис. 7. Приближенная диаграмма состояния системы $MgSiO_3-Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ при сверхвысоком давлении, выведенная на основе экспериментальных данных (Ringwood, 1967; Бойд и Ингланд, 1963)

ся диаграмм. Это послужит основой для вывода T-P диаграммы минеральных фаций глубинных пород.

Символы минералов использованные в статье: Am - амфибол; And - андалузит, Ar - арагонит, At - анатаз, Bi - биотит, Bru - брукит, Cal - кальцит, Coes - коэсит, Cor - кордиерит, Crx-Ca - пироксен, Crb - кристобеллит, Csm - куммингтонит, En - энстатит, Fa - фаялит, Fa^{Sp} - кубический Fa, Fo - форстерит, Fo^{Sp} - кубический Fo, Fs - ферросилит, Ged - жедрит, Gr - гранат, Ky - кианит, Liq - расплав, Ol - оливин, Ol^{Sp}_{0,7} - кубический Ol и его магнезиальность, Orx - ортопироксен, Qz - кварц, Piq - пижонит, Ru - рутил, Sap - сапфирир, Sil - sillиманит, Sp - шпинель, Stish - стишовит, Tr - тридимит, Rin - "гранат Рингвуда".

Буква "О" перед индексом - орто, "С" - клино (например, CEн - клиноэнстатит).

Литература

- Бойд Ф.Р., Ингланд Дж.Л. Переход кварц-коэсит. - В сб. "Вопросы теоретической и эксперим. петрологии". ИЛ, 1963.
- Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. - Геохимия, 1961, № 1.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во "Недра", 1965.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во "Наука", 1965.
- Йодер Х.С., Тилли С.Э. Экологиты. - В кн. "Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии". ИЛ, 1963.
- Кулиш Е.А., Ромашкин А.И. Химический состав иенгрской серии алданского архея и продуктов ее гранитизации. - Докл. АН СССР, 1968, 181, № 4.

- Островский И.А. Экспериментальное определение положения кривой фазового равновесия коусит-стишовит. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.
- Перчук Л.Л. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эколлитов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 11.
- Перчук Л.Л. Принцип влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. Изд-во "Наука", 1970.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. - Геохимия, 1967, № 11.
- Соболев В.С. О давлении при процессах метаморфизма. - В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т.1. Изд-во АН СССР, 1961.
- Соболев Н.В., Пустышцев В.И., Кузнецова И.К., Харьков А.Д. Новые данные по минералогии алмазоносных эколлитов из трубки "Мир" (Якутия). - Геол. и геофиз., 1969, № 3.
- Щербаков Ю.Г. К расчету состава глубинных зон Земли. - Докл. АН СССР, 1968, 183, № 6.
- Ahrens Th.S., Syono Y. Calculated mineral reactions in the earth's mantle. j. - Geoph. Res., 1967, 72, N 16.
- Akimoto S., Fujisawa H. Olivino-spinel solid solution equilibria. - J.Geophys. Res., 1968, 73, N 4.
- Boettcher A.L., Wyllie P.J. The calcite-aragonite transition measured in the system CaO-CO₂-H₂O. - J.Geol., 1968, 76, N 3.
- Boyd F.R., England J.L. Effect of pressure on the melting of enstatite. - Ann. Rep. Direct. Geoph. Labor. Carn. Inst. Wash.Y., 1963, 62.
- Boyd F.R., England J.L. The rhombic enstatite-clinoenstatite inversion. Annual Rep. Direc. Geoph. Lab. Carn. Inst. Wash.Y., 1965, 64.
- Brown G.M. Experimental studies on inversion relations in natural pigeonitic pyroxenes. - Ann. Rep. Direct. Geoph. Lab. Carnegie. Inst. Y., 1967, 66.
- Chinner G.A. Garnet-cordierite parageneses. - Ann. Rep. Director Geophys. Laboratory Carnegie Inst. Washington, Year Book 58, 1959.
- Cohen L.H., Klement W. High-low quartz inversion: determination to 35 kilobars. - J. Geoph. Res., 1967, 72, N 16.
- Dachille F., Simons P.Y., Roy R. Pressure-temperature studies of anatase, brookite, rutile and TiO₂-II. - Amer. Min., 1968, N 11-12.
- Fahrig W.F., Eade K.E. The chemical evolution of the Canadian shield. - Canad. J. Earth. Sci., 1968, 5, N 5.
- Gorbatshev R. Distribution of elements between cordierite, biotite and garnet. N.J.Min.Abh., 1968, 110, H.1.
- Green D.H., Ringwood A.E. Mineral assemblages in a model mantle composition. - J. Geoph. Res., 1963, 68, N 3.
- Green D.H., Ringwood A.E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. In book. "Petrology of upper mantle". Department of Geoph. and Geoch. Austral. National Univers. Public, 1966, N 444.
- Green T.H. High-pressure experimental studies on the origin of anorthosite. - Canad. J. Earth. Sci., 1969, 6, N 3.
- Harris P.G., Reay A., White J.G. Chemical composition of the upper mantle. - J. Geoph. Res., 1967, 72, N 24.
- Hsu L.S. Melting of fayalite up to 40 kb. - J. Geoph. Res., 1967, 72.

ЭНЕРГЕТИКА ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОСНОВНЫХ МАГМ

Мы знаем, что магмы существуют в Земле не извечно и, следовательно возникают в определенные моменты и в определенных участках. Твердая и значительно разогретая Земля может создать магматическую жидкость в случае, если плавление будет облегчено одним из следующих способов: 1) значительно упадет давление, 2) добавятся летучие или 3) повысится температура. Первый путь на глубинах, где зарождается магма, маловероятен, т.к. там не может образоваться полость, а появление зоны низкого давления по механизму типа предложенного Аффеном (Uffen, 1959) явление слишком кратковременное, чтобы развился очаг. Второй путь вероятно возможен, но опять — таки маловероятен. Если бы магма возникала в результате сильного обогащения летучими, она сама неминуемо была бы обогащена ими. Между тем, как уже приходилось отмечать (Шейнманн, 1969), нет сколько-нибудь серьезных оснований ожидать на глубине в магмах значительных количеств воды. Поэтому наиболее реалиен третий путь, и следует искать причины местных и временных разогревов в мантии.

Исходя из того, что основной причиной появления магм в мантии оказывается привнос тепла, а падение давления и добавление летучих играют малую роль, мы имеем право, в общем, пренебречь влиянием последних факторов и для подавляющего большинства случаев учитывать только главный. Для подсчета энергии необходимо наметить такое состояние глубин, которое можно было бы считать нормальным. Тогда энергия образования магмы окажется равной сумме количества тепла, разогревшего вещество до температуры плавления (сверх "нормальной") + скрытая теплота плавления. В качестве нормальных температур мы можем использовать только кривые, приводимые разными авторами. Вопрос еще далек от полного решения, но для первой прикидки данных достаточно. Для нашей цели желательно взять такие кривые изменения T с глубиной которые учитывают: а) "нормальные" температуры, без дополнительного разогрева, б) существенное различие температур между океаническими и материковыми областями. Кроме того, кривые должны быть возможно детализированы для верхних горизонтов Земли. Из опубликованных наиболее подходят с этой точки зрения кривые Кларка и Рингвуда (Clark, Ringwood, 1964). Их мы и используем (рис. 1). Следует только помнить, что многое может измениться и нельзя к нашим подсчетам подходить иначе, как к первой

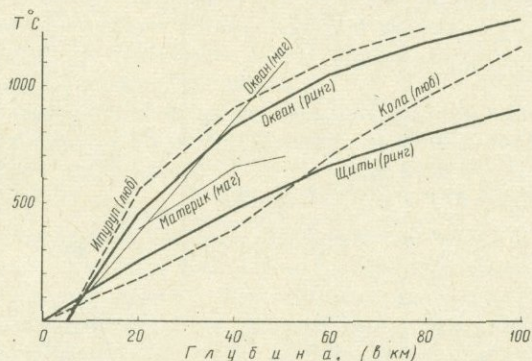


Рис. 1. Температурные кривые.

Температуры под океаном: (ринг) по С.Кларку и А.Рингвуду (1964) (маг) по В.А.Магницкому (1965); под океаном район о-ва Итуруп; Итуруп (люб) по Е.А.Любимовой (1968). Температуры под шитами: шиты (ринг) по С.Кларку и А.Рингвуду (1964); под материками: материк (маг) по В.А.Магницкому (1965); под Кольским полуостровом, район Печенгки; Кола (люб) по Е.А.Любимовой (1968)

Таблица 1

	Давление, кбар	T _{пл} , °C	Источник
А. Сухое вещество			
Андезит	9-10	1220	Грин, Рингвуд, 1968
"	(18)*	(1270)	"
"	(27)	(1335)	"
Андезито-базальт	18	1305	"
"	(27)	1400	"
Кварцевый толеит высокоглиноземистый	18	1305	"
То же	(27)	(1445)	"
Оливиновый базальт	9-10	1280	"
То же	18	1340	"
"	(27)	(1470)	"
Щелочной оливиновый базальт	13,5	1295	"
То же	18	1330	"
"	(27)	(1435)	"
Оливиновый толеит	(9-10)	(1365)	"
То же	18	1430	"
"	22,5	1445	"
"	27	1500	"
Пикрит	(18)	(1440)	"
Оливиновый нефелинит	(18)	(1410)	Baltitude, Green, 1967
Пикрит-нефелинит	(18)	(1470)	"
Б. Влажное вещество (до 2% воды)			
Андезито-базальт	5	1200	Геншафт и др., 1967, 1969
"	18	1235?	"
"	(25)	(1250?)	То же
Толеит	(5)	(1210)	"
"	(18)	1300	"
Щелочной базальт	(5)	(1150)	"
То же	9-10	1200	"
"	20	1175	"
"	(25)	(1250)	"
Оливиновый толеит	(5)	(1230)	"
Пикрит	(5)	(1300)	"
"	18	1400	"
"	25	1450	"
В. Воды много (около 5-6%)			
Андезито-базальт	9-10	960	Грин, Рингвуд, (1968)
Кварцевый толеит	9-10	1100	То же
Оливиновый нефелинит	(18)	(1250)	"
То же	30	1370	"
Пикрит-нефелинит	(18)	(1300)	Baltitude, Green, (1967)
"	30	1420	То же

* Приближенные значения.

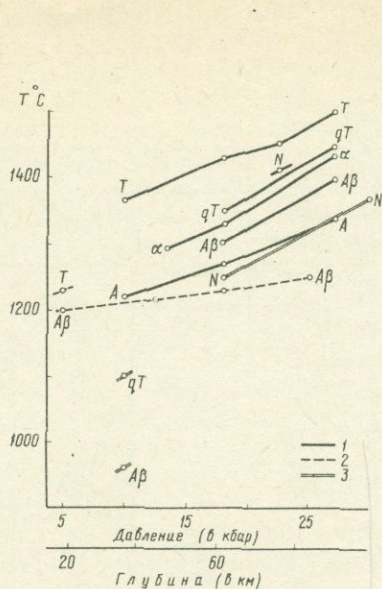


Рис. 2. Температуры образования магм

1. Сухое вещество; 2. Воды до 2%. 3. Воды много (5-6%). Т - оливиновый толеит, qТ - кварцевый высокоглиноземистый толеит Ab - андезито-базальт; А - андезит; α - щелочной оливиновый базальт; N - оливиновый нефелинит

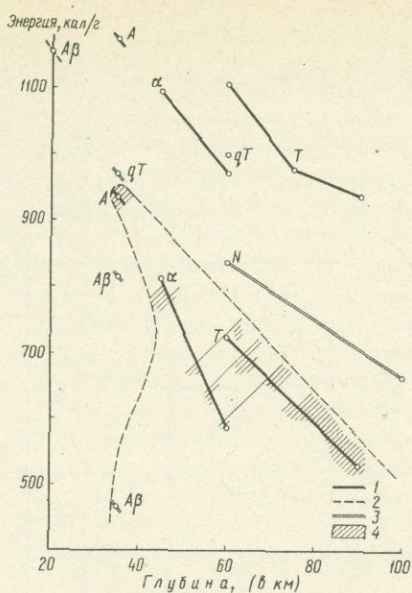


Рис. 3. Энергия магмообразования

1. Сухое вещество. 2. Воды до 2%. 3. Воды много (5%). 4. Океанические магмы; Т - оливиновый толеит; qТ - кварцевый толеит оливиновый; Ab - андезито-базальт; А - андезит; α - измененный оливиновый базальт; N - оливиновый нефелинит

прикидке. В частности, может возникнуть сомнение в различии температур под океаном и материком (Gast, 1968). Однако, даже если оно окажется заметно меньше, смысл наших выводов не изменится. В качестве первого приближения мы можем использовать полученные таким путем цифры.

Следующий шаг - подсчет энергии, необходимой для разогрева единицы вещества от "нормальной" температуры до точки плавления. Для этого используем данные о теплоемкости минералов и изменении ее с давлением (Берч и др. 1949). Температуру плавления магм берем из данных опубликованных опытов (табл. 1). Они показаны на рис. 2.

Вторым слагаемым определяющим энергию возникновения магмы является скрытая теплота плавления, которая почти всегда много меньше теплоты разогрева (взята из таблиц Берча). В статье приводятся данные только по главным магмам.

Результатом сопоставления данных является табл. 2 и рис. 3, показывающие, что энергия сильно меняется при смене вещества, давления и геологической обстановки (океаны, материки). При прочих равных условиях наиболее энергоемки сухие основные магмы толеитового ряда. Энергия растет вместе с основностью магмы. Однако из этого нельзя делать вывод, что более кислые вещества легче переходят в магму и должны появляться чаще основных. Этому противодействует влияние давления и, особенно сильно, количество выплавляемой жидкости. Так выплавление андезитовой магмы на глубине много "экономичней", чем оливин-толеитовой. Но при больших давлениях андезитовой жидкости получается столь мало, что она не сможет выйти из интерстиций и создать магму. При малых же давлениях, особенно при большом количестве воды, именно андезитовая магма окажется преобладающей даже при прямом

Энергия образования магм (в кал/гр)

Глубина и влажность	Щиты			Океаны		
	Разогрев	Плавление	Вся энергия	Разогрев	Плавление	Вся энергия
без воды						
35 км						
Андезит	1090	85	1175	850	85	935
45 км						
Щелочной оливиновый базальт	1000	95	1095	720	95	815
60 км						
Кварцевый базальт	895	100	995	570	100	670
Щелочной оливиновый базальт	870	100	970	485	100	585
Оливиновый толеит	1000	110	1110	615	110	725
Пикрит	1010	110	1120	630	110	740
90 км						
Оливиновый толеит	815	115	930	405	115	530
Воды - 2%						
20 км						
Андезито-базальт	1200	90	1290	1065	90	1155
Воды много (5%)						
35 км						
Андезито-базальт	725	90	815	375	90	465
Кварцевый толеит	875	95	970	640	95	735
100 км						
Оливиновый нефелинит	570	110	665	90	110	200

выплавлении из мантийного вещества. Это еще явственней при появлении в качестве промежуточного кислого толеита.

При смене оливин-толеитовой жидкости щелочно-базальтовой "экономия" энергии примерно та же и вопрос сводится к тому, при каком давлении происходит процесс. Андезиты характерны для малых давлений, щелочные базальты для более высоких, но не столь высоких, как для основных толеитов. Для щелочного базальта процесс выплавления облегчается присутствием воды, но ее для этого нужно не очень много.

Анализ обстановки, в которой происходит рождение перечисленных магм показывает, что толеитовые расплавы чаще всего сухие (хотя отметим, что вопрос о зарождении их в присутствии воды еще недостаточно исследован). Для перехода их в щелочно-базальтовые или андезитовые нужны остановка в подъеме магмы на соответствующем уровне и присутствие воды. На средних глубинах, как в случае кристаллизационной дифференциации, так и прямого выплавления из мантии, наиболее вероятна щелочно-базальтовая магма, т.к. она требует меньше энергии, чем толеитовая. Выше она заменяется высокоглиноземистыми толеитами, а на малых глубинах толеитовый расплав переходит в андезиты, освобождая значительную энергию. Однако, для этого нужно много воды и остановка в подъеме первичной магмы. Эти пока что только намечающиеся закономерности позволяют довольно много понять в характере глубинных условий под различными тектоническими зонами.

Отметим, что все предлагаемые кривые для изменения температуры с глубиной показывают, что на более значительных глубинах в мантии нужен меньший предварительный разогрев для достижения температуры плавления. Поэтому энергия образования магмы растет по мере подъема к поверхности Земли.

Легко видеть, что, хотя при равных давлениях андезит требует меньше энергии, чем оливиновый толеит и для выплавления первого на малых глубинах требуется много больше тепла, чем второго на значительной глубине (рис. 3) Следовательно, появлению андезита внутри коры препятствует прежде всего необходимость затраты огромной энергии, намного большей энергии магмообразования траппов или базальтов типа эфиопских. Это делает зарождение андезитов внутри коры исключительным, если вообще возможным, явлением.

При определении энергетических потребностей приходится учитывать условия, в которых возникают магмы. Так для траппов характерно, по-видимому, практическое отсутствие воды. В противном случае в условиях вторичных неглубоких камер, где располагаются трапповые интрузии, должны бы часто быть породы андезитового состава, между тем тут нечасты даже кварц-толеитовые. То же относится к базальтам океанов. Для базальтов с щелочным уклоном вероятно присутствие ограниченных, а может быть и значительных количеств воды. Наконец, щелочно-ультраосновные расплавы появляются, по-видимому, только при значительном содержании воды и только при больших давлениях.

Помня об этом, мы можем сопоставить энергии появления разных магм. Оказывается (табл. 3 и рис. 3), что при появлении оливин-толеитовой магмы

Таблица 3

Сопоставление энергии магмообразования для основных магм

Магмы	Глубина в км	Разность энергий, кал/гр/
Оливиновые толеиты континентов; они же океанов, сухие	60	+385
То же	90-60	+300
Оливиновый толеит - щелочной базальт континентов, сухой	60-45	+10 до -30
Оливиновый толеит сухой - щелочной базальт континентов, влажный ,	70	+300 и более
Оливиновый толеит сухой - оливиновый нефелинит, влажный	60	До +260
То же	60-100	До +900

требуется значительно больше тепла, чем для щелочного базальта (разница до 300 и больше кал/гр, если щелочной базальт влажный). Различие в случае пары оливиновый толеит-оливиновый нефелинит еще больше (от 250 кал/гр при равной глубине, до 900 кал/гр в типичном случае, когда нефелинитовый очаг много глубже толеитового). Такие соотношения позволяют утверждать, что из трех наиболее обычных материковых магм толеитовая самая энергоемкая, щелочно-базальтовая занимает промежуточное положение и щелочно-ультраосновная наименее энергоемка. Было бы логично ожидать, что такое распределение соответствует и распределению тектонической активности на материках, вне активных складчатых зон. Соответственно, максимальной тектонической активностью должны были бы обладать трапповые области, а области щелочных базальтов характеризовались бы более спокойной обстановкой. Этот вывод очень существенен, поскольку энергия образования магм определяется сейчас гораздо строже тектонической. Поэтому мы должны были бы ожидать, что прилив эндогенной энергии под трапповыми областями был значительно большим, чем под областями рифтов, где вовсе неизвестны толеиты. Иными словами, на материках система срединных хребтов далеко не столь активна, как можно было бы думать. К несчастью, полное отсутствие данных о количестве лав за определенный период на срединных океанических хребтах не позволяет сравнить энергию магмообразования в них с материками.

Щелочно-ультраосновные магмы оказываются наименее энергоемкими и несомненно характеризуют области очень малой активности, немного превышаю-

шей "нормальный" неактивный фон. Это участки наименьшего разогрева глубин в пределах магматических областей и одновременно участки аномально высокого обводнения. Такой характеристике соответствует распределение магматических очагов этого типа — часто около окраин трапповых полей, в других случаях вообще вне областей большого магматизма. Наличие многочисленных тел оливин-нефелинитовой магмы в пределах Восточно-Африканских рифтов еще раз подчеркивает низкий энергетический уровень этой области.

Существенны данные сравнения энергии образования магм на материках и океанах (табл. 3, рис. 3). Значительный первичный разогрев глубин под океанами ведет к тому, что для появления магмы здесь требуется меньше энергии, чем под материком. Для оливиновых толеитов — наиболее характерной магмы океана — эта разница при равной глубине очагов приближается к 400 кал/гр, и даже если учесть, что очаги толеитов под материком несколько глубже, чем под океаном, составит примерно 300 кал/гр. Практически это означает, что оливиновый нефеленит смог бы выделиться на глубине около 100 км уже при разогреве несколько меньшем 100°C , а поскольку местные разогревы в мантии, как правило, значительно больше (этому учат нас столь распространенные очаги основной толеитовой магмы), стадия выплавки щелочных жидкостей под океаном в короткое время перекрывается и образуются очаги более энергоемких толеитовых магм. Поэтому так мало вероятности встретить в океанах щелочно-ультраосновную магму и даже магму щелочных базальтов. В этих условиях должны образовываться очаги толеитовых магм, что и соответствует геологическим наблюдениям.

В нескольких словах остановимся на особенностях геосинклиналичного вулканизма. Отсутствие нужных данных в этом отношении не позволяет пока сравнить геосинклинали с вулканизмом срединных океанических хребтов, но сравнение с вулканизмом материков возможно. Основными отличиями в этом случае являются огромная площадь геосинклиналей и большое распространение магматических явлений по вертикали, поскольку магма геосинклиналей появляется на глубинах в первые сотни километров. Большая длительность процесса в геосинклиналиях указывает на длительный привнос тепла. Это позволило автору подсчитать, что за длительный период суммарная энергия магматической деятельности в геосинклиналиях раз в 50 больше, чем под всеми другими магматическими полями материков.

До сих пор мы пытались разобраться в том, какова энергия образования магмы в различных условиях. Основой являлись данные эксперимента и геологических наблюдений. Как изменятся наши цифры впоследствии сказать трудно. Новые данные сможет дать прежде всего эксперимент. Еще раз оговоримся, что делается только первая прикидка и на точность она не претендует. Но и при такой прикидке трудно обойти вопрос о том, где источники энергии и как она поступает к месту будущего очага. Магма появляется в результате местного разогрева в районе очага. Такой разогрев можно объяснить как результат либо узколокального притока тепла, возникающего в определенный момент (например, в результате трения при дифференциальных подвижках масс, либо как результат возникновения горячей струи "флюидов", либо подъема из глубины сильно нагретой массы. Очень трудно искать источник разогрева во всеземном тепловом потоке или во всеземной механике (напр. приливная волна, замедление вращения Земли и т.д.), т.к. такого рода причины имеют всеземное действие и для нашей проблемы неинтересны. Тепло от трения или перенесенное флюидами может иметь какое-то значение, но объяснить им все маглообразование невозможно. Мощные магматические явления чаще всего сопровождаются скромными тектоническими явлениями. Даже в геосинклиналиях механическая энергия, по-видимому, намного меньше, чем тепловая. Существует перенос газами, но и его роль в образовании магм весьма ограничена.

Главным источником энергии маглообразования надо считать тепло, приносимое всплывающими из глубины массами. Астенолитовая гипотеза Виллисов, обновленная у нас В.В. Белоусовым (1966) как будто может дать ответ на вопрос, но тогда приходится принимать, что существует известная неравномер-

ность в разогреве недр, связанная с неравномерным распределением в мантии генерирующих тепло веществ. Процесс возникновения астенолитов приурочивается к астеносфере, поскольку именно здесь может легче всего появиться полурасплавленное или нацело расплавленное вещество. Иными словами, астенолитовая гипотеза в ее современном виде сводит причины возникновения магмы к ее плавлению.

По-видимому, искать причину возникновения астенолитов надо искать где-то глубже. В этом отношении особый интерес вызывает гипотеза Е.В.Артюшкова (1968) о разделении первичного вещества Земли около границы мантии и ядра. По Е.В.Артюшкову, массы отделившегося более легкого вещества всплывают в верхнюю мантию и несут с собой огромные количества, как механической, так и тепловой энергии. Проникновение таких масс в горизонты, где возможно плавление, вызывало бы образование очагов и большой прогрев окружающего вещества. Гипотеза хорошо разрешает проблемы об источниках энергии магмообразования, местного разогрева и о согласованности тектонических и магматических процессов на Земле.

Отметим еще в заключение, что можно построить такую схему дифференциации вещества в Земле. Первым был бы наиболее глубокий пояс. В его пределах первичное вещество Земли разделяется, если мы примем гипотезу Артюшкова, или разделялось раньше на вещество ядра и легкие силикаты. При этом происходит своеобразное магмообразование, но магма эта тяжелей исходного вещества и уходит вниз, образуя внешнее ядро Земли. Привычных нам легких магм здесь не образуется и легкий дифференциат всплывает в твердом виде. Мы не знаем зоны подобной дифференциации выше, в мантии, вплоть до астеносферы, где заканчивается подъем легкого дифференциата. Возникающая возможность частичного плавления приводит к появлению второй зоны дифференциации, в которой вещество верхней мантии разделяется на легкий силикатный расплав (преимущественно, очень основные толеиты) и тяжелый кристаллический ультраосновной остаток. Т.е. второй пояс дифференциации это область зарождения привычных нам магм. Он охватывает вероятно всю астеносферу и частично низы литосферы. Возрастание потребной для плавления энергии подъема ставит предел возможному расширению пояса вверх.

Наконец, еще выше, после перерыва в десятки км появляется третий пояс дифференциации — приповерхностный. Он характеризуется новым разделением на легкое и тяжелое вещество. Исходным материалом является в этом случае легкий дифференциат второго, астеносферного пояса. Разделение происходит как в результате магматического процесса (кислые магмы) и метаморфизма, так и путем растворения и переноса водой на поверхности.

Легко видеть, что как пространственно, так и по составу исходного вещества и характеру процессов все три зоны обособлены. Приповерхностная давно и детально изучалась геологами, геофизиками и геохимиками; изучение второй стоит сейчас в порядке дня; глубинная может сейчас только намечаться. Все о чем говорилось в этой статье, является только попыткой разобраться в некоторых сторонах процесса дифференциации во второй зоне.

Литература

- Артюшков Е.В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. — Физика Земли, 1968, № 9.
- Белоусов В.В. Земная кора и мантия материков. Изд-во "Наука", 1966.
- Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ, 1949.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Поведение Щелочно-го базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур. Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 6.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Шейнманн Ю.М., Рябинин Ю.Н. Плавление пород известково-щелочной серии при высоких давлениях и температурах при $P_{H_2O} - P_{нагр.}$ — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 3.

- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. Изд-во "Мир", 1968.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. Изд-во "Наука", 1968.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во "Недра", 1965.
- Шейнманн Ю.М. Заметки о развитии магм. - Сов. геология, 1969, № 1.
- Шейнманн Ю.М. Об энергетике некоторых глубинных процессов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5.
- Balitude R.H., Green D.H. Experimental Study at High Pressures on the Origin of Olivine-Nephelinite and Nepheline-Melilitite Nephelinite Magmas. Earth a. Plan. Sci. Letters, 1967, 3.
- Clark S.P., Ringwood A.E. Density Distribution and constitution of the Mantle. - Res. Geophys., 1964, 2.
- Gast P.W. Upper Mantle Chemistry and Evolution of the Earth Crust. "The History of the Earth's Crust", Princet. Univ. Press, 1968.
- Uffen R.J. On the origin of Rock Magma. Journ. Geophys. Res., 1959, 64, N 1.

А.А.Кадик, А.А.Ярошевский

О ФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ МАГМАТИЗМА

Исследование физических условий зонного плавления мантии и его геохимических особенностей (Виноградов, 1959; Виноградов, Ярошевский, 1965; Ярошевский 1964, 1965, 1968), а также изучение условий и характера тепло-массо-переноса и тепло-массо-обмена в магматических массах большой радиальной протяженности (Кадик, Хитаров, 1965, 1966, 1968) позволили сформулировать ряд физических положений, которые могут быть положены в основу анализа общих закономерностей магматического процесса. Построенные на основании этих идей представления не исчерпывают всех сторон и механизмов магматического процесса. Тем не менее мы попытались построить общую концепцию, значение которой определяется двумя моментами: во-первых, основные положения этой концепции являются новыми, ранее не привлекавшими к себе внимания и не учитывавшимися в петрологических построениях, и во-вторых, исходные физические принципы концепции носят общий характер и должны реализоваться в любых магматических массах, находящихся в условиях гравитационного и термического полей коры и мантии Земли.

Конвективная неустойчивость больших магматических масс

Согласно теоретическим и экспериментальным исследованиям жидкость, обменивающаяся теплом с внешней средой, является стабильной против свободного конвективного течения до тех пор, пока вертикальный температурный градиент не превысит определенной критической величины, равной адиабатическому градиенту. Последний составляет для силикатов величину порядка 0,3 град/км. Оценка условий возникновения конвективных движений показывает, что при размерах, свойственных магматическим телам, требуется весьма незначительное различие в температуре между верхними и нижними частями расплава, чтобы естественная конвекция оказалась неизбежной (Кадик, Хитаров, 1966). Можно показать, что по крайней мере в двух ясных случаях возникающая разность температур существенно превышает предельную. Такими соотношениями температуры характеризуются магматические массы, возник-

шие в результате плавления твердых пород в условиях земной коры и верхней мантии (Магницкий, 1964; Виноградов, Ярошевский, 1965). Подобные соотношения реализуются также при охлаждении протяженных в радиальном направлении магматических масс в геотермическом поле в результате потери тепла через кровлю (Кадик, Хитаров, 1968). Таким образом, складывается представление, что в отмеченных случаях тепловая конвекция является необходимым условием существования магматических масс в гравитационном и температурном полях земной коры и верхней мантии. Наличие таких конвективных движений в магматической массе создает специфическую обстановку для всех процессов, протекающих в объеме магматического тела.

Интенсивность переноса тепла и вещества

В условиях тепловой конвекции магмы интенсивность теплопереноса по сравнению с переносом тепла только теплопроводностью увеличивается на два-три порядка. Величина тепловых потоков в этом случае может составлять $10^{-3} - 10^{-4}$ кал/см²сек. Значительное увеличение интенсивности переноса должно наблюдаться и для вещества, для которого потоки могут достигать величин, лежащих в области $10^{-6} - 10^{-10}$ г/см²сек (Кадик, Хитаров, 1968).

Высокая интенсивность тепло-массо-переноса в условиях свободного течения магмы приводит к тому, что в пределах жидкой массы достаточно быстро устанавливается близкое к стационарному распределение температуры и концентрации всех компонентов. Поэтому при дальнейшем анализе процессов, протекающих в магматической камере, можно принять, что в любой момент времени изменение температуры расплава по вертикали соответствует адиабатическому закону, а концентрация компонентов во всех точках системы имеет одинаковые значения.

Направленность переноса тепла и вещества

Поскольку магматические расплавы существуют и обмениваются теплом с окружающей средой в условиях геотермического поля, интенсивность теплоотдачи магматического очага неизбежно меняется по вертикали. Рассмотрение условий теплообмена для слоя (Shimazu, 1961; Магницкий, 1964, Виноградов, Ярошевский, 1965) и столба (Кадик, Хитаров, 1968) магмы, протяженных в гравитационном поле, показывает, что интенсивность теплоотдачи в верхних частях магматической камеры должна быть максимальной (Кадик, Хитаров, 1968). Это приводит к тому, что, практически, область теплоотдачи локализуется на верхней границе магматического тела, а процессы теплопереноса в расплаве приобретают направленный снизу вверх характер.

По сути дела, эта направленность переноса тепла в магматическом очаге соответствует направленности всех тепловых (диффузионных) процессов, протекающих в земной коре и мантии, причиной которой является общее понижение температуры недр Земли по направлению к поверхности. Однако, значительно более высокая интенсивность теплопереноса магматической жидкостью создает специфический температурный режим в области их существования. Расплав, внедрившийся или появившийся в результате плавления твердых пород, начинает "работать" как интенсивный тепловод, что приводит к перераспределению тепла в окружающей среде с концентрацией его в области верхних частей магматической камеры и оттоком из глубинных зон очага. Возникающая анизотропия теплового поля вокруг магматического тела и направленный перенос тепла в его пределах снизу вверх приводит к определенной локализации и направленности всех процессов, протекающих в пределах магматической камеры и так или иначе зависящих от температуры.

Направленный характер кристаллизации

Характер кристаллизации остывающего объема магмы в радиальном направлении в гравитационном поле Земли должен определяться соотношением между вертикальным распределением температуры в теле и законом изменения температуры плавления с давлением. Как отмечено выше, распределение температуры в конвектирующей массе жидкости соответствует адиабатическому закону. Сравнение экспериментально полученных значений градиента температуры плавления некоторых породообразующих минералов и пород с величиной адиабатического градиента показывает, что во всех случаях первые превышают последний. Тем самым доказывается основное положение, впервые отмеченное Адамсом (Adams, 1924) и заключающееся в том, что при охлаждении больших магматических масс в условиях тепловой конвекции жидкости температура кристаллизации (ликвидуса) прежде всего достигается в нижних частях камеры, что приводит к локализации кристаллизации в глубинных частях магматического очага и направленному снизу вверх затвердению объема расплава. Эти соотношения показаны на рис. 1.

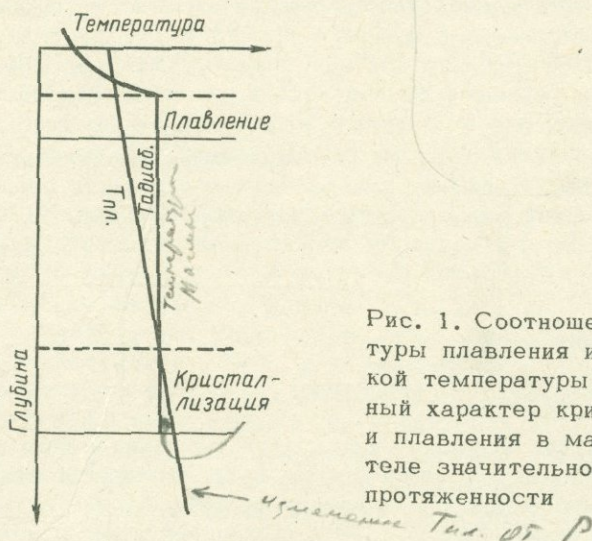


Рис. 1. Соотношение температуры плавления и адиабатической температуры и направленный характер кристаллизации и плавления в магматическом теле значительной радиальной протяженности

Условия плавления кровли

Адиабатическое распределение температуры в слое расплава над зоной затвердевания неизбежно создает ситуацию, при которой температура верхних частей расплава должна быть существенно выше температуры его кристаллизации при данном давлении, т.е. расплав оказывается перегретым (рис. 1). Степень этой перегретости линейно зависит от радиальной протяженности тела и, например, при средней величине градиента температуры плавления 4 град/км составит для тела, протяженностью 10 км, около 40°. Таким образом, на верхней границе очага принципиально создаются условия для плавления и ассимиляции пород кровли, причем основным источником тепла, необходимого для этого, служит процесс кристаллизации, пространственно разобщенный с областью теплоотвода и плавления.

Баланс тепла на верхней границе магматического очага может быть представлен в следующем виде:

$$Q_{\text{конв}} = Q_{\text{диф}} + Q_{\text{ф.п.}}$$

где $Q_{\text{конв}}$ — скорость поступления тепла к верхней границе за счет конвективного переноса в магме, $Q_{\text{диф}}$ — скорость отвода тепла от границы вверх в твердые породы путем теплопроводности, $Q_{\text{ф.п.}}$ — тепло, идущее на фазовые превращения (кристаллизацию, плавление-растворение и др.) на границе. Если

отток тепла от границы вверх превышает поступление тепла из магмы ($q_{\text{диф}} > q_{\text{конв}}$), то на границе начнется кристаллизация, сопровождаемая выделением тепла. Если же соотношения потоков обратные ($q_{\text{диф}} < q_{\text{конв}}$), то начнется процесс плавления или растворения в магме вещества вмещающих пород.

Скорость конвективного переноса тепла магмой зависит от ряда факторов (вязкость, теплопроводность, температурный напор на границе) и может достигать значительных величин ($10^{-3} - 10^{-4}$ кал/см²сек). Скорость диффузионного отвода тепла в породы кровли определяется, помимо теплопроводности, разницей температуры магмы и вмещающей среды. В силу этой зависимости тепловой баланс на верхней границе магматического тела существенно связан с общим температурным фоном, на котором развивается магматический процесс. Количественные оценки этого баланса показывают, что, как правило, плавление на верхнем контакте оказывается неизбежным для магматических процессов, протекающих в глубинных частях коры и мантии, особенно в областях магнообразования. Для магматических тел, внедрившихся в верхние зоны коры, преобладающим должен быть процесс встречной кристаллизации, который, однако, по масштабам значительно уступает главному процессу - кристаллизации всего объема магмы снизу вверх.

С другой стороны, закономерности динамики охлаждения магматических масс приводят к тому, что по мере охлаждения и затвердевания магмы и прогрева вмещающих пород градиент температуры на верхней границе постепенно понижается, и скорость потери тепла замедляется. Поэтому при достаточной массе исходного расплава и длительности его затвердевания кристаллизация в прикровлевой части массива может смениться плавлением кровли даже в случаях, когда магма внедряется в холодные породы.

Можно предложить приближенную форму для расчета масштаба плавления пород кровли на контакте с магматическим телом, опираясь на условия баланса в целом, т.е. исходя из предположения, что все количество тепла, выделенного при затвердевании исходного количества расплава, должно быть равно количеству тепла, необходимого для прогрева пород до температуры их плавления. Эта формула имеет вид:

$$l = \frac{H \rho^* \Delta h}{\rho^T c \Delta T},$$

где H - мощность (радиальная протяженность) магматического тела, l - мощность проплавленных пород, ρ^* и ρ^T - соответственно, плотность магмы и пород кровли, Δh - удельная теплота кристаллизации, c - удельная теплоемкость твердых пород, ΔT - разница между температурой плавления пород и фоновой температурой окружающей среды. Формула дает максимальные оценки, поскольку она не учитывает диффузионных потерь тепла.

Движение магматического очага вверх

Приведенная формула ясно показывает характер зависимости масштабов контактного плавления от разницы температур между магмой и вмещающей средой. Эту зависимость можно иллюстрировать численными примерами. Так, магматическое тело протяженностью 10 км при разнице температур 1000° и при равенстве температуры плавления вещества пород температуре кристаллизации магмы может проплавить толщу пород порядка 3 км. При разнице температур в 100° в аналогичной ситуации слой 10 км может проплавить толщу уже 30 км. Этот масштаб проплавления настолько существенен, что меняет всю оценку процесса. Поскольку плавление в этом случае питается теплом, выделяемым при кристаллизации в нижних частях магматической камеры, где эта кристаллизация непрерывно продолжается, то должно быть очевидным, что процесс в целом приобретает черты зонного плавления, предложенного А.П.Виноградовым в качестве механизма выплавления вещества земной коры из мантии. Эти особенности магматический процесс приобретает в

условиях, которые должны быть свойственны глубинным зонам земной коры и мантии, в особенности, как отмечалось выше, областям палингенеза и плавления в пределах коры и мантии. Очевидным следствием совместного развития кристаллизации и плавления, локализованных, соответственно, на нижней и верхней границах магматического очага, является перемещение всего расплавленного очага вверх по принципу зонного плавления. В соответствии с тепловыми условиями этого перемещения основной его особенностью является сокращение мощности расплава в процессе подъема (Виноградов, Ярошевский, 1965). Это перемещение не имеет отношения к процессу механической внедрения магмы в верхние структурные этажи и сопровождается химической эволюцией магмы, особенности которой определяются обменом вещества с вмещающей средой, прежде всего путем плавления (ассимиляции) и кристаллизации. Закономерности разделения элементов в этом процессе дифференциации описываются уравнением зонного плавления (Ярошевский, 1964, 1968).

Направленный перенос летучих компонентов

Условия насыщения магматических расплавов летучими компонентами характеризуются увеличением растворимости с давлением. Поскольку в условиях свободного течения магматические массы должны стремиться к равномерному распределению летучих компонентов по высоте, то данное обстоятельство приводит к тому, что дифференциация магмы с отделением летучих компонентов в виде самостоятельной фазы оказывается процессом, приуроченным к верхним частям магматического объема (рис. 2) (Кадик, Хитаров, 1965, 1968; Кадик, 1966; Кадик, Лебедев, 1968). Процесс кипения и его количественный эффект полностью контролируются физической обстановкой, сложившейся на контакте магмы с кровлей. Процесс кристаллизации нижних частей

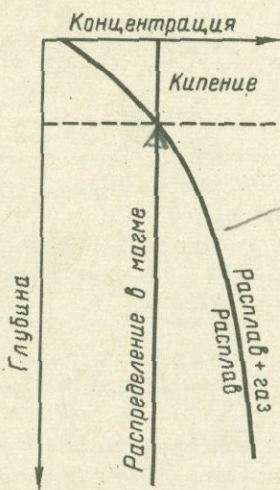


Рис. 2. Условия, определяющие направленный характер отделения летучих от магматического тела значительной радиальной протяженности

магмы должен приводить к возрастанию концентрации летучих компонентов в вышележащей массе расплава и тем самым способствовать процессу кипения на верхней границе. Таким образом, в условиях гравитационного поля Земли достижение насыщенного состояния и локализации процесса отделения газовой фазы в верхних частях магмы приводит к возникновению направленного радиального потока летучих компонентов. Возникновению конвективной системы с переносом летучих компонентов должно способствовать увеличение степени закристаллизованности магмы и достижение ею при подъеме верхних горизонтов с невысоким давлением среды, т.е. скорее всего этот процесс возможен на заключительных стадиях жизни магмы.

Таким образом, анализ условий существования магматических масс значительной радиальной протяженности в условиях гравитационного и термического полей мантии и коры Земли приводит к выводу о их конвективной неустойчивости, с которой связывается направленный перенос тепла и вещества, анизотропный (локализованный в пространстве) характер кристаллизации, плавления, отделения газовой фазы и т.п. процессов, протекающих в пределах расплавленного очага, и перемещение всего расплава вверх. Это положение имеет принципиальное значение, и его следует называть принципом неустойчивости магматических очагов в земной коре и мантии.

Этот принцип представляет основу для построения концепции, в рамках которой оказываются тесно взаимосвязанными различные стороны магматического процесса. Раз рожденная магма за счет полученного запаса тепла в условиях дальнейшей направленности кристаллизации, переноса тепла и отделения летучих компонентов взаимодействует с внешней средой путем ассимиляции и плавления, меняет свой состав во времени и поднимается из глубины Земли к поверхности. Модель, на которой основана эта концепция, может быть предложена в качестве гипотезы для разработки общей схемы магматического процесса, в которой логически — на единой основе — увязывались бы как физические, так и химические закономерности природного процесса.

Литература

- Виноградов А.П. Химическая эволюция земли. Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. — *Геохимия*, 1965, № 7.
- Кадик А.А. Водно-гранитные расплавы в условиях высоких давлений. — *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1966, № 8.
- Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Влияние температуры на растворимость воды в расплаве альбита при высоких давлениях. — *Геохимия*, 1968, № 12.
- Кадик А.А., Хитаров Н.И. Влияние давления на массообмен между магматическими расплавами и водой внешней среды. — *Геохимия*, 1965, № 5.
- Кадик А.А., Хитаров Н.И. Возможные пределы некоторых видов массообмена с магмами в условиях конвекции расплава. — *Геохимия*, 1966, № 9.
- Кадик А.А., Хитаров Н.И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества. — *Геохимия*, 1968, № 6.
- Магницкий В.А. Зонная плавка как механизм образования земной коры. — *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1964, № 11.
- Ярошевский А.А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. — В кн. "Химия земной коры", т. 11. Изд-во "Наука", 1964.
- Ярошевский А.А. Некоторые геологические аспекты зонной плавки. — В кн. "Проблемы геохимии", Изд-во "Наука", 1965.
- Ярошевский А.А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. — В кн. "Кора и верхняя мантия".
- Adams L.H. Temperatures at moderate depths within the earth. — *J.Wash. Acad. Sci.*, 1924, 14.
- Shimazu Y. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification, and explosion of magma. — *J.Earth Sci., Nagoya Univ.*, 1961, 9, N 2.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ КРИСТАЛЛОВ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МАГМЫ

Проблема образования магмы является одной из важнейших задач петрологии, которая тесно связана с решением многих чрезвычайно сложных и трудных проблем геологии и тектоники.

В настоящее время известно несколько гипотез образования магмы, среди которых в первую очередь следует отметить гипотезу зонного плавления А.П.Виноградова (1961) и гипотезу селективного плавления, которая в последние годы особенно активно развивается Д.Х.Грином и А.Э.Рингвудом (1968).

Несмотря на существенные различия, обе гипотезы исходят из представлений, согласно которым в мантии на разных глубинах существуют полости или камеры, в которых материал находится в состоянии полного или частичного расплава. Вместе с этим сейсмологические данные определенно свидетельствуют о том, что в земной оболочке до границы с ядром отсутствуют крупные зоны с жидким материалом и мантия Земли по своей твердости приближается к твердости лучших сортов легированной стали (Магницкий, 1968). Наконец, ни одна из названных гипотез не в состоянии дать ответ на вопрос: какие силы заставляют магму, преодолевая громадное давление горных пород, подниматься из недр оболочки к поверхности.

Таким образом, большие трудности физического и геологического характера, вставшие перед обеими гипотезами глубинного образования магмы, заставляют искать новых путей решения этой проблемы (Авдулов, Семенченко, 1968).

Известно, что при определенных значениях температуры и давления внутри земной оболочки часть минералов испытывает фазовое превращение с изменением объема. Это позволяет все входящие в состав мантии на заданной глубине минералы разделить на две группы. К первой группе относятся минералы, испытывающие при указанных P - T условиях фазовый переход. Ко второй группе относятся минералы, не испытывающие фазового перехода и, следовательно, находящиеся в устойчивом термодинамическом состоянии. Различия между механическими свойствами отдельных кристаллов второй группы для решения поставленной задачи не имеют существенного значения, поэтому в дальнейшем мы будем их рассматривать как сплошную среду, внутри которой равномерно распределены кристаллы первой группы (рис. 1).

Обратимся к диаграмме равновесия двух фаз. Пусть в начальный момент времени элемент массы занимает положение A_0 , т.е. находится в поле устойчивого состояния низкотемпературной фазы (рис. 2). Далее в результате увеличения температуры массы из положения A_0 сместится на кривую фазового равновесия в точку A , и, если приток тепла продолжается, то должен произойти фазовый переход. Увеличиваясь в объеме, кристаллы выталкивают окружающую породу. Это означает, что те кристаллы, которые испытывают фазовое превращение и, следовательно, увеличиваются в объеме, выталкивают в сторону более низких давлений, т.е. вверх, кристаллы, находящиеся в устойчивом термодинамическом состоянии. Очевидно, что если при этом центры расширяющихся кристаллов не меняют положения в пространстве, то в моменты фазовых превращений происходит разделение земной оболочки по минералогическому составу.

Вернемся к рис. 1 и рассмотрим силы, действующие на кристалл (1), находящийся в центре верхнего ряда. Слева на кристалл действует сила P_1 , справа - P_2 , причем $P_1 = P_2$. Снизу действует сила P_3 , сверху никакая сила не действует. Поэтому кристалл сместится вверх на расстояние h_0 . На кристалл (2), расположенный этажом ниже, по вертикали действуют две силы:

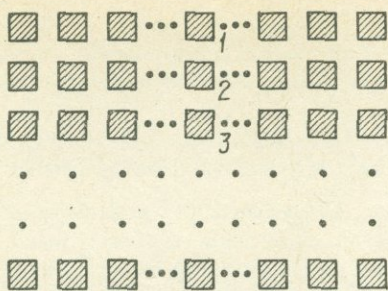


Рис. 1. Зона термодинамической неустойчивости в оболочке земли. Черные квадраты - кристаллы первой группы.

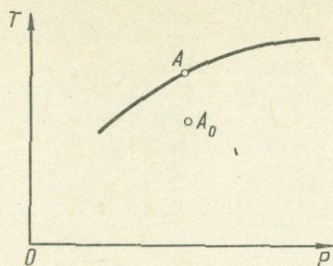


Рис. 2. Диаграмма равновесия двух фаз с низкой и высокой плотностью

P_3 и некоторая сила ΔP , которая вызвана расширением кристалла (1) и имеет направление, обратное к P_3 . Поэтому этот кристалл сместится на величину, равную $h = h_0 - \Delta_1 h$. Для третьего кристалла (3) величина смещения равна $h = h_0 - (\Delta_1 h + \Delta_2 h)$, для следующего - $h = h_0 - (\Delta_1 h + \Delta_2 h + \Delta_3 h)$ и т.д. Другими словами, смещение кристаллов затухает с глубиной и идет к нулю на расстояниях, намного превышающих размеры самих кристаллов.

Попытаемся выразить закон смещения кристаллов аналитически, считая, что h является функцией от d и r , где d - средние размеры кристаллов, r - расстояние от кристалла до границы области. В этом случае h_0 и d мы должны поставить в числителе, r - в знаменателе.

$$\text{Имеем } h = h_0 \frac{d}{r} n,$$

где n - неизвестная величина, которая определяет закон изменения h с изменением r . Считая в первом приближении $n = 1$, получаем $h = h_0 \frac{d}{r}$.

Допустим $d = 1$ см, $r = 10$ м; учитывая огромную вязкость оболочки $10^{22} - 10^{26}$ пауз, положим $h_0 = 1$ мм.

$$\text{Тогда находим } h = 10^{-4} \text{ мм,}$$

т.е. смещение кристалла стремится к нулю на расстоянии в несколько метров.

Поскольку размеры зоны термодинамической неустойчивости измеряются десятками и даже сотнями км, очевидно, что эффект смещения будет ничтожно мал для огромного большинства кристаллов системы.

Рассмотрим силы, действующие на отдельный кристалл, расположенный внутри системы на достаточно большом расстоянии от границы ($d \ll r$). В этом случае мы вправе считать, что каждый расширяющийся кристалл находится в окружении таких же кристаллов (рис. 3). Кристаллы, расположенные по периметру квадрата $acig$ расширяясь, создают поле давления, которое имеет минимум в его центре (точка e). Чтобы это доказать, рассмотрим действие кристаллов попарно. Очевидно, что поле давлений, развиваемое кристаллами b и d имеет минимум на прямой bd , соединяющей центры обоих кристаллов, т.е. в точке e . Поле давлений кристаллов a и i имеет минимум в середине прямой ai (также точка e). Для поля давлений кристаллов c и g минимум находится в центре прямой cg (точка e) и т.д. Таким образом, суммарное поле давлений кристаллов, расположенных по периметру квадрата, имеет минимум в его центре. Поэтому, если кристалл e в силу каких-то причин начнет смещаться из центра квадрата, то он попадает из области с низким давлением в область высокого и это заставит его вернуться в прежнее положение. Следовательно, каждый расширяющийся кристалл находится на дне

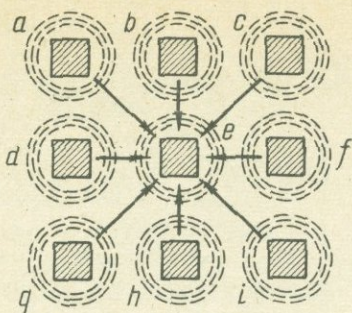


Рис. 3. Схема сил, действующих на кристалл внутри зоны термодинамической неустойчивости

потенциальной ямы, и поэтому занимает устойчивое положение в пространстве. Потенциальная яма будет тем глубже, а потенциальный барьер тем выше, чем больше расстояния между кристаллами.

Вернемся к рис. 3 и допустим, что каждый из кристаллов $a, b, c, d \dots$ представляет собой материальную точку. По доказанному, поле сил, приложенных к кристаллу e имеет минимум в центре квадрата $acig$. В то же время поле сил, действующих на материал со стороны кристалла e , очевидно, имеет в точке e максимум. Таким образом, в одних и тех же точках пространства расширяющиеся кристаллы имеют минимум потенциальной механической энергии, а кристаллы, находящиеся в устойчивом термодинамическом состоянии — максимум. Этим объясняется механическая устойчивость первых кристаллов и неустойчивость вторых.

Увеличиваясь в объеме, кристаллы выталкивают материал в области низких давлений, которые находятся между кристаллами. Поток вещества будет двигаться между кристаллами в сторону еще более низких давлений до тех пор, пока не покинет пределы системы.

Попытаемся теперь выяснить, что происходит в системе в те моменты фазовых превращений, когда температура падает и кристаллы сокращаются в объеме. Чтобы рассмотренный выше процесс разделения кристаллов был обратимым, необходимы следующие условия: при уменьшении объема кристаллов их центры должны сохранить прежнее положение, а вытолкнутый вверх материал должен опуститься вниз и равномерно заполнить пространство между кристаллами. При этом необходимо учитывать следующее.

Расширяясь, кристалл создает вокруг себя поле давления, которое не действует на сам кристалл, но действует на соседние кристаллы, стремясь удалить их возможно дальше от центра кристалла. Поэтому, чем больше скорость и амплитуда расширения кристалла, тем выше потенциальный барьер и тем устойчивее положение кристалла в пространстве. Когда кристаллы перестают расширяться, потенциальные барьеры исчезают, и в отношении механической устойчивости кристаллы получают такие же права, как и вмещающая среда. Поэтому в те моменты времени, когда температура снижается, гидростатическое давление, сжимая область, двигает кристаллы к центру. Следовательно, ранее вытолкнутый за пределы области материал вернуться в нее уже не может, и процесс разделения материала на минералогические фракции носит необратимый характер.

Подводя некоторые итоги, мы можем констатировать следующее. Выполненные исследования позволяют считать доказанным, что в недрах оболочки на разных глубинах в моменты фазовых превращений сможет происходить разделение материала мантии по минералогическому составу при температурах значительно более низких, чем температура плавления соответствующих минералов и горных пород. Как показали экспериментальные исследования Ю.Н.Рябинина и других авторов (1963) при температурах, отвечающих глубинам верхней части оболочки, устойчива только одна плотная форма кремнезема — кварц. Стишовит оказался устойчивым лишь при давлениях свыше 100 кбар и температурах ниже 1250°C . Известно также, что минералы, содержащие калий и натрий по крайней мере в интервале температур и давле-

ний верхней мантии, не образуют плотных модификаций. Эти обстоятельства, несомненно, имеют решающее значение для выноса соединений, богатых окисью кремния, калием и натрием из недр оболочки в нижние этажи земной коры.

Рассмотрим таблицу важнейших фазовых переходов в мантии, составленную по данным работы Грина и Рингвуда (1968). Из таблицы следует, что

Таблица 1

Важнейшие фазовые переходы в оболочке Земли

Глубина, км	Фазовый переход
150	$(\text{Fe}, \text{Mg})\text{SiO}_3 \rightleftharpoons (\text{Fe}, \text{Mg})\text{SiO}_3$ Клинопироксен \rightleftharpoons Ромбический пироксен
200-500	$(\text{Fe}_n, \text{Mg}_m)_2\text{SiO}_4 \rightleftharpoons (\text{Fe}_n, \text{Mg}_m)_2\text{SiO}_4$ Оливин \rightleftharpoons Шпинель
	$\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \rightleftharpoons \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ Оливин \rightleftharpoons Шпинель
600-800	$\text{MgSiO}_3 \rightleftharpoons \text{MgSiO}_3$ Клинопироксен \rightleftharpoons Ильменит

если разделение материала оболочки началось на глубинах 600-800 км, то вверх смещается материал, свободный от энстатита и форстерита. На глубинах 200-500 км материал освобождается от оливинов $(\text{Fe}_n, \text{Mg}_m)_2\text{SiO}_4$ и на глубинах 150 км - от пироксенов состава $(\text{Fe}_n, \text{Mg}_m)\text{SiO}_3$. Таким образом, в рассматриваемом случае в верхние этажи оболочки должен поступать материал, состоящий, главным образом, из полевого шпата и окиси кремния.

Чтобы рассмотренная схема работала, необходимы два условия. Первое: температура и давление в оболочке должны отвечать условиям фазовых превращений. Второе: необходимо, чтобы температура слегка пульсировала около точки фазового равновесия. Если одно из условий нарушено в интервале глубин 600-800 км процесс разделения может начаться на глубинах в 500 км. На этой глубине Mg_2SiO_4 и MgSiO_3 находятся в устойчивом термодинамическом состоянии, поэтому вверх будет вытолкнут материал, свободный от соединений $(\text{Fe}_n, \text{Mg}_m)_2\text{SiO}_4$ и $(\text{Fe}_n, \text{Mg}_m)\text{SiO}_3$, но с относительно высоким содержанием Mg_2SiO_4 и MgSiO_3 . В том случае, когда разделение начинается на глубинах 100-150 км в земную кору выталкивается материал с большим содержанием магния и железа.

Таким образом, химический состав магмы является функцией глубины ее зарождения. Кислые магмы, вероятно, зарождаются на глубинах 600-800 км, средние - на глубинах 200-500 км, основные на глубинах 150 км и выше.

Допустим, что зона термодинамической неустойчивости имеет мощность 50 км. Положим далее, что кристаллы первой группы занимают 20% ее состава и при фазовых превращениях изменяются в объеме на 10%. Тогда при каждом отдельном цикле расширения и сжатия вверх выталкивается один км горной породы, и необходимо около сорока циклов для полного разделения фракций.

Горную породу в условиях оболочки можно рассматривать как материал, находящийся под высоким гидростатическим давлением. Работа сжатия равна

$$U = P \Delta V,$$

где P - гидростатическое давление, ΔV - изменение объема породы. Поскольку кислые породы генерируются на максимальных глубинах и, сверх того, имеют большую сжимаемость они должны обладать и самым большим запасом потенциальной энергии. Отсюда следует, что формирование кислых пород, близких по составу к гранитам, уже на относительно малых глубинах идет с

большим увеличением объема. В свою очередь это приводит к освобождению громадных сил давления. Следовательно, потенциальная энергия гранитов, которая выносится ими с больших глубин, в условиях земной коры может расходоваться на образование складчатости, процессы метаморфизмы и гранитизацию.

Известно, что циклы орогенеза и фазы складчатости во времени и пространстве совпадают с внедрением гранитных батолитов. Эти факты, давно и хорошо известные геологам и тектонистам, в свете результатов настоящей работы находят свое физическое объяснение.

Литература

- Авдулов М.В., Семенченко В.К. Фазовые переходы и проблема образования магмы. - Докл. АН СССР, 1968, 182, № 5.
- Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. - Геохимия, 1961, № 1.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. Изд-во "Мир", 1968.
- Магницкий В.А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. Чтения им. В.Н.Вернадского. Изд-во "Наука", 1968.
- Рябинин Ю.Н. и др. Дальнейшие сведения об условиях образования плотной модификации кремнезема при высоких давлениях и температурах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.

М.А.Осипов

ТЕРМИЧЕСКОЕ СОКРАЩЕНИЕ ОБЪЕМА ИНТРУЗИВОВ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПЕТРОЛОГИИ И ЭНДОГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

1. До сего времени неоправданно мало уделяется внимания термическим изменениям объема геологических тел. Как известно, тепловое расширение и сокращение веществ является мощным фактором способным обусловить многие физические и физико-химические процессы. При этом в системах возможно развитие огромных усилий и как следствие - возникновение дислокаций, свободных объемов, резких перепадов давлений, миграций подвижных фаз и т.д. Термический режим нашей планеты, существующие в земной коре значительные разности температур, позволяют говорить о вероятности столь же больших изменений и геологических объектов.

2. Была произведена оценка термического сокращения объема гипабиссальных интрузивов гранитоидов и рассмотрены некоторые аспекты значения этого явления для петрологии и эндогенного минералообразования. Термическое сокращение объема кислых магм в рассматриваемых условиях - (температура магмы при заполнении камеры интрузива - 900° , в момент окончания кристаллизации - 650° ; конечная температура остывания затвердевшей породы на глубине 2-5 км - 120° ; количество кристаллической фазы при внедрении 25% объема магмы) - согласно проделанным расчетам, составляет примерно 8-9%.

3. Термическое сокращение любых расплавов и затвердевших из них веществ обычно реализуется в виде уменьшения внешних размеров остывающих тел и в виде разного рода пористости и трещиноватости. Это в полной мере относится и к гипабиссальным интрузивам, которые во многих отношениях являются аналогами искусственных отливок. Определение соотношения внутренних и внешних изменений объемов интрузивов сложно и может колебаться для

каждого конкретного массива. Общая оценка сводится к следующему. По данным Б.П.Беликова, мелкая пористость гранитов в среднем составляет 0,5–1,0%, для гранитов геосинклиналей до 2%. Объем контракционных трещин, согласно наблюдениям на массивах гранитоидов, остывавших в спокойной тектонической обстановке, где наложенная тектоника минимальна, обычно не превышает 0,025% объема пород. Некоторый трудно учитываемый объем падает на миаролы и другие подобные пустоты.

Таким образом, если даже всю пористость и трещиноватость считать контракционными, то соотношение объемных изменений внутри и вне интрузивов гранитоидов вероятно будет не более 3–4,5%.

4. Изменения внутри интрузивов. Закономерности образования мелкой пористости и трещиноватости в интрузивах достаточно известны. Автором изучался механизм возникновения камерных (фациальных миароловых) гранитных пегматитов и полостей в них. Эти образования располагаются в основном в верхних куполовидных частях интрузивов лейкократовых гранитов, остывающих в спокойной тектонической обстановке в условиях относительно небольших глубин. Исследования привели к выводу о том, что пегматиты подобного типа являются элементами (в первую очередь структурными), возникающими в интрузивах в результате термического сокращения объема последних.

5. Как известно, при всей обширности исследований по пегматитам вопросы о первичной локализации накоплений пегматитового вещества, закономерностях размещения пегматитовых тел в интрузивах, а также образования пустот в пегматитах ранее удовлетворительного решения не имели. По нашим представлениям принципиальная схема образования камерных пегматитов следующая. Поскольку формирование гипабиссальных интрузивов происходит в относительно холодной среде, т.е. характер охлаждения и затвердевания последовательный, то в некоторый период остывания интродуцировавшей магмы по ее периферии образуется твердая кристаллическая корка, а внутри сохраняется еще жидкий расплав. Особенно прочная корка возникает в наиболее высоких и механически устойчивых куполовидных выступах интрузивов. Своды, арки и т.п., особенно при приближении их профиля к параболическому, работают в основном на сжатие, что существенно повышает их прочность и несущую способность. Если корка выдерживает внешние нагрузки, не деформируется, то система жидкого ядра интрузива в отношении внешних давлений, например, литологического, становится изолированной. Поскольку коэффициент термического уменьшения объема твердой корки меньше, чем у расплава, то в этих условиях при дальнейшем охлаждении более быстрое сокращение жидкого (дисперсного) ядра приводит к разрежению внутри интрузива. По причине интенсивного охлаждения и сокращения верхних прикорковых частей расплава и в силу законов гравитации центр области разрежения локализуется в верхней части расплава, на границе с твердой коркой.

6. Возникающая локальная область разрежения является своеобразной системой с изменяющимися границами, степенью замкнутости и аномальными давлениями и температурой. Согласно произведенным расчетам с учетом известных замеров по газово-жидким включениям в минералах пегматитов, разность давлений в пегматитовых телах и вмещающих материнских гранитоидах, особенно в начале формирования пегматитовых тел, может достигать нескольких сотен атмосфер. Наличие локального центра пониженного и понижающегося давления обуславливает возникновение и длительное существование вокруг него сил, способных даже в столь вязкой среде, какой является кислые расплавы (даже водонасыщенные не менее 10^6 пуаз), обусловить стягивание к такой области и преимущественное существование в ней легкоплавких подвижных фаз, кристаллизующихся в наиболее крупнозернистые разновидности пород (пегматиты). Как конечная стадия процесса в центре такого обособления образуется разрыв (газовая фаза), оформляющийся под действием сил поверхностного натяжения расплава в более или менее изометричную полость. Продолжающиеся расширение полости и приток в нее газов обуславливают отложение новых все более низкотемпературных минералов на ее стенках, а

также переработку минералов, образовавшихся ранее. Таким образом, описанный механизм предполагает возможность формирования камерных пегматитов как путем кристаллизации из остаточного межзернового расплава и более поздних продуктов его дифференциации, так и путем перекристаллизации и замещения ранее образовавшихся минералов пегматитов, а также окружающих материнских гранитоидов. Наиболее вероятно последовательное проявление обоих способов минералообразования.

Если рассматривать интрузивы как гигантские подобию искусственных отливок, то камерные пегматиты с пустотами в них являются аналогами усачных раковин и их пегматоидных обрамлений в таких отливках. Это подтверждается характером пространственного размещения тех и других образований в интрузивах и отливках, их морфологией, строением, режимом температуры и давления в процессе формирования, сходными особенностями изменения состава.

7. Изменения в околоинтрузивном пространстве. Если положить, что уменьшение внешнего объема интрузива 5%, то для массива гранитов размерами $5 \times 5 \times 3$ км, остывающего в указанных выше условиях высвобождающийся объем в околоинтрузивном пространстве составит $3,75 \text{ км}^3$. Реализация освобождающегося объема в силу гравитации будет осуществляться в основном над интрузивом. Если бы перекрывающие породы оставались неподвижными, то в результате над магматическим телом возникла бы пустота размерами по горизонтали, соответствующими горизонтальным размерам массива, и по вертикали — порядка 150 м.

8. Если горизонтальные размеры пустоты превышают некоторую критическую величину (предельный пролет), то по законам горной механики перекрывающие породы в подвешенном состоянии находиться не могут. Под действием гравитационных сил они будут оседать в данном случае соответственно режиму опускания кровли интрузива. Причем св сфере влияния "пустоты" должны отмечаться все возможные зоны нарушения механического равновесия, сменяющие друг друга снизу вверх: обрушения, трещинообразования, прогиба и зона упругих деформаций. Согласно теории и практики, над интрузивами (а также над горными выработками, выщелачиваемыми рудными телами и любыми другими протяженными в горизонтальном направлении пустотами произвольного профиля) оседание пород будет происходить с образованием преимущественно двух типов разрывов — свообразных параболических трещин отслоения, переходящих в крутые сколовые разломы оседания по его периферии, в целом образующие так называемые своды естественного равновесия (обрушения). Высота сферы механического влияния остывающего интрузива может превышать вертикальный пролет условной пустоты в десятки раз. Так как процесс остывания и уменьшения объема интрузивов очень медленный, то столь же постепенно будет происходить вовлечение в процесс оседания надинтрузивных пород с периодами накопления напряжений их разгрузок. Зоны трещиноватости, отслоения будут возникать неоднократно и последовательно, все более удаляясь от интрузива. Поэтому в целом процесс развития дислокаций над интрузивом будет центробежным, затухающим, циклическим. Ближние к интрузиву и ранее осевшие породы по мере опускания поверхности интрузива будут испытывать оседание, дробление также неоднократно. Если пачка пород, обрушившаяся первой, испытывает перемещение n раз, то вышележащие, соответственно $n-1$, $n-2$ и т.д. раз. Все сказанное хорошо подтверждается моделированием в лабораторных условиях на искусственных слоистых песчано-глинистых грунтах.

9. Как представляется, описанный механизм околоинтрузивной тектоники, возникающей вследствие термического сокращения объема магматических тел, играет важную роль в процессах эндогенного минералообразования в том числе рудного. На его основе можно удовлетворительно объяснить возникновение околоинтрузивной зональности (расположение разнотипных, разнотемпературных минерализаций), протяженность интервала минералообразования над интрузивом, характер локализации минерализованных залежей, их морфологию, стадийность отложения минералов.

Последовательно и центробежно образующиеся разрывы во вмещающих интрузив породах являются участками пониженных давлений (при мгновенном раскрытии-вакуума). В условиях больших давлений и температур в интрузиве и прогревом околоинтрузивном пространстве такие длительно существующие локальные участки разрежения являются центрами концентрических полей, давлений, способных вызвать направленное перемещение к ним мобильных фаз и отложение там минералов.

Вследствие различных причин (разные температура и давление, уменьшение роли магматогенных растворов с высотой, усиливающееся влияние растворов вмещающих пород) состав минералов в отдельных залежах должен быть различным. В частности, роль растворов вмещающих пород, имеющих, как известно, щелочную реакцию, будет сказываться на уменьшении кислотности процесса по мере удаления от интрузива, что является хорошо известным фактом. На фоне этой общей тенденции, вследствие циклического развития трещиноватости, а следовательно, пульсационного поступления магматогенных растворов, возможно неоднократное временное увеличение кислотности.

Поскольку процессы оседания и дробления вмещающих интрузив пород прерывистые, то каждое такое оседание пород может приводить к подновлению ранее уже минерализованных трещин и дроблению образовавшихся минеральных ассоциаций. Поступающие растворы, очевидно, вновь могут залечивать эти трещины и отлагать новые минералы. Так, вероятно, возникает стадийность минералообразования. Причем в соответствии с механикой трещинообразования, количество стадий минерализации будет больше вблизи интрузива.

10. Влияние термической усадки интрузивов, по всей вероятности, не ограничивается описанными процессами. Можно указать и на другие новообразования внутри и вне остывающих гранитоидов, причиной которых по нашему мнению является в первую очередь термическое изменение их объема. Это - а) пологие пластообразные (реже других форм) тела мелкозернистых, аплитовидных гранитов, развитые в верхних частях материнских массивов; б) линзообразные или неправильной формы тела пегматитов, связанные с вышеуказанными телами дополнительных инъекций и локализованные в их верхних частях; в) дайки, шпирь и другие обособления аплитов, пегматитов и т.п., развитые вблизи ксенолитов вмещающих пород в интрузивах.

Т.Ю.Базарова, В.П.Костюк

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Проблема происхождения щелочных пород в петрологии остается одной из наиболее сложных и решается в самых различных аспектах. Это справедливо не только в отношении сложных ультраосновных щелочных комплексов платформ, но и щелочных пород, связанных с гранитоидными и иными комплексами в складчатых зонах, для которых также подчас нет полной уверенности в их магматогенном происхождении.

С целью количественной оценки РТ-параметров минералообразования в щелочных породах нами использовались методы минералотермо- и барометрии. Объектами исследования служили щелочные породы нижне-среднепалеозойского возраста, развитые в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы. Пространственно, а подчас и генетически, рассматриваемые щелочные породы Сибири чаще связаны с комплексами щелочноземельных гранитоидов, однако известна приуроченность их к габбро-сиенитовым и габброидным комплексам.

Для более обоснованных выводов об условиях кристаллизации щелочных пород, а также выяснения вопроса о том, насколько далеко можно распространять данные, полученные на сибирском материале, было проведено сравнительное изучение породообразующих минералов в нефелинсодержащих породах иных регионов СССР, равно, как и на доступных нам материалах некоторых зарубежных стран¹⁾.

Отправными теоретическими предпосылками при изучении условий минералообразования служили следующие: к заведомо первичным законсервированным в минералах включениям, фиксирующим термальную режим в кристаллизирующейся системе, можно относить только затвердевшие включения расплава. Такие включения, как правило, обнаруживаются в фенокристаллах некоторых щелочных эффузивных и субвулканических пород, но чрезвычайно редки в минералах интрузивной фации. Для последних обычны двух- и трехфазовые (реже многофазовые) включения с преобладанием либо жидкой, либо газовой фазы, с самым различным количественным их соотношением. Размеры включений — тысячные, изредка сотые доли мм.

Известные затруднения связаны с обоснованием первичной природы газо-жидких включений, гомогенизирующихся в жидкую фазу в интервале температур 700–980°C. Однако установлено, что только для них характерна одна особенность — изменение формы включения (очевидно, в результате переотложения материала) при температурах, близких к температурам гомогенизации содержимого. Если эти включения действительно являются первичными, то они должны представлять собой капли сквозь магматических растворов, захваченных кристаллизующимся минералом. В случае вторичного образования этих включений, они принадлежат постмагматическим растворам. И в том, и в другом случае температура захвата включений равна температуре их гомогенизации или несколько выше ее (поскольку не всегда удается вводить поправку на давление), а следовательно, ниже истинной температуры кристаллизации минерала. Максимальные температуры гомогенизации высокотемпературных включений в минералах изверженных пород могут, таким образом, быть использованы для оценки минимальной температуры их кристаллизации.

Наиболее удачными для термометрического изучения оказались нефелин, лейцит, слабо окрашенные щелочные и полущелочные пироксены, гранат, скаполит, канкринт, содалит, реже кальцит и др. Щелочные полевые шпаты за некоторыми исключениями (Сыннырский массив) почти стерильны в отношении высокотемпературных включений.

В минерале обычно зафиксирована полная термальная его история, отраженная гаммой включений, начиная от наиболее высокотемпературных для данного случая и кончая включениями с минимальной температурой гомогенизации. Отсутствие высокотемпературных включений (например в щелочном полевоом шпате) еще отнюдь не свидетельствует о вторичном, постмагматическом генезисе минерала.

Имеющиеся у нас цифровые данные, обобщенные в таблице 1 и отражающие почти 7000 вполне достоверных наблюдений гомогенизации включений, большая часть из которых характеризует высокотемпературную стадию кристаллизации минерала-хозяина, позволяют вынести некоторые суждения о термальном режиме в момент образования тех или иных щелочных пород складчатых зон.

1) Сведения по этому вопросу можно найти в работах сотрудников и аспирантов лаборатории минералогии ИГиГ СО АН СССР: Т.Ю.Базаровой (1965, 1966, 1969), В.П.Костюка (1963, 1966), Б.А.Литвиновского (1969), Л.И.Паниной (1966 а, б).

Таблица 1

Температура гомогенизации газовой-жидких включений
в минералах из пород нефелинсиенитового состава

Порода	Минерал	Тип включения	Интервал температур гомогенизации, °С	Агрегатное состояние*
Ботогольский и Нюрганский массивы (Восточный Саян)				
Нефелиновый сиенит	Нефелин	Первичные	680-850	Ж
	"	Вторичные	120-660	Ж
Щелочной пегматоид	Пироксен	Первичные?	700-800	Ж
	Кальцит	Вторичные	400- >500	Ж
Нефелиновый сиенит	Канкринит	"	120-400	Ж
Волластонитовый прожилок	Волластонит	Первичные	150-520	Ж
Даху-Нурский массив (Тува)				
Пегматит	Нефелин	Первичные	680-750	Г
Тоскульский массив (Тува)				
Нефелиновый сиенит	Нефелин	Первичные	900-1000	Ж
Сыннырский массив (Северное Прибайкалье)**				
Дитроит	Нефелин	Первичные	710	Г
	"	"	770- >950	Ж
Фойяит	Калишпат	Первичные	730	Ж
Сыннырит	"	"	840	Ж
Дитроит	Содалит	Первичные?	630	Фл
	Канкринит	"	630	Фл
Нефелиновый сиенит	Нефелин	Вторичные?	700-750	Г
Западное Забайкалье***				
Конгрессит	Нефелин		730-800	Г
Нефелиновый сиенит	"		780-800	Г
	"		750- 850	Ж
Октябрьский массив (Приазовье)				
Фойяит	Нефелин	Первичные?	680-700	Г
Мариуполит	Пироксен	"	700-720	Ж
Мариуполитовый пегматит	Содалит	"	390-450	Ж
Ловозерский и Хибинский массивы				
Уртит	Нефелин	Первичные	810-980	Ж
	"	Вторичные	650-700	Ж
	"	"	750-850	Г
Фойяит	Пироксен	Первичные?	700-720	Ж
Хибинит	Нефелин	"	700-720	Г
Ильменский и Вишневогорский массивы				
Миаскит	Нефелин	Первичные	800-950	Ж
Миаскитовый пегматит	"	"	700-800	Ж
	Канкринит	Вторичные	120-380	Ж
	Содалит	Первичные?	420-480	Ж

* Ж - жидкость, Г - газ, Фл - флюид.

** Данные Л.И.Паниной (1966_{1,2}).

*** Данные В.А.Литвиновского (1969).

Температуры гомогенизации включений расплава в минералах из интрузивных и вулканических пород

Порода	Минерал	Тип включения	Интервал температур гомогенизации, °С	Источник
Тоскульский массив (Тува)				
Одинит	Амфибол	Первичные	900-1050	Базарова, Со-
"	"	Вторичные	600-650	болев, 1969
"	Пироксен	Первичные	940-1100	То же
"	Биотит	"	950-1030	"
"	"	Вторичные	600-620	"
Массив Бакони (Венгрия)				
Нефелиновый базальт	Нефелин	Первичные	1250-1290	Соболев и др.
То же	Оливин	"	1270-1290	1967
"	Пироксен	"	1250-1280	"
"	центр	"	"	"
"	край	"	1120-1160	"
Восточный Памир				
Фергусит-порфир	Лейцит	Первичные	1350 > 1600	Базарова, Дмит-
"	Пироксен	"	1320-1380	риев, 1967
"	центр	"	"	"
"	край	"	1250-1280	"
Везувий				
Современная лава	Лейцит	Первичные	1600	"
"	Пироксен	"	1300-1340	"

Первые сведения по нефелинсодержащим пегматитам также указывают на высокотемпературность режима их формирования: в пределах 680-750°С для тувинских и 860-980°С для чкаловита из пегматитов массива Илимаусак. В последнем случае содержимое включений имеет необычный состав, очевидно, представляющий собой водный хлоридно-силикатный расплав. Прямыми определениями (500°С), дополненными декрипитационными исследованиями, установлена кристаллизация пойкилитовых выделений кальцита в минералах Ботогола, Сыныра и др. при температурах выше 600°С. Это подтверждает принципиальную возможность либо существования ювенильного карбонатного расплава, либо расплавления ксеногенного карбонатного материала.

Температуры гомогенизации в канкрините, содалите, скаполите и др. (320-500°, реже до 600°С) позволяют судить о режиме постмагматических процессов, соответствующих стадии метасоматоза (или автосоматоза).

Магматогенная природа нефелин- и лейцитсодержащих эффузивных пород не вызывает у исследователей сомнений. Вместе с тем, сведения о термальном режиме в момент кристаллизации интрателлурических минералов в многокомпонентной магматической системе пока почти не известны.

Из табл. 2 видно, что температуры гомогенизации расплавных включений в центральных частях фенокристаллов нефелиновых базальтов примерно одинаковы и соответствует интервалу 1250-1290°С; включения из внешних зон тех же минералов гомогенизируются при ощутимо более низких температурах - 1120-1160°С. Чрезвычайно высокие температурные пределы получены для лейцита - до 1600°С и более.

Установлено также, что наряду с высокотемпературными расплавными включениями в минералах из одинитов Тувы (900-1100°С), в тех же минера-

лах имеется и вторая - низкотемпературная их генерация (650-600°C), что подтверждает возможность существования расплава в диапазоне от температур более 1000° до 600°C. (Базарова, Соболев, 1969).

Определение нижнего предела давления по плотности и составу растворов в индивидуальных включениях производилось путем установления истинного количества CO₂ и иных газов, а также концентраций растворенных солей с помощью осаждения твердых фаз методом глубокого охлаждения (максимум до -180°C) и последующим снятием с диаграмм суммарного давления при температуре гомогенизации. Диапазон таких давлений, определяемых по первичным высокотемпературным включениям, составляет 1000-1500 атм; оно, однако, резко снижалось с падением температуры.

Анализом водных вытяжек для жидкой и твердой фаз включений и методом газового анализа для газов в нефелине, пироксене, гранате и кальците выяснены качественный состав и количественные соотношения летучих компонентов. Установлено, что главную роль среди них играют вода и CO₂, причем в газовой фазе первичных включений CO₂ составляет от 75 до 97%, остальное - азот и редкие газы. В составе летучих содержатся также анионы Cl¹⁻, F¹⁻, SO₄²⁻, HCO₃¹⁻, которые совместно с катионами Na, K, Ca и др. связывались в растворимые в воде и расплаве соли. Ведущие место среди солей, по-видимому, принадлежит NaCl.

Имеющиеся данные, отражающие на фоне относительно высоких давлений высокие температуры гомогенизации первичных (и, частично, вторичных) включений в интервале 800-1050°C - для нефелина, 710-840° - для щелочного полевого шпата и 700-800°C - для клинопироксена, позволяют, как нам представляется, высказать достаточно обоснованное предположение о том, что такие PT-параметры соответствовали условиям, существовавшим в магматических очагах и что кристаллизация рассмотренных щелочных пород, относящихся преимущественно к ряду гранитоидных формаций, вероятно, лишь за некоторыми исключениями, в основном происходила из магматического расплава.

Литература

- Базарова Т.Ю. Минералотермометрические исследования включений в минералах некоторых нефелиновых пород. - Докл. АН СССР, 1965, 161, № 4.
- Базарова Т.Ю., Фейгин Я.М. Минералотермометрическое исследование нефелина из Ловозерского массива. - Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч.95, вып. 3.
- Базарова Т.Ю., Дмитриев Э.А. Температурные условия кристаллизации фергусит-порфилов Восточного Памира. - Докл. АН СССР, 1967, 177, № 1.
- Базарова Т.Ю., Соболев В.С. Две генерации включений расплава в породообразующих минералах одинита. - Докл. АН СССР, 1969, 186, № 3.
- Базарова Т.Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелин-содержащих пород. Изд-во "Наука", 1969.
- Керкис Т.Ю., Костюк В.П. Минералотермометрическое изучение ботогольского нефелина (Восточный Саян). - Докл. АН СССР, 1963, 150, № 5.
- Костюк В.П., Базарова Т.Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. Изд-во "Наука", 1966.
- Литвиновский Б.А., Гулецкая Э.С. О температуре кристаллизации и составе нефелина некоторых щелочных пород Витимского плоскогорья. - Геол. и геофиз., 1969, № 6.
- Панина Л.И. 1. Некоторые данные о температурных условиях формирования Сыннырского щелочного массива. - Докл. АН СССР, 1966, 170, № 6.
- Панина Л.И. 2. О генезисе нефелиновых сиенитов Боргоя. - Геол. и геофиз. СО АН СССР, 1966, № 8.
- Соболев В.С., Костюк В.П., Базарова Т.Ю. Базаров Л.Ш. Включения расплава в фенокристаллах нефелиновых базальтов. - Докл. АН СССР, 1967, 173, № 2.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТРАППОВЫХ СИЛЛОВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах южной части Сибирской платформы (южнее широтного отрезка р.Ангары) наблюдаются несколько мощных (100–200 м) трапповых силлов большой протяженности, имеющих почти согласное залегание с вмещающими палеозойскими отложениями.

Учитывая возможную величину эрозии платформенного чехла с момента прекращения траппового магматизма (юра) в пределах 300–400 м, можно полагать, что формирование трапповых силлов, доступных в настоящее время для исследований (с учетом данных глубокого бурения), происходило на глубине от 100 до 2000 м, хотя полого залегающие трапповые силлы значительной протяженности (до нескольких сотен километров) своими нижними частями уходят на глубину по крайней мере до 5 км (район Канско-Тасеевской впадины). Гидростатическое давление при становлении трапповых силлов составляло, таким образом, 30–550 атм. Установлено, что при глубине формирования до 1 км (давление менее 280 атм) траппы имеют базальтоидный облик, а более 1 км – габброидный облик.

В строении трапповых силлов наблюдается определенная закономерность. В вертикальном разрезе мощных трапповых силлов выделяются три большие зоны: верхняя зона, сложенная преимущественно гранофировыми диабазами и диабаз-пегматитами; средняя зона, представленная диабазами с офитовой и пойкилоофитовой структурами; нижняя зона, сложенная преимущественно троктолитовыми диабазами. Мощности этих зон несколько варьируют, но в общем вполне сопоставимы между собой по своей величине. Диабазы средней зоны по своему химизму отвечают составу исходного расплава, в то время как диабазы верхней зоны являются более кислыми и железистыми, а диабазы нижней зоны – более основными и магнезиальными.

В данном сообщении рассматривается изменение парциального давления кислорода, температурного поля и химического состава расплава при становлении Толстомысовского траппового силла, аналогичного другим изученным силлам в пределах юга Сибирской платформы. Детали проведенных расчетов мною опущены ввиду краткости сообщения.

Парциальное давление кислорода рассчитывалось по методике, предложенной Кеннеди (1950). За температуру формирования соответствующих разновидностей траппов была принята температура начала кристаллизации моноклинного пироксена. Полученные данные нанесены на диаграмму (рис. 1), заимствованную у Осборна (1964). Как видно на диаграмме, парциальное давление кислорода повышается при переходе от троктолитовых диабазов к диабаз-пегматитам, то есть от более высокотемпературных и основных пород – к более низкотемпературным и кислым породам. Если же рассматривать изолированно ту или иную разновидность траппа, то при ее кристаллизации парциальное давление кислорода все время понижается при уменьшении температуры и последовательном выпадении из расплава тех или иных кристаллов. Направление этого изменения парциального давления кислорода совпадает с таковым в закрытой системе, обусловленном диссоциацией воды. Это позволяет, согласно Дж. Кеннеди (1950), произвести приблизительную оценку содержания воды в расплаве с учетом внешнего гидростатического давления. Так, для диабазов с офитовой и пойкилоофитовой структурами, соответствующих по составу исходному расплаву и кристаллизующихся на глубине 1 км, 1% H_2O обеспечивает в результате диссоциации то парциальное давление кислорода, которое было вычислено по соотношению окисного и закисного железа. Соответственно, в троктолитовых диабазах содержание H_2O будет меньшим, а в гранофировых диабазах и диабаз-пегматитах – большим.

Отдельная деталь рассматриваемой диаграммы $\lg P_{O_2}-T$ (рис. 1) воспроизведена на рис. 2 в измененном масштабе и с переменной осей координат

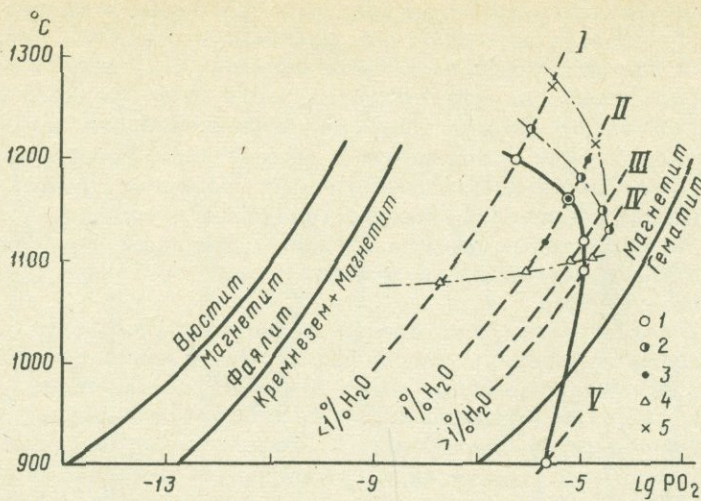


Рис. 1. Парциальное давление кислорода и порядок кристаллизации разновидностей траппов южной части Сибирской платформы.

I - троктолитовый диабаз; II - диабаз с офитовой и пойкилоофитовой структурами; III - гранофировый диабаз; IV - диабаз-пегматит; V - диабазовый гранофир.

1 - пироксен; 2 - плагиоклаз; 3 - диссоциация воды; 4 - титаномagnetит; 5 - оливин

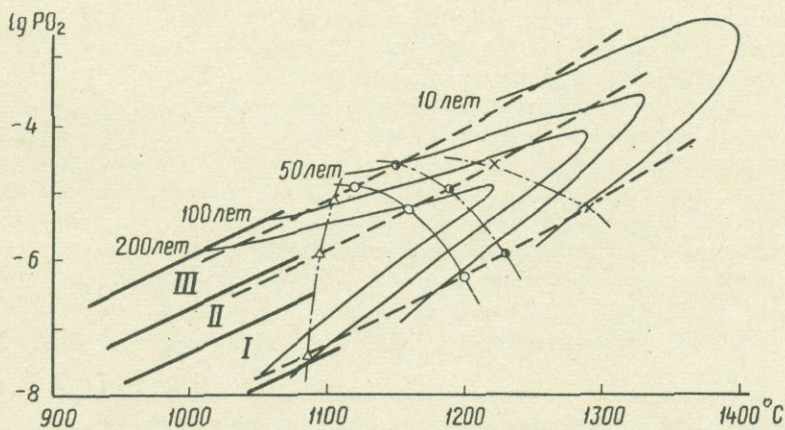


Рис. 2. Температурное поле, $\lg \text{PO}_2$ и порядок кристаллизации минералов при становлении Толстомысовского траппового силла.

I - зона троктолитовых диабазов; II - зона диабазов с офитовой и пойкилоофитовой структурами; III - зона гранофировых диабазов

для придания естественного пространственного соотношения по вертикали отдельным зонам траппового силла. На эту диаграмму наложены изолинии температурного поля для различных интервалов времени с момента внедрения расплава в камеру силла. Расчеты температурного поля произведены по полученному нами решению с учетом различия теплофизических характеристик траппового расплава и вмещающих пород и выделения скрытой теплоты при кристаллизации. Полученная диаграмма (рис. 2) позволяет представить порядок выделения главных породообразующих минералов в отдельных зонах траппового силла с одновременным учетом величины парциального давления кислорода. Температура кристаллизации титаномагнетитов принята по данным А.И.Альмухамедова (1968).

Как следует из диаграммы, при низком парциальном давлении кислорода наблюдается большой интервал температуры начала и конца кристаллизации породы, а также большие интервалы между началом кристаллизации отдельных минералов, в то время как при повышении парциального давления кислорода эти интервалы температур уменьшаются, и может произойти смена порядка кристаллизации минералов. Так, если в гранофировых диабазах и диабаз-пегматитах присутствует оливин, то он образуется позже плагиоклаза; в диабаз-пегматитах в одних случаях титаномагнетит кристаллизуется раньше пироксена, в других случаях пироксен и плагиоклаз кристаллизуются одновременно.

В целом по трапповому силлу для главных разновидностей траппов - троктолитовых диабазов, диабазов с офитовой и пойкилоофитовой структурами и гранофировых диабазов, отмечается более раннее выделение большей части силикатов, чем основной массы рудных минералов. Силикаты ранее начинают кристаллизоваться в зоне троктолитовых диабазов, затем в зоне гранофировых диабазов и позднее в зоне диабазов с офитовой и пойкилоофитовой структурами, а титаномагнетит наоборот - сначала в гранофировых диабазах, затем в троктолитовых диабазах. Такой порядок кристаллизации минералов обусловлен температурами кристаллизации их и изменяющимся во времени температурным полем внутри траппового силла.

Несмотря на довольно четкую взаимосвязь рассчитанного парциального давления кислорода и рассчитанного температурного поля с порядком выделения минералов и вертикальным зональным строением траппового силла, нельзя объяснить асимметричное вертикальное строение трапповых силлов ни изменением парциального давления кислорода, ни характером температурного поля. Поскольку внедрение траппового расплава происходит в относительно холодные вмещающие породы, поскольку остывание расплава происходит одинаково как со стороны кровли, так и со стороны подошвы силла, по крайней мере при высоких температурах магматического тела, пока проходит кристаллизация расплава. И поскольку в вертикальном разрезе траппового силла наблюдается изменение содержания окислов всех элементов, а не только железа, поскольку изменение парциального давления кислорода не может быть достаточной причиной наблюдающегося процесса дифференциации траппового расплава.

Многие исследователи объясняют различие в химическом составе отдельных частей или зон в трапповых силлах проявлением процесса фракционирования расплава в процессе кристаллизации, то есть выравниванием в остаточном расплаве путем диффузии концентраций ионов или окислов, градиент концентрации которых создается в результате кристаллизации различных минералов. Затвердевание траппового расплава в силлах происходит преимущественно от подошвы силла по направлению к его верхней части в начальную стадию процесса. В результате должна происходить диффузия магния, алюминия, кальция и частично закисного железа из верхней в нижнюю часть силла, и встречная диффузия щелочей, воды, окисного железа, титана и кремнезема из нижней в верхнюю зону силла, поскольку в нижней зоне троктолитовых диабазов кристаллизуются в первую очередь высокотемпературные магнезиальные оливин и пироксен и основной плагиоклаз.

На диаграмме (рис. 3) показано распределение содержания породообразующих окислов в вертикальном разрезе траппового силла по данным химических

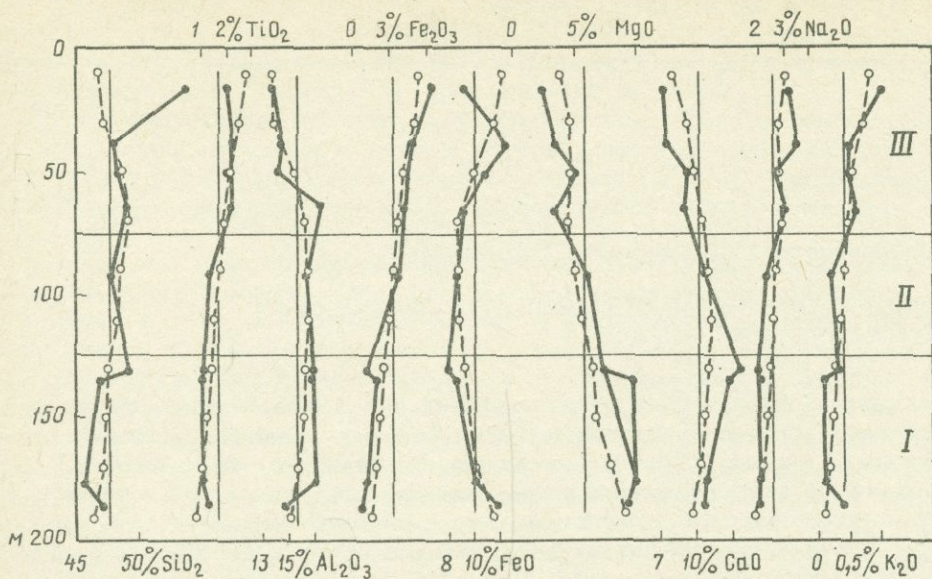


Рис. 3. Изменение содержания окислов (в вес.%) в разрезе Толстомысовского траппового силла по данным химических анализов (черные кружки) и расчету с учетом процесса диффузии (светлые кружки)

I - зона троктолитовых диабазов; II - зона диабазов с офитовой и пойкилоофитовой структурами; III - зона гранофировых диабазов. Вертикальные линии показывают содержание окислов в исходном трапповом расплаве

анализов (черные кружки) и по данным расчета, исходя из проявления процесса диффузии при кристаллизации расплава (светлые кружки). Как видно на диаграмме, направление и величина изменения содержания окислов в вертикальном разрезе траппового силла достаточно хорошо объясняется проявлением процесса диффузии вследствие градиента концентрации, возникающего в процессе кристаллизации расплава.

На основании полученных данных можно высказать предположение о том, что наблюдаемое нами изменение парциального давления кислорода, рассчитываемого по соотношению окислов железа, является следствием прошедшего в расплаве перераспределения окисного и закисного железа путем диффузии при кристаллизации расплава, а основными факторами, предопределяющими проявление дифференциации траппового расплава в силлах, являются снижение температуры расплава при неодновременной кристаллизации его по всему силлу и диффузия элементов вследствие возникающего при этом градиента концентрации.

Литература

- Альмухамедов А.И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы. - Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч.97, вып. 4.
- Кеннеди Дж. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. - В сб. "Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии". Ил., 1950.
- Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. - В сб. "Химия земной коры", т. П. Изд-во "Наука", 1964.

Л.Н.Овчинников, Л.С.Бородин, В.В.Ляхович

ОБЩИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПЕТРОЛОГИИ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД¹

Геохимия магматических пород является отражением процессов образования исходных магм и их последующей эволюции в пределах земной коры. Поскольку наши знания о составе исходного (мантийного) материала и конкретном механизме глубинного плавления слишком ограничены, то основным источником геохимической информации, как и прежде, является сравнительное изучение состава главнейших петрохимических типов изверженных пород. Полученные при этом данные, вкуче с общими геологическими закономерностями распределения изверженных пород, позволяют считать, что наиболее контрастные их представители - базиты и ультрабазиты, с одной стороны, и гранитоиды - с другой, представляют столь же контрастные процессы магмаобразования - ювенильные подкровые и палингенные коровые (Rittmann, 1967). В настоящее время можно признать наиболее правдоподобным допущение о том, что вещество верхней мантии представлено двупироксеновым гранатовым или гранат-шпинелевым перидотитом (O'Hara, 1968; Harris a. oth., 1967). Помимо второстепенных компонентов (менее 0,5%) и кислорода, это вещество сложено лишь пятью из распространенных в земной коре 10-12 петрогенных элементов - Si, Mg, Fe, Al и Ca. Принято считать, что ювенильное магмаобразование, путем селективного плавления и фракционной кристаллизации или по механизму типа зонной плавки (Виноградов, 1959), сводится, по существу, к выплавлению относительно кремнекислой магмы, в той или иной степени обогащенной щелочными металлами, летучими и второстепенными компонентами. Если в согласии с мнением многих петрологов выбрать в качестве выплавляемого из мантии первичного базальта океанический толеит (Кутолин, 1969), то при его сопоставлении с исходным веществом мантии можно прийти к следующим заключениям:

1. Начальный этап эволюции глубинных магматических расплавов в геохимическом отношении сводится к резкому повышению (в 5-10 раз) концентрации алюминия, кальция, щелочных металлов и титана по существу за счет лишь одного компонента - магния, при практически пассивной роли кремнезема.

2. При допущении полного отделения базальтовой составляющей (примерно 15% ат.количеств катионов мантийного перидотита), концентрирующей перечисленные выше компоненты, тугоплавкий остаток действительно соответствует практически чисто оливиновой фракции. Иначе говоря, комплементарными, остаточными породами должны быть высокомагнезиальные дуниты.

Геологическим примером таких пород могут в первую очередь служить почти безкальциевые и безалюминиевые дуниты альпинотипных ультрабазитовых поясов, например, юга Сибири или ряда ультрабазитовых массивов Урала. Они могут быть в ассоциации как с высокомагнезиальными перидотитами, так и с богатыми кальцием и алюминием габброидами и пироксенитами.

...
¹ Сокращенный текст доклада.

Другими словами, появление высокомагнезиальных ультрабазитов в различных геологических условиях дает обширный геохимический материал, позволяющий судить о процессах глубинной магматической эволюции не по ограниченному набору экспериментальных материалов, а по данным эксперимента, выполненного самой природой в геологических масштабах.

По совокупности геологических и геохимических данных можно наметить три достаточно контрастных группы ультрабазитов: а) дунит-гарцбургитовую; б) дунит-пироксенитовую, связанную с габброидами и в) перидотитовую, принадлежащую к дифференцированным платформенным габбро-норитовым интрузиям.

В связи с высокомагнезиальными ультрабазитами, за исключением месторождений хрома и платиноидов, не известны концентрации каких-либо еще металлов. Поэтому можно полагать, что и в глубинных условиях при достаточно полной мантийной дифференциации, все остальные второстепенные и редкие элементы будут концентрироваться в базальтовых и, отчасти, в промежуточных пикритовых (перидотитовых) магмах. При этом степень обогащения выплавов упоминавшимися главными петрогенными элементами определяет и геохимическую миграцию элементов-примесей. Так, в силу геохимической близости в условиях широких пределов высокотемпературного изоморфизма к кальцию и щелочным металлам — с одной стороны, или железу — с другой, будет происходить разделение на литофильную (Li, Rb, TR, U, Th) и сидерофильную группы (Cr, Ni, Co, V, Pt), а также особую группу близких к титану и алюминию элементов с высокой валентностью и относительно малыми радиусами ионов (Nb, Zr, Ta).

Ультрабазиты, генетически связанные с базальтовой магмой, отличаются, по данным С.Ф.Соболевым (1968), Старкова и др. (табл. 1) не только повышенным содержанием алюминия, кальция и титана, но также ванадия и скандия, нередко образующих промышленные концентрации в титаномагматитовых месторождениях.

В качестве особого, во многом промежуточного по отношению к двум предыдущим, типа ультрабазитов можно отметить плагиокласо-содержащие перидотиты, ассоциирующие с габбро-норитами. Наряду с повышенными содержаниями алюминия, кальция и титана в них могут наблюдаться значительные концентрации хрома и особенно никеля, вплоть до образования промышленных месторождений (Печенга, Бушвельд и др.). Геохимической спецификой этого типа можно считать обогащение серой, что приводит к образованию сульфидных руд, обогащенных, в свою очередь, селеном и теллуром.

Рассмотренные выше основные направления геохимического разделения петрогенных и редких элементов сохраняются в процессе образования магм и их дальнейшей дифференциации в условиях земной коры. Общей геохимической тенденцией, как было отмечено выше, является повышение концентрации тяготеющих к кальцию и щелочным металлам литофильных элементов при переходе от ранних (ультраосновных и основных) дифференциатов к поздним. Эта тенденция отчетливо проявляется уже на начальных этапах базальтоидного магмообразования, что видно из сравнения океанических и континентальных толеитов (траппов) с щелочными оливиновыми базальтами как в океанических, так и в континентальных областях (табл. 2). При переходе от первых ко вторым снижается, иногда в десятки раз, концентрация хрома и никеля, возрастает содержание бария, рублидия, а также ниобия и циркония (Engel a.o., 1965).

В аспекте рассматриваемой проблемы несомненный интерес представляют данные о поведении лантаноидов, химические свойства которых позволяют использовать всю эту группу в качестве растянутой индикаторной шкалы при петрологических и геологических исследованиях. Весьма примечательной чертой различных процессов магматической дифференциации можно считать последовательное возрастание валового содержания редких земель. При этом в ряду пород от ультрабазитов через долериты, габбро и гранитоиды к нефелиновым сиенитам закономерно возрастает как концентрация наиболее основного редкоземельного элемента — лантана, так и общее содержание всей цериевой

Содержания рудных и редких элементов
в ультраосновных породах (в г/т)*

Элементы	Тип А (альпинотипные)			Другие районы	Тип Б (платформенные)		Тип В (базальтоидные)		
	Урал		Дунит-гарцбургиты		Русская платформа		Урал		
	Западный склон	Зона главного разлома			Перидотиты	Перидотиты	Пироксениты	Дуниты	Перидотиты
Cr	3800	1300	1800	4000	1550	1550	3200	3500	1200
Ni	2900	1600	1500	2100	2200-95	440	1100	700	270
Co	210	60	60	160	46	35	110	75	80
Cu	25	20	20	-	66	70	12	40	50
Ti	137	300	600	-	1200-1500	40	110	1800	1900
V	620	10	10	120	39	80	200	400	150
Sc	0,9	8	7,2	3	10	-	4	20	90
Ga	-	0,5	1	10	8	8	1	4	9
Zr	1,0	22	33	-	30	-	20	30	20
TR	-	1	2,5	2,1-48	-	-	10	25	190
Li	-	2	0,9	2	-	-	3,5	5,5	5,1
Sr	4,0	53	100	-	30	-	20	35	200
Pt	-	-	-	-	0,017	-	0,052	0,05	0,038
Pd	-	-	-	-	0,012	-	0,012	0,01	0,025
Os	-	0,0042-0,0062	-	-	-	-	0,01	-	-

* Таблица составлена с использованием литературных данных С.Ф.Соболева, Н.П.Старкова, А.М.Кропачева, Ю.А.Шуколюкова, С.А.Полова и др., Л.А.Борисенко, З.В.Абдулаева, Э.Н.Елисеева, О.А.Юшко-Захаровой, Л.В. Разина и Г.А. Хоменко.

Таблица 2

Редкие элементы в базальтах (в г/т)*

Элементы	1	2	3	4
	Океанические		Континентальные	
	Толейты	Щелочные оливиновые базальты	Траппы	Щелочные оливиновые базальты
Cu	83	30	110	68-80
Ni	110	24	110	36-70
Cr	360	18	180	22-106
Co	35	24	34	30-50
V	320	243	190	230-500
Sc	49	21	40-80	-
Nb	-	75	3,2	12-40
Zr	67	365	70-100	200-360
Be	2	2	До 1	1-2
Ga	16	22	70	18-50

Элементы	1	2	3	4
	Океанические		Континентальные	
	Толейты	Щелочные оливиновые базальты	Траппы	Щелочные оливиновые базальты
Ba	12	405	690	600-2000
Sr	97	583	360	360-660
Среднее количество в анализах	10	10	10-50	8

* При составлении таблицы использованы данные Энгеля, Руэгга и Дутра, Нестеренко, Знаменского и др.

группы (Бородин, 1965). Повышенной концентрацией цериевых земель отличаются также феолиты, трахиты и липариты. Поэтому обращает на себя внимание тот факт, что только в составе океанических толейтов отсутствует сколько-нибудь значительное обогащение цериевыми землями по сравнению с иттриевыми (Хэскин и др., 1966). При переходе от них к континентальным толейтам и щелочным оливиновым базальтам наблюдается все возрастающее фракционирование легких лантаноидов цериевой группы. В то же время в ультраосновных нодулях, перидотитах и дунитах может сохраняться близкое к первичным океаническим толейтам соотношение лантаноидов или даже несколько увеличиваться относительная концентрация иттриевых земель (Herzmann, 1968).

Поскольку базальты и другие основные породы резко преобладают в составе земной коры, по сравнению с прочими изверженными породами, то очевидно, образование основных магм и сопряженных с ними различных базитов и ультрабазитов является главным механизмом глубинной геохимической дифференциации. Вместе с тем можно наметить и принципиально иное направление ювенильных геохимических процессов, начальным этапом которых является образование щелочных магм, резко недосыщенных кремнеземом. О характере этих процессов можно судить, основываясь на составе кимберлитов и их сравнении с исходным мантийным материалом (Harris a.o., 1967). Из такого сравнения следует, что выплавление кимберлитовых магм, в отличие от базальтовых, почти не меняет исходного соотношения главных петрогенных элементов - кремния, магния, железа и алюминия, приводя прежде всего к увеличению концентрации щелочей и кальция. Однако, еще больший интерес представляет тот факт, что кимберлиты отличаются повышенными концентрациями редких элементов, не только сидерофильных, свойственных базитам и ультрабазитам, но, главное, литофильных. Как было установлено в последние годы (Бурков, Подпорина, 1965, 1966), содержание ниобия, тантала и стронция в кимберлитах гораздо выше не только по сравнению с базальтами, но и с гранитами (табл. 3). Значительно повышено по сравнению с ультрабазитами также и содержание лития, рубидия, бора, фосфора. Примечателен и резко цериевый состав лантаноидов, аналогично их составу в типичных щелочных породах. Учитывая к тому же интенсивное проявление в связи с кимберлитами процессов углекислого автотометасоматоза, можно прийти к определенному выводу о том, что формирование кимберлитовых и некоторых других щелочно-ультраосновных и карбонатитовых магм отвечает случаю специфического фракционирования и фазовых превращений мантийного материала (Neuhaus, 1968) с отгонкой легколетучих фракций, обогащенных редкими и другими элементами-примесями.

Содержание редких элементов (в г/т) в кимберлитах по сравнению с содержанием их в ультрабазитах и гранитах

	Sr	Ta	Nb	Zr	B	Sc	V	Ni	Co
1	830	6,6	120	48	140	9	140	1790	180
2	1290	7,4	170	116	150	6	80	1220	110
3	10	0,02	1	30	1,0	5	40	2000	200
4	300	3,5	20	200	15	6	40	8	5

1 и 2 - по В.В.Буркову и Е.К.Подпориной (1965); 3 и 4 - по А.П.Виноградову. 1 - базальтоидные кимберлиты; 2 - кимберлитовые брекчии; 3 - ультраосновные породы; 4 - гранитоиды.

Однако большим распространением пользуются щелочные породы (нефелиновые сиениты, щелочные габброиды), геохимические особенности которых определяются либо их появлением как эвтектоидных расплавов, завершающих кристаллизацию щелочно-базальтовых магм (щелочные формации чистой линии), либо различными процессами ошелочения: в ходе взаимодействия глубинных магм с вмещающими породами повышенной основности или воздействия ювенильных щелочных эманаций на различные породы земной коры (гибридные формации). В первом случае накопление щелочей и редких элементов находится в зависимости от степени магматической дифференциации и идет параллельно с увеличением кремнекислотности расплавов. Поэтому при низких исходных кларках, обычных для базальтовых магм, редкие элементы, хотя и накапливаются в остаточных порциях расплавов, но чаще всего не образуют промышленных концентраций. Иной случай представляют гибридные формации, когда щелочи и редкие элементы поставляются ювенильными эманациями. При этом значительное повышение как щелочности, так и концентрации редких элементов возможно на различных этапах дифференциации ошелоченных магм. В результате петрохимически однотипные породы, сходные по степени агипаитности или валовому содержанию щелочей, могут существенно отличаться по "набору" редких и других элементов-примесей.

Как следует из приведенных нами данных, различия в распределении редких элементов отражают весьма существенные стороны геохимии магматических пород. Поэтому во многих случаях именно редкие, а не петрогенные элементы могут быть использованы как геохимические индикаторы при решении принципиальных вопросов петрологии и рудообразования. Так, в связи с затронутыми в этом докладе проблемами, можно указать на результаты проведенного в ИМГРЭ (Бородин, Гладких, 1967, 1968) сравнительного геохимического изучения дифференцированных щелочно-базальтовых серий, представляющих континентальные и океанические провинции.

В отличие от рассмотренных выше пород, геохимия которых обусловлена прежде всего процессами подкоровой эволюции глубинных магм, гранитоиды в основной своей массе генерируются из вещества земной коры в результате разнообразных процессов палингенеза и гранитизации. Поэтому их геохимические особенности в значительной мере зависят и от специфики состава пород литосферы в пределах конкретных регионов, и от тектонического режима верхних горизонтов земной коры. В то же время эвтектоидная природа гранитных магм во многом сближает главные петрохимические характеристики гранитоидов, заставляя обращать усиленное внимание на различия в содержании редких элементов как в гранитах, так и в слагающих их минералах породообразующих и аксессуарных, а также и в содержании последних. В этом направлении в последние годы проведена огромная работа и достигнуты значительные результаты, позволяющие сопоставлять минералого-геохимические

особенности следующих генетически различных групп гранитоидов: типично интрузивных (преимущественно из складчатых областей); автохтонных, являющихся продуктом гранитизации пород кристаллического основания платформ; гранитоидов, являющихся производными гибридных основных магм, реже – продуктов кристаллизационной дифференциации основной магмы.

Представители первой группы выделяются среди остальных типов гранитоидов повышенными содержаниями редких элементов – Nb, Ta, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Zr, TR, Ми. Соответственно и большинство месторождений редких элементов различных генетических типов связано именно с интрузивными гранитоидами.

Гранитоиды габбровой формации значительно обеднены редкими элементами, в частности, рубидием, и отношение K/Rb в них выше, чем в интрузивных гранитоидах. В то же время они отличаются значительно большим содержанием Fe, Mg, Ti и Ca и для них характерны контактово-метасоматические железорудные месторождения, а рудопроявления редких элементов неизвестны (Ляхович, 1967; 1968; Овчинников, Траянова, 1963).

Автохтонные гранитоиды занимают промежуточное положение между этими двумя контрастными по своей геохимической характеристике группами гранитоидов (табл. 4).

Таблица 4

Средние содержания элементов-примесей в гранитоидах различного генезиса (в г/т)

Элементы	Гранитоиды палингенные интрузивные	Гранитоиды автохтонные метасоматические	Гранитоиды габбровой формации
	1	2	3
Rb	200	178,4	37,1
Zr	200	238,8	138
Zn	60	25,1	31,4
Li	40	24,7	5,3
Nb	20	14,7	13,2
Pb	20	21	7,7
Cu	20	16,4	62,7
Be	5,5	1,6	0,9
Cs	5	2,2	2,0
Ta	3,5	0,83	0,36
Sn	3		1,5
W	1,5	0,7	0,7
Mo	1	0,8	1,3

1 – кларки, по А.П.Виноградову; 2 – среднее по 25 анализам; 3 – среднее по 21 анализу.

Отмеченные выше геохимические особенности ярко проявляются в составе и характере распределения акцессорных минералов – главных концентраторов рудных и редких элементов в гранитоидах. Так, в интрузивных гранитоидах наблюдаются максимальные содержания и относительно равномерное распределение минералов рудных и редких элементов (Ta, Nb, W, Mo, Sn, Li). В автохтонных же гранитоидах акцессорные минералы распределены крайне неравномерно. Для них более характерные минералы Ca, TR, Th, Zr, что может быть объяснено как следствие процесса микроклинизации богатых плагиоклазом парагнейсовых толщ. Гранитоиды габбровой формации в связи со спецификой своего происхождения выделяются самым высокими содержаниями минералов Fe и Ti – магнетита, ильменита, пирита и самыми низкими – минералов редких элементов (Мустафаев, 1965).

Еще более тонкие отличия между гранитоидами различного генезиса и рудоносности вскрываются при изучении особенностей состава как породообразующих, так и аксессуарных минералов. Так, например, биотиты интрузивных гранитов характеризуются наиболее высокими содержаниями Nb, Ta, Be, Sn, Sc, по сравнению с биотитом из гранитоидов других генетических типов.

В отличие от магнетита из интрузивных гранитоидов, магнетиты из гранитоидов габбровой формации характеризуются более высоким содержанием Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni и более низким — Sn, Zr, Nb, V (Вахрушев, 1965; Овчинников, 1960; Одикадзе, 1967; Штейнберг, Фоминих, 1961). Гранаты автохтонных гранитов отличаются от граната интрузивных гранитов меньшим содержанием спессартинового и большим — альмандинового и пиропового компонентов, приближаясь к составу гранатов парагнейсовых толщ (Ляхович, 1968).

Особенно интересные результаты при выяснении индикаторных признаков рудоносных интрузивов получаются при использовании средних содержаний редких и рудных элементов в минералах. Так, минералы рудоносного (Cu, Mo) Мегринского плутона (роговая обманка, биотит, магнетит, сфен) характеризуются более низкими содержаниями Cu и Mo по сравнению с вычисленными средними (Демин и др., 1968).

Биотиты оловоносных гранитов чаще содержат олово в количестве, меньшем среднего (Лугов, 1964; Febwad, 1953). Все это позволяет считать, что возможен, вопреки распространенным мнениям, и такой признак рудоносных гранитов, как пониженное содержание рудного элемента в главном минераленосителе.

Теперь известны многочисленные примеры удачного обнаружения геохимических индикаторов реальной и потенциальной рудоносности интрузивных пород. Разрабатываются и успешно испытываются статистические методы определения комбинаций геохимических признаков рудоносности интрузивов. Однако, в решении проблемы мы находимся еще только на стадии накопления фактов с выявлением эмпирических закономерностей местного значения. Возможность установления металлогенической специализации интрузий по простейшим геохимическим данным данным значительно преувеличена. Универсальной закономерной связи между геохимической и металлогенической специализациями гранитоидных комплексов не установлено, хотя и могут быть указаны некоторые теоретические положения и методы, дающие возможность разработки научно обоснованной программы решения проблемы генетической связи рудных месторождений с интрузиями.

Литература

- Бородин Л.С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях. — Геохимия, 1967, № 10.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах. — Геохимия, 1968, № 5.
- Бурков В.В., Подпорина Е.К. О редких элементах в кимберлитовых породах. — Докл. АН СССР, 1965, 163, № 1.
- Бурков В.В., Подпорина Е.К. Первые данные о редких землях в кимберлитовых породах. — Докл. АН СССР, 1966, 171, № 4.
- Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд-во "Наука", 1965.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция земли. Изд-во АН СССР, 1959.
- Демин А.М., Полякова В.В., Ситни А.А. Особенности распределения молибдена, меди и цинка в гранитоидах Мегринского плутона (Малый Кавказ). — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 11.
- Кутюлин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. Изд-во "Наука", 1969.

- Лугов С.Ф. О металлогенической специализации мезозойских гранитоидов Чукотки. - В кн. Металлогеническая специализация магматических комплексов. Изд-во "Наука", 1964.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. Изд-во "Наука", 1967.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы. Изд-во "Наука", 1968.
- Мустафаев Г.В. Акцессорные минералы гранитоидов северо-восточной части Малого Кавказа. - Изв. АН Аз.ССР, серия геолого-географич. наук, 1965, № 4.
- Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. - Труды ГГ и УФ АН СССР, 1960, вып. 30.
- Овчинников Л.Н., Траянова М.В. Закономерности распределения рубидия в изверженных и метаморфических породах Урала и их геологическое значение. - В кн.: "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала" (Труды 1-го уральского петрогр. совещ., т. 1). Свердловск, 1963.
- Одикадзе Г.Л. О некоторых геохимических особенностях распределения К, Rb и Tl в гранитоидах Дзеирульского кристаллического массива (Западная Грузия). - Геохимия, 1967, № 1.
- Соболев С.Ф. Особенности генезиса и состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала. - В сб. "Кора и верхняя мантия". Изд-во "Наука", 1968.
- Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. Изд-во "Мир", 1966.
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. Состав акцессорного титано-магнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. - Докл. АН СССР, 1961, 139, № 5.
- Engel A.E., Engel C.C., Havens R.G. Chemical characteristic of oceanic basalts and the upper mantle. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, 76.
- O'Hara M.J. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. - Earth-science reviews, 1968, 4, N 2.
- Harris P.G., Reay A., White I.G. Chemical composition of the Upper mantle. - J. Geoph. Research, 1967, 72.
- Hermann A.G. Die Verteilung der Lantaniden in Basaltischen Gesteinen. - Contrib. Miner. and petrol., 1968, 17, N 4.
- Jedwab J. La signification des traces d'étain dans certains minéraux cimmanse des pegmatites. - Soc. Geol. de Belgique, 1953, 76, N 4.
- Neuhaus A. Über Phasen- und Materialzustände in den tieferen und tiefsten Erdzonen (Ergebnisse der modernen Hochdruck-Hochtemperatur-Forschung zum Geochemischen Erdbild. Geol. Rundschau, 1968, 57, H.3.
- Rittmann A. Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen Geol. Rundschau, 1967, H.1.

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ
В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА
(ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)¹⁾

Рассмотрены вопросы образования гранитоидов Балтийского щита. Выделяется несколько эпох гранитообразования на основании определенной абсолютного возраста Rb-Sr и U-Pb-Th изохронными методами. Дается сравнение химизма разновозрастных гранитоидов в отношении главных элементов, а также в отношении рубидия. Делается попытка проследить тенденцию в изменении химизма гранитоидов для восточной части Балтийского щита.

Л.В.Таусон, В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин,
Ц.Гундсамбуу, Ц.Цеден

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ
ГРАНИТОИДОВ ОБЛАСТЕЙ МЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ
ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

В последнее время уделяется большое внимание гранитоидам, образование которых непосредственно не связано с геосинклинальным развитием (Нагибина, 1968). Они получили название внегеосинклинальных гранитоидов. Как правило, с ними связаны месторождения разнообразных полезных ископаемых и, в первую очередь, редких металлов. Результаты исследования такого рода мезозойских гранитоидов Центральной и Восточной Монголии приводятся в настоящем сообщении. В Монголии с ними связаны месторождения вольфрама, олова а в последнее время установлены проявления лития, тантала, ниобия, редких земель, циркония и тория (Эгель и др., 1966; Коваленко, Кузьмин, 1969 а).

Петрографическая и геохимическая индивидуальность, характер оруденения и специфика метасоматических процессов позволяют выделять в МНР три типа мезозойских редкометалльных гранитоидов: модотинский, шарахадинский и щелочные граниты (Кузьмин и др., 1969). Они установлены в Монголо-Амурской, Северо-Монгольской и Южно-Монгольской структурно-фациальных зон (Хасия, 1966). Внегеосинклинальный характер рассматриваемых гранитоидов подтверждается, во-первых, существованием разрыва между их формированием (триас-юра) и завершением геосинклинального развития Центральной и Восточной Монголии (не позже верхнего палеозоя) и, во-вторых, дискордантным характером интрузивных тел. Внедрение их контролировалось дизъюнктивными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений. Обычно площади выходов массивов не превышают нескольких сотен км². Массивы редкометалльных гранитов часто имеют куполовидную, плитообразную или штокообразную формы. Практически во всех массивах отмечаются фации закаленных пород. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород выражаются, главным образом, в оргоговиковании. В ряде случаев наблюдались переходы гранитов некоторых массивов в эффузивные и субэффузивные породы. Все вышесказанное позволяет рассматривать интрузии мезозойских гранитоидов как трещинные тела малых и средних глубин.

1) Полный текст статьи опубликован в журнале "Известия Академии наук СССР", серия геол., 1970, № 5.

Гранитоиды модотинского типа пользуются наиболее широким распространением среди массивов редкометальных гранитов. С ними связано большинство известных месторождений вольфрама и олова. Массивы гранитов этого типа часто двухфазны. Породы главной интрузивной фазы – равномернозернистые биотитовые или двуслюдяные граниты. В этих гранитах отмечается гранат (спессартин) и турмалин, присутствие которых вместе с мусковитом может служить типоморфным признаком гранитов этого типа. По химическому составу они близки к среднему составу гранитов по Р.Дэли. Содержания лития, бериллия, таллия, свинца, цинка, фтора, бария и стронция в них кларковые. Концентрации рубидия достигают до 270 г/т, а олова в некоторых массивах до 9 г/т.

Граниты главной фазы массивов гранитов модотинского типа пересекаются дайковыми телами, часто пластовой формы, мелкозернистых нередко пегматоидных гранитов фазы дополнительных интрузий. Мусковит, гранат и турмалин в этих гранитах являются более обычными по сравнению с породами главной фазы. В некоторых массивах в гранитах дополнительных интрузий отмечаются шпировые и жильные тела пегматитов с аксессуарными колумбит-танталитами.

Содержания свинца, олова, цинка и лития в гранитах дополнительных интрузий или одинаковы или ниже, чем концентрации их в гранитах главной интрузивной фазы. Содержания бериллия и рубидия в более поздних породах обычно возрастают. Таким образом, характер поведения редких элементов при становлении массивов модотинского типа является достаточно обычным для гранитоидов (Таусон, 1961, Ставров, 1963).

Послемагматический этап для гранитов модотинского типа характеризуется образованием мусковитых грейзенов и кварцевых жил с оловянным и вольфрамовым оруднением. Широкое распространение грейзенизации, пространственная близость грейзенов и кварцево-рудных жил дают основание предполагать генетическую связь между ними.

Несколько иной тип редкометальных гранитов назван шарахадинским. Граниты этого типа слагают как самостоятельные массивы, так и сложные тела, в которых пространственно совмещены различные типы мезозойских гранитоидов. В сложных массивах установлен относительно более молодой возраст шарахадинских гранитов по сравнению с модотинскими. Главные интрузивные фазы массивов гранитов шарахадинского типа сложены биотитовыми гранитами. Они отличаются от среднего гранита по Р.Дэли своей лейкократовостью и повышенным значением коэффициента агпаитности. Их важным петрографическим признаком является относительный идиоморфизм кварца. Геохимически эти граниты характеризуются повышенными содержаниями фтора (0,3%), лития (60–200 г/т), рубидия (300–500 г/т), иногда бериллия, цинка, вольфрама, молибдена и олова (в 2–3 раза) и аномально низкими содержаниями бария (10–70 г/т) и стронция (2–15 г/т). Таким образом, отличительной геохимической чертой шарахадинских гранитов является их фтор-литиевая специфика.

Особенности состава гранитов шарахадинского типа, по-видимому, свидетельствуют о резко отличном пути их дифференциации по сравнению с обычными гранитами. Уже породы фазы дополнительных интрузий, жильной серии или апикальных частей интрузий обогащены литием до 250 г/т, рубидием до 600 г/т, фтором до 0,5%, оловом до 16–20 г/т, а также ниобием, танталом и гафнием. Результатом магматической эволюции родоначального их расплава являются, вероятно, альбит-лепидолитовые граниты и массивы зонального строения. Наиболее полно она проявлена в пределах Бурал-Хангайского выхода Жанчивланского массива. Здесь от более глубоких частей массива к апикальным наблюдается следующая смена пород: биотитовый гранит ($Kв + КПШ - Пл_{10-15} + Би + Мт^*$); микроклин-алибитовый гранит ($Kв + КПШ + Аб + Цинн +$

* Кв – кварц, КПШ – калиевый полевошпат; Орт – ортоклаз, Амаз – амазонит, Пл – плагиоклаз, Аб – альбит, Би – биотит, Цинн – циннвальдит, Леп – лепидолит, Топ – топаз, Мт – магнетит.

Топ+Мт); амазонит-альбитовый гранит (Кв+Амаз+Аб+Цинн+Топ+Мт); альбит-лепидолитовый гранит (Кв+КПШ+Аб+Леп+Топ+Мт).

В процессе дифференциации породы последовательно обогащаются альбитом, начиная от состава близкого к тройному минимуму в системе $\text{Орт}-\text{Аб}-\text{SiO}_2$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 500-1000$ бар ($\text{Орт}_{27}\text{Аб}_{36}\text{Кв}_{37}$) до состава $\text{Орт}_{21}\text{Аб}_{60}\text{Кв}_{19}$ близкого к гранитной эвтектике при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10000$ бар. Нам представляется что образование этой серии пород является результатом магматической дифференциации, о чем говорят многие факты (Коваленко, Кузьмин, 1969б). В 1968 г. в пределах Онгон-Хайрханского вольфрамового месторождения нами были обнаружены дайки субэффузивных редкометальных альбитофиров. По минеральному и химическому составу эти породы являются аналогами альбит-лепидолитовых гранитов. Нормативный состав их: $\text{Орт}_{20-25}\text{Аб}_{52-56}\text{Кв}_{20-26}$. Содержание фтора достигает 2,1%, а лития - десятых долей процента. В породах этих даек наблюдались зоны закалки с нераскристаллизованным стеклом. Приведенные данные показывают возможность существования расплавов альбит-лепидолитовых гранитов.

Причиной описанной эволюции фтор-литиевых гранитов является, по-видимому, последовательное подкисление расплава (повышение активности фтора и лития) по направлению к апикальным частям магматических камер. В связи с этим расширяется поле кристаллизации кварца, понижается температура солидуса гранитного расплава, так что с расплавом могут сосуществовать альбит и калиевый полевой шпат. Такой ход дифференциации может иметь место только при особо благоприятных условиях. Не случайно, что эти граниты приурочены к апикальным частям куполовидных массивов с кровлей из плотных вмещающих пород (сланцы, алевролиты).

Постмагматические процессы, связанные с массивами фтор-литиевых гранитов, имеют свою специфику. В случае, когда магматическая дифференциация приводит к образованию альбит-лепидолитовых гранитов, в метасоматическую стадию образуются маломощные тела кварц-лепидолитовых грейзенов и мономинеральных альбитов. Для этих образований, которые обычно не превышают 5% площади выходов альбит-лепидолитовых гранитов, свойственна метасоматическая зональность. По химическому составу и по содержаниям большинства редких элементов альбититы и кварц-лепидолитовые грейзены в сумме соответствуют альбит-лепидолитовым гранитам, по которым они разбиваются.

В тех массивах, где магматическая дифференциация заканчивается образованием альбит-микроклиновых или альбит-амазонитовых гранитов, в метасоматический этап формируются тела цвиттеров (биотит-топозовых грейзенов). Цвиттеры являются рудой на олово и вольфрам, а по последним данным они могут нести и танталовую минерализацию. В одном из массивов наблюдалось наложение на цвиттеры кварц-мусковитовых грейзенов. Это дает основание считать цвиттеры более высокотемпературными образованиями, чем кварц-мусковитовые грейзены.

Таким образом, с литий-фтористыми гранитами как на магматическом, так и на метасоматическом этапе следует ожидать значительно большую гамму рудоносных пород, чем с обычными гранитами.

В результате работ последних лет в Монголии среди мезозойских редкометальных гранитов удалось установить широкое развитие щелочных гранитов. В общей последовательности мезозойского магматизма эти граниты являются наиболее поздними и, по-видимому, завершают интрузивный цикл (Коваленко, Кузьмин, 1969а, Кузьмин и др., 1969). Главные фазы массивов этих гранитоидов сложены щелочными гранитами с рибекитом или арфедсонитом. Реже встречается сиениты и граносиениты. Породы более поздних или дополнительных интрузивных фаз представлены телами щелочногранитных фельзитов, гранофилов и пегматитов. Иногда наблюдались переходы щелочных гранитов в субэффузивные и даже эффузивные породы типа натровых липаритов, с которыми они образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию. Такая ассоциация установлена для Дашибалбарского массива (Коваленко, Кузьмин, 1969).

По химическому составу они являются типичными щелочными гранитами с коэффициентом алгаитности большим единицы. Более щелочные разности характерны обычно для более поздних пород. Петрохимическая эволюция составов щелочных гранитов обратна эволюции фтор-литиевых гранитов и выражается в продолжении известной "пантеллеритовой" тенденции А.Н.Заварицкого (1950), т.е. в обогащении нормативным кварцем и ортоклазом поздних дифференциатов. Видимо такой характер эволюции щелочногранитного расплава определяется последовательным повышением в нем щелочности. В соответствии с этим расширяется поле кристаллизации щелочного полевого шпата и сужается поле кварца.

Для щелочных гранитов характерны как кларковые, так и повышенные (на один-два порядка) концентрации лития, рубидия, олова, ниобия, циркония, редких земель и тория и аномально низкие содержания бария (10-100 г/т) и стронция (5-20 г/т). Высокие содержания редких элементов обычно приурочены к фельзитам или пегматитам и особенно к апикальным слагаемым ими куполовидных тел. В этом отношении интересны эндоконтактные зоны Хан-Багдинского массива (Южное Гоби), в которых отмечено большое количество шлировых и жильных пегматоидных тел. Эти тела имеют зональное строение: от щелочного вмещающего гранита, через фельзит к грубозернистому щелочногранитному пегматиту, состоящему из кварца, калиевого полевого шпата, альбита, арфедсонита, иногда эгирина. В них впервые для Монголии встречен цирконосиликат типа эльпидита, количество которого нередко достигает 30% от объема породы. В этих же породах отмечаются повышенные содержания редких земель, ниобия, тория и ряда других редких элементов.

Таким образом, в Монголии установлена редкометальная минерализация в связи со щелочными гранитами, что является благоприятной предпосылкой для обнаружения в этой стране месторождений редких металлов (ниобия, циркония, редких земель, тория и т.п.).

В целом эволюция мезозойских гранитоидов Монголии приводит к появлению двух поздних и контрастных геохимических типов гранитов: литий-фтористых с танталом, оловом и вольфрамом, и щелочных - с ниобием, цирконием, редкими землями и торием. В ряде редкометальных провинций отмечается близкий к Монголии характер проявления редкометальных гранитов. При этом появление литий-фтористых и щелочных гранитов отмечается на этапе орогенного развития конкретного региона или же при развитии наложенных внегеосинклинальных структур, т.е. на этапе активизации или ревивации по М.С.Нагибиной (1968). В некоторых редкометальных провинциях (Нигерия, Казахстан) проявлены и литий-фтористые и щелочные граниты, в других - только щелочные (Тува) или литий-фтористые (Восточное Забайкалье) (Тугаринов и др., 1963; Коваленко и др. 1968). Во всех регионах редкометальные граниты появляются на заключительных этапах орогенного или внегеосинклинального магматизма и не обнаруживают ни пространственной, ни временной связи с основным, базальтовым вулканизмом. Очевидно, редкометальные граниты являются производными чисто сиалического магматизма.

Можно предполагать, что родоначальной для обеих разновидностей редкометальных гранитов была аляскитовая магма. Аномально низкие содержания бария и стронция в литий-фтористых и щелочных гранитах Монголии могут служить подтверждением такого предположения. Эта аляскитовая магма по составу должна находиться в области температурного барьера кварц-ортоклаз в системе $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Эволюция такого расплава может идти как в сторону щелочногранитного, так и плюмазитового литий-фтористого расплава. Появление определенного типа пород (щелочные или плюмазитовые) определяется вероятно как флюктуацией состава исходного расплава, так и особенностями структурно-тектонического развития каждого конкретного региона.

Литература

Нагибина М.С. Об эволюции тектонических условий проявления гранитоидного магматизма в процессе развития структуры земной коры. - Междун. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов.геол., 1968.

- Эгель Л., Жемцов Б., Ушаков В. К вопросу о металлогенической специализации некоторых интрузивных комплексов МНР. - В кн. "Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена". М., 1966.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И. 1. Редкометалльные щелочные граниты Монголии. - В кн. "Ежегодных Сибгеохи по работам 1968 г." Иркутск, 1969.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И. 2. О зональном строении массивов литий-фтористых гранитов Монголии. - В кн. "Ежегодник Сибгеохи по работам 1968" г.Иркутск, 1969.
- Кузьмин М.И., Коваленко В.И., Брандт С.Б., Смирнов С.В. Геохимические типы мезозойских гранитоидов Монголии. Там же.
- Хасин Р.А. Основные черты геологического строения территории МНР. - В кн. "Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена". М., 1966.
- Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ставров О.Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов". Госгеолтехиздат, 1963.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Тугаринов А.Н., Павленко А.С., Коваленко В.И. Генезис апогранитов в свете геохимических данных. - Геохимия, 1963, № 12.
- Коваленко В.И., Легейдо В.А., Петров Л.Л., Пополитов Э.И. К геохимии олова и бериллия в щелочных гранитоидах. - Геохимия, 1968, № 9.

Г.С.Плюснин, С.Б.Брандт

ИЗОТОПНОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ЛИТИЯ, КАЛИЯ, МАГНИЯ, КАЛЬЦИЯ ПО ЗОНАЛЬНОСТИ И ПАРАГЕНЕЗИСАМ

Гарольд Юри, положивший начало статистико-термодинамической теории разделения изотопов в природе (Urey, 1947), отметил парадоксальную особенность развития этой области. Изотопы, благодаря радиоактивности, были открыты не на легких элементах, где их роль должна проявляться наиболее резко, а на тяжелых, где вследствие малых значений дроби $\Delta m/m$ (Δm - разность крайних масс изотопов, m - масса наиболее легкого из них) роль изотопов весьма мала.

Другой особенностью явилось традиционное применение методов изотопии к бессистемно отобранному ряду проб, не связанных между собой никакими причинными соображениями. Например: "Муллинс и Зеран сравнили содержание K^{40} в древесине бука, костях коровы и лошади, образце лавы Везувия в Италии и товарном хлористом калии ... и пришли к выводу, что в природе процесса разделения изотопов калия не происходит" (Ранкама, 1956). Пушкар (Pushkar, 1968) исследовал изотопный состав стронция в лавах Марианских, Бонионских и Изу - остров и пришел к заключению, что он идентичен. В обоих цитированных примерах совершенно непонятно, почему именно должны были бы отличаться составы отдельных образцов. Бессистемный подход к комплектованию серий измеряемых образцов сохранился до сих пор и привел к возникновению взгляда, что изотопы рассеянных и петрогенных элементов не фракционируются вовсе. Именно по этой причине естественное фракционирование изотопов лития до самого последнего времени (Исаков и др., 1969) не было обнаружено, возможность фракционирования калия (Herbeek, a.o., 1967) ставилось под сомнение (Кавиладзе и др., 1964), а интереснейший факт фракционирования изотопов магния вкрест простирания зоны доломитизации каль-

цита (Daughtry a.o., 1962), был дискредитирован несколькими частными измерениями (Catanzaro a.o., 1966).

В то же время, случаи естественного изотопного фракционирования элементов могут быть теоретически совершенно четко предсказаны. Прежде всего, фракционирование пропорционально вышеупомянутому отношению $\Delta t/m$.

К наиболее перспективным элементам относятся водород, кальций, литий. Наименее перспективны свинец, стронций, уран и др.¹⁾ В частности, именно по этой причине серии образцов свинцов, взятые из самых различных регионов, ложатся на прямолинейную секущую конкордии Везерилла (Wetherill, 1956).

Далее, согласно идее Г.Юри, фракционирование изотопов в двух равновесных фазах пропорционально отношению статистических сумм состояний в этих фазах. В горных породах часто имеет место парагенетическое равновесие (Коржинский, 1957). Следовательно, между парагенными минералами породы должно иметь место изотопное фракционирование, тем большее, чем больше разница в концентрациях рассматриваемого элемента. Парагенетическое фракционирование для кислорода впервые было обнаружено Гэрликом и Энштейном (Garlick a.o., 1967). Бачинским (Bachinsky, 1969) установлено правило, согласно которому сера, входящая в сосуществующие минералы, тем "тяжелее", чем больше энергия ее связи.

Следующим фактором, обуславливающим естественное фракционирование изотопов, является неравновесность состояний, проявляющаяся, например, при образовании контактовых зон и метасоматических ореолов. Пусть на границе фаз I и II (рис. 1, верхняя часть) существовало в начальный момент ступенькообразное распределение концентрации (С) элемента А. Через некоторый

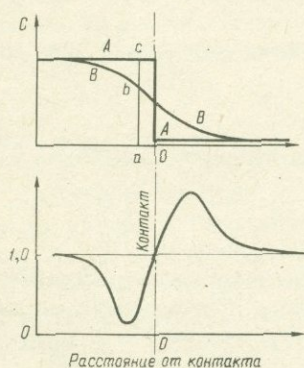


Рис. 1. Схема фракционирования изотопов в диффузионном ореоле

промежуток времени установится диффузивный ореол В. Очевидно, в любой момент времени распределение концентрации наиболее легкого (и наиболее подвижного) изотопа (C_A) будет ближе к кривой В, а наиболее тяжелого (C_T) - к кривой А. Отношение концентраций изотопов (нижняя часть рис. 1) вдали от контакта (эндоконтакт) будет очевидно равно 1, затем при приближении к контакту станет <1 , в контакте снова равно 1, а в экзоконтакте будет резко расти. Вдали от контакта оно снова приблизится к 1 вследствие возрастающего влияния фона. Таким образом, в зонах, примыкающих к контактам, можно ожидать максимального фракционирования изотопов.

Наконец, в качестве геохимической координаты может быть выбрана степень метасоматического преобразования исходных пород. При этом, в наиболее измененных разностях должен преобладать легкий изотоп внесенного элемента. Следовательно, изотопия может дать совершенно однозначную петрологическую информацию: 1) о направленности и характере процессов, проис-

¹⁾ Здесь не рассматриваются искажения изотопного состава дочерних элементов за счет радиоактивных превращений.

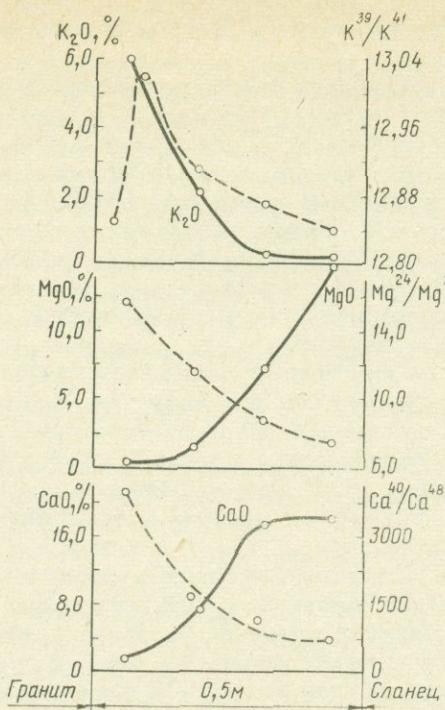


Рис. 2. Фракционирование изотопов калия, магния, кальция в контактовом ореоле сланца и гранита

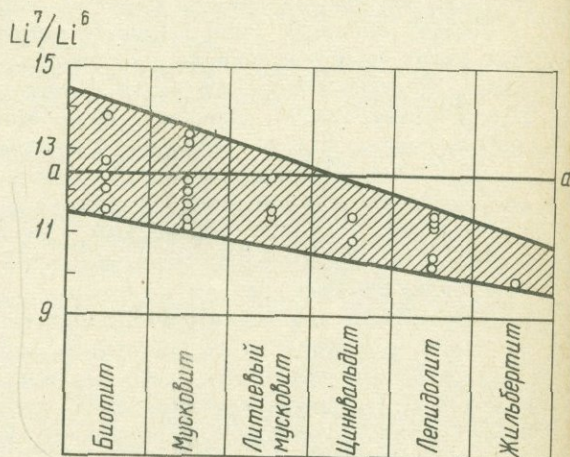


Рис. 3. Фракционирование изотопов лития в генетически связанной серии слюд аа - средний изотопный состав земной коры

ходящих в эндо- и экзоконтактных зонах геологических образований, сильно различающихся по своему химическому составу (возможно выделение донорских и акцепторных областей); 2) о миграции элементов в наложенных метасоматических процессах.

Для измерения фракционирования изотопов калия, кальция и магния была взята метасоматическая зональность на контакте гранита и сланца из Федоровской группы флогопитовых месторождений (Алдан) (Лепин и др., 1969). Изменение концентраций и изотопных отношений упомянутых элементов приведены на рис. 2. Мы видим, что концентрация кальция от сланца к граниту уменьшается в десять раз, а изотопный состав $\text{Ca}^{40}/\text{Ca}^{48}$ - в шесть раз. (Для кальция $\Delta t/t = 1/5$)

Концентрация магния от сланца к граниту уменьшается в ~ 50 раз, а изотопный состав $\text{Mg}^{24}/\text{Mg}^{26}$ - в ~ 2 раза (для магния $\Delta t/t = 1/12$). Для кальция и магния донорной областью является сланец, а акцепторной - гранит. Обратная картина наблюдается для калия. Его концентрация меняется в ~ 60 раз, донором является гранит, а изотопный состав $\text{K}^{39}/\text{K}^{41}$ меняется на 0,7% ($\Delta t/t$ для калия - $1/20$). Этим подтверждаются сделанные выше прогнозы.

Изменение изотопного состава калия в различных парагенно-равновесных минералах приведены в таблице 1. Мы видим, что обогащение калия легким изотопом неизменно имеет место в минералах, бедных калием (в соответствии с правилом Бачинского).

Для исследования изменения изотопного состава лития в зависимости от глубины метасоматического воздействия была взята серия магнезиально-железистых слюд биотит-мушкетит-литиевый мушкетит-циннвальдит-лепидолит-

Проба, место взятия	Минерал, порода	K^{39}/K^{41}
Рибекитовый гранит, Верхняя Монголия	Рибекит	14,30±0,09
	Эталон	13,74±0,05
	Микроклин	14,11±0,04
	Эталон	13,75±0,04
	Кварц	14,47±0,08
Пегматит, Мама	Мусковит, Ж-99	13,74±0,08
	Эталон	13,73±0,02
	Турмалин Ж-99	13,78±0,07
	Эталон	13,75±0,04
	Кварц, Ж-99	14,14±0,06
	Кварц, Г-1562	14,16±0,07
	Эталон	13,78±0,05
	Мусковит, Г-1562	14,03±0,03

жильбертит (Забайкалье) (Исаков и др., 1969). Каждая из слюд является типоморфным минералом для породы, характеризующей определенный этап метасоматического процесса. Результаты изображены на рис. 3. Мы видим, что имеет место обогащения легким изотопом в сторону жильбертита, достигающее 40% (Для лития $\Delta m/m = 1/6$).

Все измерения производились при помощи специализированных масс-спектрометров МИ 1305. Методика измерений изложена в опубликованных работах.

Литература

- Исаков Ю.А., Плюснин Г.С., Брандт С.Б. К естественному фракционированию изотопов лития. - *Геохимия*, 1969, № 6.
- Кавиладзе М.Ш., Абашидзе И.В. К вопросу о вариациях изотопного отношения K^{39}/K^{41} в земном калии. - *Сообщ. АН Груз. ССР*, 1964, 35.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. - *Изв. АН СССР*, 1957.
- Лепин В.С., Плюснин Г.С., Брандт С.Б. Масс-спектрометрический анализ Mg и Ca и естественное фракционирование их изотопов. *Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР*, 1969.
- Ранкама К. Изотопы в геологии. ИЛ, 1956.
- Bachinsky D.J. Bond strenght and sulfur isotopic fractionation in coexisting sulfides. - *Econ. Geol.*, 1969, 64, N 1.
- Catansaro E.I., Murphy T.I. Magnesium Isotope Ratios in Natural Samples. - *J. Geoph. Res.*, 1966, 71, N 4.
- Daughtry A.C., Perry D., Williams M. Magnesium isotopic distribution in dolomit. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1962, 26.
- Garlick G.D., Epstein S. Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, 31.
- Pushkar P. Strontium isotope ratios in volcanic rocks of furee island arc areas. - *J. Geoph. Res.*, 1968, 73, N 8.
- Urey H.C. The thermodynamic properties of isotopic substances. - *J. Chem. Soc.*, 1947, 54.

- Verbeek A.A., Schreiner G.D. Variation in K^{39}/K^{41} ratio and movement of potassium in a granit-amphibolite contact region. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, N 11.
- Wetherill G.W. Discordant Uranium-Lead Ages. - *Trans. Amer. Geophim. Un.*, 1956, 37.

А.А.Краснобаев, М.В.Траянова, Н.С.Сплошнова

О ВЛИЯНИИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА ГОРНЫХ ПОРОД НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГАФНИЯ И РАДИОАКТИВНОСТЬ АКЦЕССОРНЫХ ЦИРКОНОВ

Некоторые особенности распределения гафния в цирконах из пород различного генезиса до сих пор остаются спорными. А.В.Костерин, В.И.Зуев, И.Д.Шевалеевский (1958) для цирконов ряда диорит гранодиорит-биотит-амфиболовый гранит (Северная Киргизия) показали, что отношение Zr/Hf в них изменяется соответственно как 62-58-46; для аналогичных пород Дальнего Востока И.К.Никифорова и др. (1966) подобных различий не обнаружили. По данным А.С.Павленко, Э.Е.Вайнштейна, И.Д.Шевалеевского (1957), изменение щелочности в пределах гранит - сиенит на величине Zr/Hf не сказывается, что не согласуется с выводами других исследователей. Такие "расхождения" обычны и обусловлены чаще всего малой представительностью объектов и упрощенным их сравнением (Бугаец, 1966).

Геохимия урана и тория в цирконах, изучена слабо; специальные работы появились лишь в последние годы. Ниже рассматриваются статистические данные об особенностях распределения гафния (Hf %) и альфа-активности (α - в α -частицах на 1 мг в 1 час) в 190 пробах цирконов из пород различного состава и генезиса.

Методические замечания. Использованы горные породы¹⁾ Казахстана, Карелии, Прибайкалья, Украины, Урала. Гафний и α определены с точностью 7-10% и 3-5% соответственно. Мы рассматриваем α как показатель радиоактивности, эквивалентный $U+Th$. Такая замена кристаллохимически обоснована и неоднократно применялась (Gottfried и др., 1956; Chessex, Delaloye, 1965). Кроме того, недавно Аренс (Ahrens, 1965) установил логнормальное распределение и прямую корреляционную связь U и Th в цирконах.

Наши расчеты показали, что распределение Hf в цирконах согласуется с нормальным законом, а α - с логнормальным. Последнее подтверждает правомочность замены в расчетах $U+Th$ на α . Проверка гипотез о равенстве функций распределения (соответствующих разновидностям пород) заключается в проверке гипотез о равенстве соответствующих им параметров распределения - дисперсий и средних. Первые сравнивались при помощи критерия Фишера, вторые - критерия Стьюдента (все при 5% уровне значимости). Распределение Hf и α в выделенных группах пород признавалось равным лишь в случае подтверждения обеих гипотез.

Результаты измерений. Все материалы представлены на рис. 1 и 2. Они не нуждаются в подобных пояснениях, и поэтому мы обращаем внимание лишь на некоторые моменты.

На рис. 1 показаны пределы колебаний Hf , Zr/Hf и α по нашим и литературным данным. Несмотря на некоторые расхождения, тенденция изменений рассматриваемых величин (особенно Zr/Hf как наиболее изученной) сохраняется.

¹⁾ Здесь и далее рассматриваются цирконы из соответствующих пород

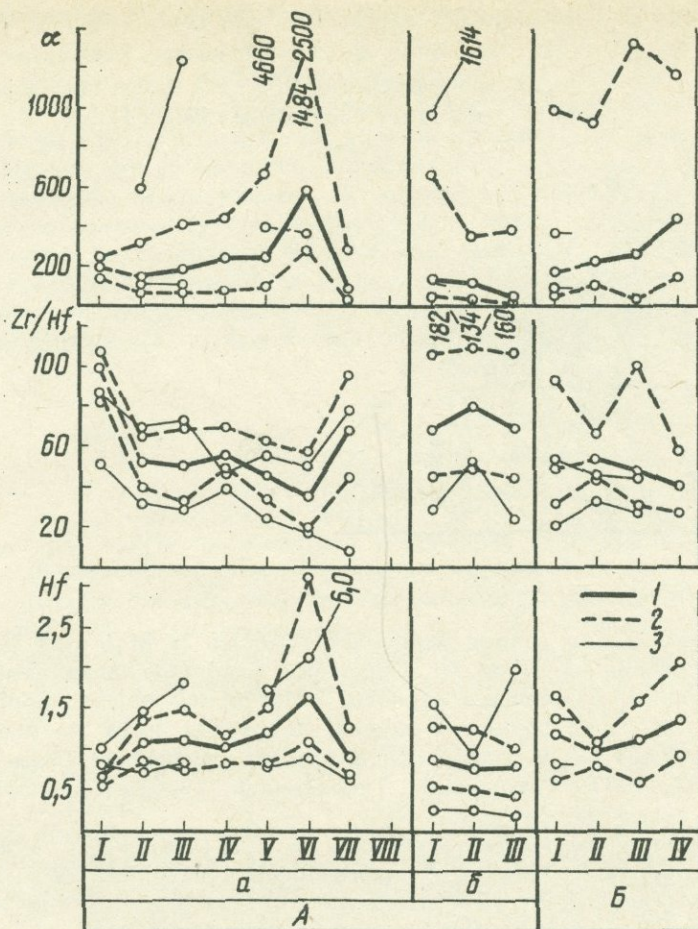


Рис. 1. Распределение средних значений и пределов колебаний Hf, Zr/Hf и α в цирконах: 1 - средние значения; 2 - разброс по нашим данным; 3 - разброс по литературным данным

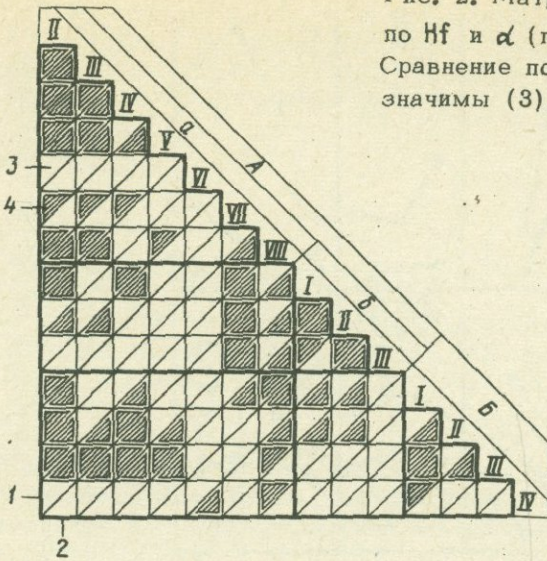
Рис. 2 дает возможность сравнить друг с другом выделенные разновидности пород. В ряду диорит-гранодиорит-амфиболовый гранит различия не существенны как по Hf так и по α , т.е. подтверждается вывод И.К. Никифоровой и др. (1966) для пород Дальнего Востока. Аляскиты (с учетом мусковитовых гранитов) выделяются повышенными Hf и α не только среди гранитов, но и среди остальных пород. Лишь лейкократовые гнейсы (с учетом мусковитовых) содержат близкие к ним (при совпадающих дисперсиях) количества U+Th.

Щелочные породы по Hf не различаются; они близки и по α , хотя пегматиты менее радиоактивны.

Возвращаясь к отмеченному выше примеру (Павленко и др., 1957), можно утверждать, что сравнивать сиениты и граниты без учета состава последних было бы неверно, поскольку граниты "вообще" не образуют однородную совокупность.

Как известно, судьба редких элементов в процессе дифференциации определяется их кристаллохимическим рассеянием в решетках породообразующих минералов и концентрированием в остаточных дериватах. Преобладание последнего и процессы ассимиляции увеличивают дисперсии концентрации элементов (Таусон и др., 1965).

Рис. 2. Матрица попарного сравнения цирконов по Hf и α (при 5% уровне значимости). Сравнение по Hf (1) и по α (2). Различия значимы (3), незначимы (4)



Кристаллохимическое концентрирование присуще Zr, Hf, U и Th. Несмотря на обязательное следование Hf за Zr, в процессе дифференциации иногда происходит относительное накопление первого. Пегматиты обычно обогащены редкими элементами, но встречаются случаи, когда они по Hf не отличаются от гранитов и содержат очень мало радиоактивных элементов (Павленко и др., 1957; Туровский, 1957; Тихоненков, Тихоненкова, 1964). Наши данные с этих позиций легко интерпретируются.

Кристаллохимическое концентрирование Hf и α (т.е. U+Th), отнесенное к циркону (а не породе!), "значимо" проявляется в наиболее кислых гранитах. При этом относительная доля Zr уменьшается. Такой вывод следует из особенностей изменения средних и дисперсий концентраций Hf и α .

Рассматривая сиениты - нефелиновые сиениты - щелочные пегматиты как последовательные производные щелочной магмы, следует отметить иной, по сравнению с гранитоидами, характер изменения Hf, Zr/Hf и α . Здесь не наблюдается концентрирования Zr, Hf и U+Th в процессе кристаллизации. Подобные особенности их поведения неоднократно отмечались для пород, а теперь подтвердились на цирконах.

Изменение Hf и α в метаморфических породах проявляется однозначно: с уменьшением темноцветных и возрастанием кислотности растут оба параметра. Наблюдается аналогия с гранитоидами. Мигматиты выделяются пониженной, по сравнению с гнейсами, радиоактивностью. Возможная причина этого - присутствие в мигматитах реликтового материала, который содержит пониженное количество U и Th.

Изучение взаимосвязи редких элементов представляет одну из важнейших задач геохимии. Циркон является наиболее подходящим минералом для одновременного вхождения в решетку Hf и U+Th и поэтому мы вправе ожидать коррелирования между ними. Однако, результаты оказываются не столь однозначными. Корреляция Hf- α существует у амфиболовых и биотитовых гранитов аляскистов, гранитных пегматитов и сиенитов. Возрастание коэффициента корреляции R от биотитовых гранитов через аляскиты к гранитным пегматитам указывает на кристаллохимическое родство U+Th с Zr и Hf. Отсутствие корреляции Hf- α в основных разновидностях гранитоидов обусловлено: 1) рассеянием Zr и Hf в темноцветных, а U и Th в лейкократовых и акцессорных минералах, и 2) их ассимиляционным происхождением. В метаморфических породах пути миграции Hf и U+Th различны. Это вскрывает их генетическую природу и дает возможность отличать от изверженных пород. Сиениты по распределению Hf и α близки к кислым гранитоидам.

Обычно при изучении Hf плагиограниты объединяются с гранодиоритами. Основания для этого существуют (см. рис.2), но при этом не учитывается специфика распределения Hf и α плагиогранитов. На рис. 1-2, видно, что плагиограниты не отличаются, помимо гранодиоритов, от диоритов и биотитовых гранитов, причем с последними они наиболее близки. По дисперсиям концентраций и коэффициенту корреляции плагиограниты отчетливо тяготеют к поздним магматическим образованиям. Объяснить это лейкократовым обликом плагиогранитов невозможно, учитывая пример лейкократовых гнейсов. Помимо особенностей распределения Hf и α плагиограниты выделяются среди остальных гранитоидов пониженным содержанием U+Th.

Такие признаки указывают на то, что при образовании плагиогранитов замещение материала из вмещающих пород практически отсутствует.

Выводы

Показано, что распределение Hf и α (средние значения и дисперсии концентраций, корреляционные соотношения) в цирконах: 1) диоритов-гранодиоритов-амфиболовых, биотитовых гранитов-аляскиотов-гранитных пегматитов-плагиогранитов, 2) сиенитов-нефелиновых сиенитов - щелочных пегматитов, и 3) мигматитов - амфиболовых, биотитовых и лейкократовых гнейсов определяется их петрографическим составом и генезисом.

Литература

- Бугаец А.Н. Гафний и цирконий - гафниевое отношение в цирконах изверженных и метасоматических пород. Сб. "Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана". Алма-Ата, 1966.
- Костерин А.В., Зуев В.Н., Шевалеевский И.Д. Об отношении Zr/Hf в цирконах некоторых изверженных пород Северной Киргизии. - Геохимия, 1958, № 1.
- Никифорова И.К., Кизюра В.Е., Кочановский В.М., Петров В.М. О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе некоторых гранитоидов Дальнего Востока. Сб. "Геохимия и минералогия магматогенных образований". Владивосток, 1966.
- Павленко А.С., Вайнштейн Э.Е., Шевалеевский И.Д. О соотношении гафния и циркония изверженных и метасоматических пород. Геохимия, 1957, № 5.
- Таусон Л.В., Дубов Р.Н., Козлов В.Д., Кузьмин М.И. Геохимическое значение дисперсий концентраций редких элементов в гранитоидах. - В сб. "Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири". Изд-во "Наука", 1965.
- Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П. Цирконий. Гафний. - В сб. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов". т.1. Изд-во "Наука", 1964.
- Туровский С.Д. К геохимии урана и тория. Распределение радиоактивных элементов в изверженных породах Северной Киргизии. - Геохимия, 1957, № 2.
- Ahrens L.H. Some observation on the U and Th distribution in accessory zircon from granitic rocks. - Geochim Cosmochim. Acta, 1965, 29, N 6.
- Chessex R., Delaloye M. Données sur les teneurs en hafnium et en yttrium des zircons. - Schweiz. Min. Petrogr. Mitteil., 1965, 45, N.1.
- Gottfried D., Woring C.L., Worthing H.W. Hafnium content, hafnium to zirconium ratio and radioactivity of zircon from igneous rocks. - Bull. Geol. Soc. Amer. 1956, 67.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТИТОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Карбонатиты Восточной Сибири – метасоматические породы, образующиеся путем замещения силикатных пород щелочных ультраосновных массивов и вмещающих метаморфических толщ, а также карбонатитов ранних стадий. Формирование карбонатитов является заключительным звеном цепи метасоматических процессов, развивающихся на всем протяжении периода становления ультраосновных–щелочных массивов, и характеризуется многообразной эволюцией условий во времени и в пространстве.

Главным фактором, определяющим изменение состава и структуры карбонатитов во времени, является последовательное снижение температуры и функционально связанное с температурой уменьшение щелочности карбонатитообразующих растворов. Выделяются четыре главных температурных фации карбонатитов, развитие каждой из которых представляет особую стадию карбонатитового процесса. Соответственно карбонатиты этих фаций выделяются как карбонатиты I – IV стадий. В карбонатитах каждой стадии наблюдаются вариации состава и структуры, отражающие изменение состава карбонатитообразующих растворов при их взаимодействии с исходными породами. Карбонатиты имеют зональное строение, причем состав их в каждой зоне зависит от состава исходных пород, так что выделяются различные фации по исходным породам. От зоны к зоне и от фации к фации в числе других параметров закономерно меняется щелочность карбонатитовых систем.

Характер и степень влияния тех или иных параметров карбонатитовых систем на распределение редких элементов зависит, во-первых, от того привносится данный элемент или наследуется от исходных пород; и, во-вторых, от того, образует элемент собственные минеральные формы или только рассеивается в виде изоморфной примеси. И то и другое свойство элемента не является постоянным для процесса в целом, оба они меняются от стадии к стадии с изменением температуры и щелочности карбонатитообразующих растворов.

Так, например, ниобий в условиях высоких температуры и щелочности I стадии обладает высокой растворимостью. Несмотря на то, что судя по содержаниям ниобия в породообразующих минералах, его концентрация в растворах достаточно высока, он не образует собственных минералов и присутствует только как изоморфная примесь в перовските и темноцветных силикатах. Карбонатиты I стадии содержат примерно столько же ниобия, сколько исходные породы и по характеру распределения его можно отнести к элементам, наследуемым от исходных пород, рассеянным в виде изоморфной примеси. Снижение температуры от I ко II стадии обуславливает резкое уменьшение растворимости ниобия и интенсивный переход его в твердую фазу с образованием минералов группы пироклора. В этот период поведение ниобия типично для привносимого элемента, образующего собственную минеральную фазу. Дальнейшее понижение температуры служит причиной нового повышения растворимости ниобия, и в III и IV стадиях наблюдается перераспределение и вынос ниобия, отложенного ранее. Распределение ниобия в образованиях этих стадий отличается особенностями, свойственными элементам, наследуемым от исходных пород и образующим собственные минеральные фазы.

Последовательное уменьшение температуры и щелочности определяет также смену минеральных форм редких элементов по стадиям. Так, например, в условиях высоких температуры и щелочности I стадии цирконий способен входить в состав анионных группировок и его главной минеральной формой является титаноцирконат-кальциртит. Это обуславливает наличие связи между распределением циркония и титана. По мере уменьшения щелочности цирконий утрачивает анионные свойства и во II стадию главной минеральной формой

циркония является бадделейт. В этот период распределение циркония почти не зависит от распределения других элементов. В Ш и IV стадии цирконий выступает уже как типичный катион: его единственной минеральной формой является циркон; здесь распределение циркония зависит от вариаций в концентрациях кремния.

Последовательное уменьшение температуры и щелочности меняет также характер связей между петрогенными и редкими элементами и соответственно — распределение редких элементов в породообразующих минералах. Особенно это касается амфотерных элементов, таких как цирконий, титан, ниобий и тантал.

В условиях высоких температуры и щелочности I стадии все эти элементы в той или иной степени способны входить на позиции кремния. Снижение температуры и щелочности уменьшает эту способность и соответственно содержание амфотерных элементов в силикатах, которое достигает минимума при некоторых определенных значениях температуры и щелочности. Дальнейшее снижение температуры и щелочности создает уже условия для замещения цирконием, титаном и ниобием элементов, входящих в катионную группировку силикатов, и сопровождается новым увеличением содержания редких элементов в темноцветных минералах. Величины температуры и щелочности, при которых наблюдается инверсия изоморфных свойств каждого из этих элементов (и соответственно минимальные содержания их в силикатах), снижаются с уменьшением основности элемента. Цирконий теряет способность входить на позиции кремния при значениях температуры и щелочности, лежащих в интервале между значениями этих параметров для I и II стадий. Точка инверсии титана приходится на температуру II стадии и значения щелочности, близкие к величине щелочности пироксенитов. Ниобий теряет способность входить на позиции кремния при температуре и щелочности, соответствующих переходу от II к III стадии. Эти свойства редких элементов определяют особенности их распределения в породообразующих силикатах каждой стадии.

Набор факторов, регулирующих распределение редких элементов в образованиях одной стадии зависит, во-первых, от того, привносится ли элемент на данной стадии или наследуется от исходных пород, и, во-вторых, от того, образует ли элемент в этот период собственные минеральные формы или только рассеивается в виде изоморфной примеси.

Распределение редких элементов, не образующих собственных минералов (рубий, барий, стронций, редкие земли в I-III стадии, ниобий в I стадию), зависит от двух главных факторов: минерального состава карбонатитов и щелочности карбонатитовых систем. Эти факторы определяют как закономерное изменение содержания редких элементов по зонам от осевых к периферическим частям тел, так и вариации содержания элементов в пределах внешних зон по мере изменения состава и щелочности исходных пород. Характер и величина суммарного эффекта влияния минерального состава и щелочности на распределение редких элементов зависит от того, одинаково или противоположно воздействие этих факторов.

Так, например, в карбонатитах I-III стадий главными носителями и концентраторами редких земель иттриевой группы являются темноцветные силикаты (гранат и пироксен), а цериевой — кальцит и апатит. Для карбонатитов характерно закономерное уменьшение количества силикатов и увеличение количества кальцита от периферии к осевым частям тел. В I стадию, когда щелочность растет от периферии к осевым частям тел¹⁾, в этом же направлении возрастает относительное содержание легких лантаноидов в кальците.

В итоге от периферии к осевым частям тел в карбонатитах происходит заметное накопление цериевых редких земель по сравнению с иттриевыми. В карбонатитах II стадии, где щелочность увеличивается в противоположном направ-

1) Под щелочностью пород здесь и далее подразумевается щелочность растворов, равновесных с данной минеральной ассоциацией.

лении - от центра к периферии - кальциты и апатиты во внутренних зонах более иттровые, чем во внешних. В этом случае распределение редких земель по зонам зависит от состава исходных пород. В телах, замещивших нефелин-пироксеновые породы, карбонатиты внешних зон обогащены темноцветными минералами, а градиент щелочности между внутренними и внешними зонами небольшой. Поэтому здесь сильнее сказывается влияние изменения минерального состава (уменьшение содержания темноцветных и увеличение количества кальцита от периферии к центру тел) и в этом направлении в составе редких земель увеличивается роль цериевой группы. Если же исходные породы - карбонатиты I стадии, то внешние зоны тел сравнительно лейкократовые, а градиент щелочности между центром и периферией больше. В результате от периферии к центру в карбонатитах в целом, как и в кальцитах, увеличивается относительное количество редких земель иттровой группы.

Распределение элементов, образующих собственные минералы и на данной стадии наследуемых от исходных пород (титан, цирконий во II-IV стадии, ниобий в III-IV стадии) регулируется иным набором факторов. Во-первых, содержание таких редких элементов, как правило, закономерно увеличивается от осевых к периферическим частям тел. Во-вторых, в пределах внешних зон содержание элемента варьирует в зависимости от его содержания в исходных породах. Минеральный состав карбонатитов мало влияет на распределение редких элементов, а общий состав исходных пород влияет лишь постольку, поскольку он определяет щелочность карбонатитовых систем. Например, при одинаковых содержаниях титана в исходных породах количество перовскита в карбонатитах увеличивается с увеличением щелочности исходных пород.

Для элементов, образующих собственные минералы и на данной стадии привносимых карбонатитообразующим раствором (ниобий - во II стадию, редкие земли - в IV), состав исходных пород и щелочность карбонатитовых систем определяют только минеральные формы, особенности состава редкометалльных минералов и приуроченность определенного типа минерализации к той или иной зоне или фации карбонатитов.

Так, например во II стадию главная масса ниобия осаждается во внутренних, сравнительно менее щелочных зонах карбонатитовых тел с образованием богатой ниобиевой минерализации. Главная масса тантала осаждается во внешних, более щелочных зонах тел, где образуется гатчеттолит. В самых периферических частях тел, наиболее обогащенных цирконием и танталом, унаследованным от исходных пород в качестве главной минеральной формы ниобия иногда выступает сложный ниобо-цирконо-титанат-цирконит. Во внешних зонах с увеличением щелочности исходных пород возрастает содержание пятиоксида тантала в гатчеттолите от 2% до 25%.

Состав редкоземельных минералов в карбонатитах IV стадии также зависит от щелочности карбонатитовых систем. Во внешних частях карбонатитовых тел IV стадии развит бербанкит (карбонат Na, Sr и TR). По мере уменьшения щелочности от периферии к центру тел происходит последовательная смена: бербанкит → карбоцеранит (карбонат Ba, Sr, TR) → анкилит (фтор-карбонат Sr, Ca, TR) → паризит (фтор-карбонат Ca и TR) → бастнезит (фтор-карбонат TR). В этом ряду с уменьшением щелочности карбонатитовых систем происходит как уменьшение основности катионной части, так и усиление анионной части, так что общая основность минеральных форм уменьшается в значительной степени.

В то же время содержание и общее количество (запасы) привносимого редкого элемента, образующего собственные минеральные фазы, в каждом конкретном теле или участке тела зависят, главным образом, от кинетических факторов. Среди них ведущую роль играет структура участка, определяющая его проницаемость для карбонатитообразующих растворов, объем раствора, прошедших через участок и массу отложенного раствором элемента. Поэтому оценка физико-химических параметров карбонатитовых систем в конкретных участках дает возможность предсказать характерный для участка тип руд по минеральным парагенезисам и составу редкометаллических минералов,

а также связать типы руд с определенными типами карбонатитов. Оценка же перспектив участка по другим промышленным критериям (содержания и запасы) возможна только с учетом структурных особенностей.

Большая часть выявленных для карбонатитов закономерностей поведения и распределения редких элементов свойственна и другим метасоматическим образованиям. Эти закономерности достаточно определяют направления и методы разведки, прогнозирования и оценки редкометальных карбонатитов. В то же время большинство выявленных закономерностей может быть свойственно только метасоматическим образованиям. В магматических карбонатитах закономерности распределения редких элементов должны быть существенно иными, соответственно по-иному нужно будет направлять поисковые и разведочные работы.

Поэтому, во-первых, необходимо провести анализ распределения редких элементов в карбонатитах магматического происхождения и, во-вторых, конкретно для разведываемых карбонатитовых тел решать вопрос о способе образования и о генетических соотношениях карбонатитов и редкометальной минерализации.

В.Пельхен

О ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГРАНИТОВ ВОСТОЧНЫХ РУДНЫХ ГОР И ИХ ГЕНЕЗИСЕ¹⁾

В Восточных Рудных горах, сложенных в основном вариссийскими гнейсами, встречается ряд кислых магматитов пермокарбонатового возраста, представленных разновозрастными гранитами, эффузивными и дайкообразными риолитами нескольких фаз, а также гранит-порфирами.

Для гранитов можно различать две интрузивные фазы, причем более древняя фаза старше вестфалья Б (т.е. дорудогорского возраста), а более молодая фаза имеет стефанский доотэнский (постстурийский дозаальский) возраст. Относительное различие в возрасте их выяснено достоверно, а абсолютное положение в стратиграфическом разрезе — еще не полностью, из-за слабого развития осадочных пород. С более молодой фазой связана оловянная минерализация кварц-касситеритовой и грейзеновой формаций (Альтенберг в ГДР; Циновец в ЧССР).

Обе группы гранитов различаются друг от друга рядом структурных и вещественных признаков, уже давно открытых и давших повод к выделению "горских" и "рудогорских" гранитов. Окончательное определение возраста этих петрографических группировок (горские граниты составляют более древнюю группу, а рудогорские — более молодую) сделано лишь в последнее время.

В модальном составе гранитов обеих интрузивных фаз обнаруживаются лишь небольшие различия (рудогорские граниты — преимущественно богатые кварцем сиенограниты; горские граниты — преимущественно монцограниты). Различия устанавливаются, главным образом, в составе отдельных минералов и их возрастных соотношениях.

Существенное расхождение отмечается в последовательности кристаллизации минералов. В то время как в горских гранитах наблюдается нормальное выделение минералов (акцессорные минералы — биотит — плагиоклаз — калие-

¹⁾ Центральный геологический институт в Берлине (ГДР).

вый полевой шпат + кварц), в более молодых гранитах наблюдаются значительные отклонения. В часто встречающихся порфировых породах кварц вместе с богатым натрием щелочным полевым шпатом (ортоклазом) и кислым плагиоклазом образует фенокристаллы. Затем вместе с главной массой калийных компонентов кристаллируется темная слюда. Более поздними магматическими образованиями являются топаз и флюорит. Такой "аномальный" порядок кристаллизации в последнее время был уже неоднократно описан.

Интересные данные для объяснения этих явлений можно найти в экспериментальных исследованиях фон Платена. При кристаллизационных опытах с обсидиановыми расплавами он получил зависимость последовательности выделения и температур эвтектики от состава летучей фазы и от нормативного отношения альбита к анортиту. Подобная рудогорским гранитам кристаллизационная последовательность получалась тогда, когда в качестве флюидной фазы был использован HF (или HCl), в то время как с H₂O (или NH₃) кристаллизация - при прочих равных условиях - проходила нормально. Состав рудогорских гранитов действительно является апоэвтектическим для магмы, богатой флюидами HF. Таким образом, результат микроскопического исследования находит естественное объяснение. Предположение о присутствии богатых HF флюидов подтверждается наличием фтороносных минералов: топаза и флюорита. Сделанный вывод важен тем, что он сводит петрографические (а также геохимические) различия между оловоносными и не оловоносными гранитами к первичному составу расплава, а не только к постмагматическим метасоматическим процессам. Это дает также хорошую основу для интерпретации геохимии рассматриваемых интрузивных комплексов.

Более древние граниты отличаются существенным разбросом в содержании различных элементов, между тем как более молодые граниты обнаруживают меньшие вариации в общем химизме.

На примере избранных рассеянных элементов различия между гранитами обеих интрузивных фаз выступают еще отчетливее. Содержания рассеянных элементов в горских гранитах в общем совпадает с кларками гранита (по А.П.Виноградову). Рудогорские граниты во многих случаях обнаруживают сильные отклонения. Характернее всего - значительно повышенные количества лития и олова, в то время как титан и ванадий обнаруживают аномально небольшие содержания. Как и в случае олова, в рудогорских гранитах многие элементы (литий, бериллий, галлий, ниобий), наряду с повышенными содержаниями, характеризуются повышенным рассеянием содержаний. Приведенные петрографические и геохимические данные показывают генетическую связь месторождений олова грейзеновой формации с гранитами более молодой (рудогорской) интрузивной фазы.

Однако на прямое возникновение рудогорских гранитов из магмы горских гранитов путем дифференциации нет указаний. Наряду с геохимическими различиями, против этого свидетельствует, прежде всего, различный характер кристаллизации, являющийся следствием противоположных петрографических и геохимических тенденций развития. По этим причинам мы предполагаем существование самостоятельных очагов, из которых произошли обе группы гранитов и парогенетически связанные с ними породы. Можно предполагать, что рудогорские граниты образовались путем избирательного анатексиса глин, содержащих в повышенных количествах те химические элементы (литий, рубидий, фтор, отчасти олово), которыми обогащены граниты. Тектоническое положение и сравнительно невысокая температура эвтектики богатых HF магм могли обусловить в рассматриваемом случае очень высокий гипсометрический уровень внедрения и даже частичную экструзию гранитной магмы. Следовательно, рудогорские граниты Восточных Рудных Гор, вместе с Теплицким кварц-порфиром можно характеризовать как вулканоплутонический, специализированный на олово, магматический комплекс, который обнаруживает все типичные признаки субсеквентного по Г.Штилле магматизма.

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ	5

Г.Д.Афанасьев. О связи магматизма и глубинного строения земной коры на основе обобщения данных по магматической геологии и радиогеологии Кавказа и некоторых других регионов	5
В.С.Соболев, И.Т.Бакуменко, Н.Л.Добрецов, Н.В.Соболев, В.В.Хлестов. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса	5
В.П.Петров. Природа магмы и разнообразие горных пород	6
Р.Б.Баратов, И.В.Мушкин, В.М.Брейвинская, В.А.Кутенец. Субшелочные габброиды и базальтоиды – индикаторы глубинного строения Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань)	14
В.Г.Сахно, И.Н.Говоров, Э.Д.Голубева, Н.А.Куренцова. Включения гипинелевых перидотитов в лавах Тихого и Индийского океанов и их петрогенетическое значение	17
М.Л.Ященко, М.М.Мануйлова, Э.С.Варшавская, Э.П.Кутявин, А.А.Бухаров. Изучение первичного изотопного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов	22
С.Ф.Соболев. Первичные базальт-перидотитовые магмы и оценка состава подкорового вещества Уральской геосинклинали	26
Н.Н.Сарсадских. О минеральном парагенезисе включений ультраосновных пород в сибирских кимберлитах	31
В.В.Плошко, Ю.А.Богданов. Ультраосновные породы глубоководной впадины Романш (Атлантический океан)	36
В.И.Чернышева, О.И.Мурдмаа. Проявления зеленокаменного метаморфизма в магматических породах срединно-океанских хребтов.	39

1. СВЯЗЬ МАГМАТИЗМА И ТЕКТониКИ

Ю.А.Кузнецов. Магматические формации и тектоника	43
Н.П.Михайлов, А.Д.Шеглов. Магматизм тектонической активизации	45
Ш.А.Азизбеков, А.Э.Багиров, М.М.Велиев, Е.Н.Емельянов, А.Д.Исмаил-Заде, Н.Ш.Нижерадзе, М.Н.Мамедов. Щелочной вулканизм Тальша и его связь с тектоникой.	51
Ю.А.Кузнецов, В.И.Богнитов, А.Н.Дистанова, В.Н.Довгаль, Г.В.Поляков, Е.С.Сергеева, А.Е.Телешов, Г.С.Федосеев, Л.В.Алабин. Закономерности развития палеозойского гранитоидного магматизма в раннепалеозойских структурах Алтае-Саянской складчатой области	54
Т.В.Перепалина, И.В.Ташинина. О связи вулканизма и интрузивного магматизма на разных стадиях развития подвижных поясов.	58
Т.И.Фролова, М.А.Петрова, А.В.Гушин. Некоторые особенности вулканизма геосинклиналей	62
Ю.А.Зайцев, В.Г.Тихомиров. Геотектоническое положение порфировых формаций	66
В.Н.Мошкин, Б.Д.Дворкина, И.Н.Дагелайская, Е.И.Кравцова, Л.Е.Шустова, И.С.Богуславский. Основные черты развития докембрийского магматизма на примере Алдано-Станового и Канадского щитов.	70
Ф.П.Митрофанов, К.А.Шуркин. Особенности формирования магматогенных и ультраметагенных формаций раннего докембрия	74

Э.Ф.Наливкина. Офиолитовые формации раннего докембрия и базальтоидный слой континентов	78
В.В.Жданов. Магматизм зон базификации материковой земной коры	84

ФОРМАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Е.К.Устиев. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях	88
М.Н.Годлевский. Проблемы базитов	89
Н.П.Михайлов. Генетические типы ассоциаций ультраосновных и основных пород	93
Н.Д.Соболев. Проблема ультраосновной магмы	101
М.Г.Равич. Проблема чарнокитов	102
Е.Л.Бутаков. Формации щелочных пород складчатых областей Советского Союза	109
Л.С.Егоров, Н.П.Сурина. О пространственно-временной связи различных типов платформенного магматизма в Меймеча-Котуйской провинции	113
В.Ф.Морковкина. Некоторые особенности становления альпино-типных гипербазитов	120
Т.Н.Дилимов, В.И.Айзенштат, И.Х.Хамрабаев. Фации глубинности гранитоидных формаций и опыт составления карт фаций (на примере гранитоидных формаций Узбекистана)	127
М.И.Рустамов. Некоторые закономерности формирования гранитоидов Араксинской зоны Малого Кавказа	133
О.З.Дудаури. Роль кристаллического субстрата в формировании среднеюрских гранитоидов южного склона Большого Кавказа	137
А.М.Борсук. Применение К-Аг метода для установления длительности и истории формирования сложных магматических формаций.	140

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПОРОД И ИХ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПРОВЕРКА

Д.С.Коржинский. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации	144
И.П.Иванов, В.А.Жариков. Зависимость равновесий в системе $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2$ - водный раствор от температуры, давления, активности ионов калия и водорода	153
С.С.Горохов, Е.Е.Лисицына, Г.Н.Безруков, А.Г.Давыдченко, Л.Н.Хетчиков. Некоторые вопросы генезиса магматических и метаморфических эклогитов (по данным экспериментов)	161
Л.Н.Когарко, И.Д.Рябчиков. Происхождение содалитовых сиенитов в свете экспериментальных данных по системе $NaAlSi_3O_8 - SiO_2 - NaCl$	165
Л.Л.Перчук. Проблемы термодинамических условий минеральных равновесий в глубинных зонах земной коры и верхней мантии	169
Ю.М.Шейнманн. Энергетика возникновения основных магм.	177
А.А.Кадик, А.А.Ярошевский, О физических условиях магматизма	184
М.В.Авдулов. Термодинамическая устойчивость кристаллов и проблема генезиса магмы	190
М.А.Осипов. Термическое сокращение объема интрузивов и его значение для петрологии и эндогенного минералообразования	194
Т.Ф.Базарова, В.П.Костюк. Температурные условия образования некоторых типов щелочных пород складчатых областей	197

Г.Д.Феокистов. Физико-химические условия формирования трапловых силлов юга Сибирской платформы	202
--	-----

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Л.Н.Овчинников, Л.С.Бородин, В.В.Ляхович. Общие геохимические аспекты петрологии магматических пород	206
К.О.Кратц, С.Б.Лобач-Жученко, В.П.Чекулаев. Гранитообразование во времени и пространстве в раннем докембрии Балтийского щита (геохимический аспект)	214
Л.В.Таусон, В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин, Ц.Пундсамбуу, Ц.Цеден. Геохимические особенности редкометалльных гранитоидов областей мезозойской активизации Восточной и Центральной Монголии	214
Г.Т.Плюснин, С.Б.Брандт. Изотопное фракционирование лития, калия, магния, кальция по зональности и парагенезисам	218
А.А.Краснобаев, М.В.Траянова, Н.С.Сплошнова. О влиянии петрографического состава и генезиса горных пород на распределение гафния и радиоактивность акцессорных цирконов	222
Л.К.Пожарицкая, В.С.Самойлов. Геохимические особенности карбонатитов Восточной Сибири	226
В.Пельсен. О петрографической и геохимической характеристике гранитов Восточных Рудных гор и их генезисе	229

Магматизм, формации кристаллических пород
и глубины Земли

Утверждено к печати
Петрографическим комитетом АН СССР

Редактор Л.А.Кондалов
Технический редактор С.М.Бякерва

Подписано к печати 22/УШ-1972 г. Формат 70x108 1/16
Усл. печ.л. 21,0. Уч.-изд. л. 20,1. Тираж 1300 экз.
Бумага офсетная № 2. Т-13646. Тип зак.1333.
Цена 2 р. 34 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука" 103717 ГСП, Москва, К-62. Подсосенский пер.,21.

1-я типография издательства "Наука". Ленинград, В-34, 9-я линия, 12.

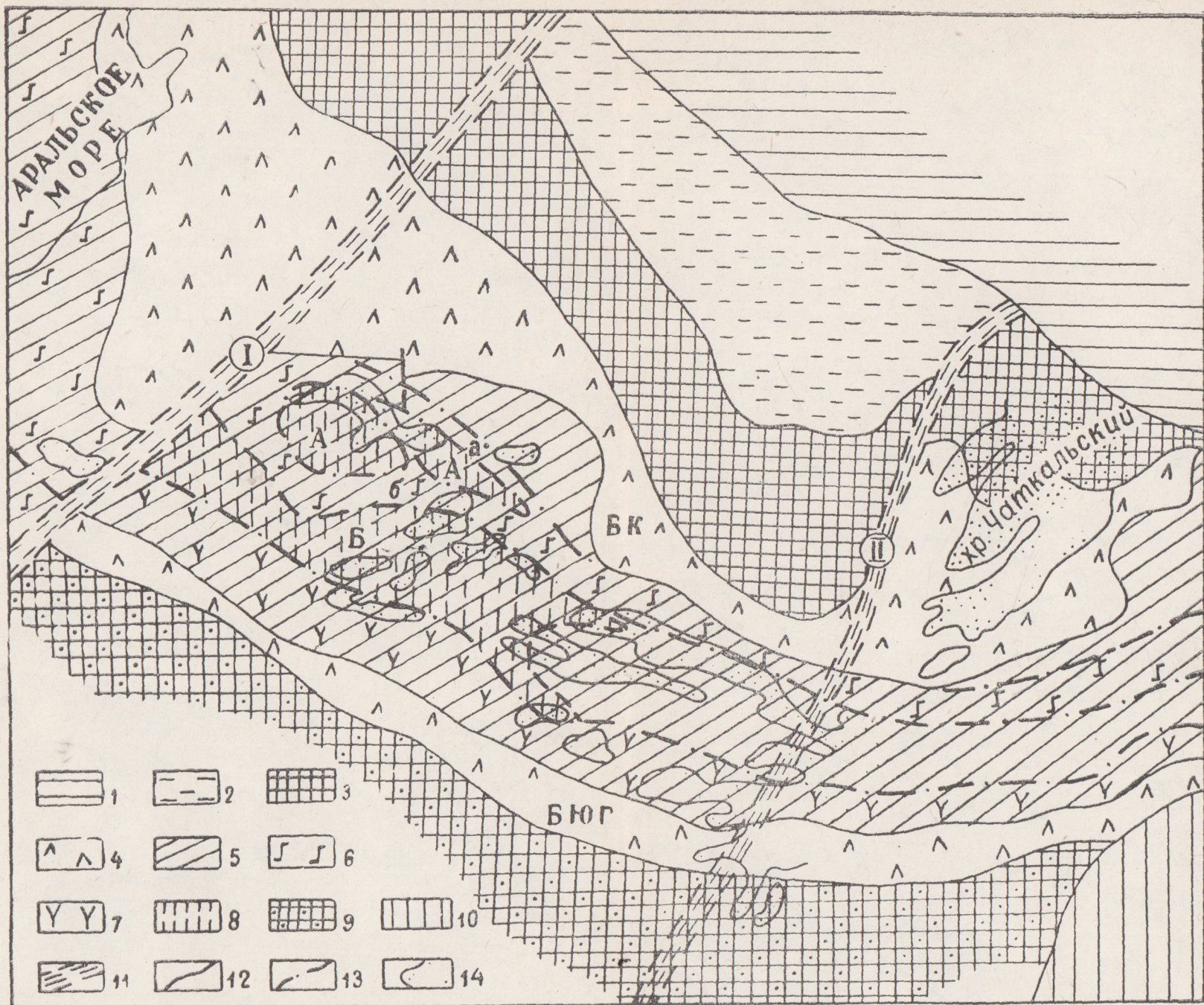


Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования западной части Тянь-Шаня (по В. А. Арапову с использованием материалов В. Г. Гарьковца, Б. Б. Тальвирского, К. К. Пяткова, А. К. Бухарина, О. А. Коновалова, М. Я. Кунина, О. М. Борисова и др.).
 1—Область каледонской складчатости Северного Тянь-Шаня; 2—3—Среднетяньшанский срединный массив (3—область массива в отраженной позднепалеозойской магматической активизационной, 2—тоже без нее); 4—вулcano-плутонические пояса (БК—Бельту-Кураминский; БЮГ—Бухаро-Южногиссарский); 5—Южно-тяньшанская геосинклинальная область; 6—7—окраинные вулканические пояса (6—офиолитовый Туркестано-Алайский с Северобукантауской (а) и Северотамдытауской (б) ветвями и Кокпатаской (в) поперечной зоной; 7—липарит-андезитовый Зарафшано-Алайский); 8—Кызылкумский срединный массив (А—Южно-букантауский блок, Б—Аумиза-Бельтауский блок); 9—Юго-западный Тянь-Шань (Каракумо-Гиссаро-Дарвазский срединный массив); 10—Складчатая область Памира; 11—Глубинные зоны смятия (1—Урало-Тяньшанская, 11—Гиссаро-Чимкентская); 12—зоны глубинных размеров; 13—границы вулканических поясов; 14—выходы домезозойских образований на поверхность.

25-34c

410



ՆԱԾԱՆԵՐԵԾՆԵ ՕՒ ԲԱՆԿԱՅ