



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

И ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

НОВОСИБИРСК - 1981

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**МАГМАТИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ И ПЕТРОЛОГИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ
ПОРОД**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1981

Сборник посвящен проблемам формационного анализа и петрологии магматических образований. Обсуждаются общие вопросы вещественной систематики магматических формаций, связь петрохимических параметров вулканических формаций мира с их структурной позицией, рудоносность разных вещественных типов гранитоидных и базитовых формаций и серий, новые аспекты и модели петрогенеза и рудообразования. На основе новейших данных рассмотрены важнейшие типы салических и ультрабазит-базитовых ассоциаций складчатых областей Сибири и Дальнего Востока, их соотношения, латеральная и временная изменчивость и металлогения.

Самостоятельный раздел составляют статьи, рассматривающие проблемы петрологии и металлогении гипербазитов МНР и Алтае-Саянской области, состав, происхождение и рудоносность трапш, щелочно-ультраосновных и ультраосновных интрузий Сибирской платформы.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, работающих в области формационного анализа, петрологии и рудоносности магматических пород и региональной геологии.

Редколлегия:

акад. Ю.А.Кузнецов (отв. ред.), д-р геол.-мин.наук Г.В.Поляков,
д-р геол.-мин.наук В.В.Золотухин, д-р геол.-мин.наук Э.П.Изох,
д-р геол.-мин.наук Г.В.Пинус, канд. геол.-мин.наук
А.Н.Дистанова (отв. секретарь)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике излагаются в краткой форме основные результаты научных исследований, выполненных в отделе магматических формаций и петрологии магматических пород Института геологии и геофизики СО АН СССР в 1976–1980 гг. по двум темам, которым соответствуют два выделенных в сборнике раздела.

Пер

ботки теоретических и методологических основ формационного анализа магматических образований, обобщению и систематизации данных по основным группам магматических формаций складчатых областей, а также изучению главных типов магматических формаций и их рудоносности в различных районах Сибири и Дальнего Востока. Здесь же помещены две статьи, посвященные более общим проблемам эндогенного магмо- и рудообразования. Одна из этих статей представляет собой обзор основных результатов научных исследований, выполненных безвременно скончавшимся Р.М.Слободским.

Во втором разделе сборника излагаются материалы исследований глубинного (мантийного) магматизма подвижных и стабильных зон земной коры. Обсуждению этих вопросов посвящены статьи, в которых изложены научные результаты изучения гипербазитов Монголии и Алтае-Саянской складчатой области и их металлогении, петрологии и рудоносности трапхов Сибирской платформы и ультраосновного и щелочно-ультраосновного магматизма гниона.

Более полные сведения по обсуждаемым вопросам можно найти в соответствующих публикациях, полный список которых за истекшее пятилетие прилагается в конце каждого раздела.

Раздел I. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ: ОБЗОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ,
СИСТЕМАТИКА, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, РУДОНОСНОСТЬ

Ю.А.Кузнецов, А.Ф.Белюсов, Г.В.Поляков

ОПЫТ РАЗРАБОТКИ И ПРИМЕНЕНИЯ СИСТЕМАТИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
НА ОСНОВЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

Настоятельной задачей в области теоретической и методологической разработки формационного анализа продуктов магматизма остается улучшение общей систематики магматических ассоциаций (формаций). Необходимость эта вызывается, с одной стороны, непрерывной детализацией данных о магматических комплексах и особенно о их составе, а с другой – изменяющимися целями формационных исследований – переходом к глобальным обзорам магматизма, к детальному изучению связей магматизма с геолого-тектонической обстановкой и оруденением, к углубленному анализу магмо- и петрогенеза.

Общая систематика, очевидно, должна быть широко применимой, допускать детализацию и закругление; классификационные подразделения должны быть хорошо воспроизводимы, а результаты классификации должны быть достаточно четки и строги как материал для разнообразного дальнейшего использования. В работах [9, 87, 88] были намечены принципы многоцелевой систематики магматических формаций на основе вещественного состава, учитывающие как общенаучные требования к классификациям, так и основные свойства магматической формации как природного образования и объекта исследования. Был построен рабочий вариант классификации с соответствующей системой показателей, подразделений, оценок и наименований. Классификация апробирована в Отделе магматических формаций и петрологии магматических пород ИГиГ СО АН СССР при обобщающих обзорных исследованиях вулканических и плутонических формаций по материалам СССР и зарубежных стран, здесь же и в некоторых других учреждениях при анализе рудоносности магматических формаций и при региональном изучении магматических комплексов Сибири и Дальнего Востока. Опыт показал прежде всего широкую применимость этой методики.

В основу систематики магматических формаций (ассоциаций) по составу положены породные группы: перидотитовая, пироксенитовая, базитовая, кислая, щелочно-сапунчатая, карбонатитовая, анортозитовая, которые свойственны плутоническим формациям и (за исключением последней) имеют аналогов в вулканических. В ассоциациях породные группы обособляются как естественные составные их части. Они выделяются как геолого-петрографические подразделения по комплексу признаков, учитывающих наблюдаемые резкие первичные границы между изверженными породами (фазы внедрения, лавовые потоки и т.п.), разрывы или минимумы по количественным показателям состава пород и минералов, по микроструктурным и другим характеристикам пород и некоторые общие петрогенетические соображения. Теоретический разбор показывает, что выявленный эмпирически набор устойчивых породных групп можно считать частным случаем дискретной популяционно-видовой структуры природных образований [13-16].

Унифицированный список породных групп обеспечивает качественную ступень систематики: любая магматическая ассоциация представляется как сочетание (набор) породных групп. Следующие уровни систематики - полук количественный, количественный - строятся на основе номинальных формализованных шкал для каждого из выбранной системы показателей состава. Ассоциации подразделяются по количественному соотношению породных групп (на основе геолого-петрографических показателей состава каждая из присутствующих породных групп. При этом используются показатели прежде всего петрохимические, как наиболее точно оцениваемые и универсально применимые. В качестве ведущих петрохимических характеристик взяты общая меланократовость и общая щелочность пород. Далее подразделение ведется по соотношению железа и магния, соотношению щелочей, содержанию глинозема, титана и другим показателям. В систему показателей могут быть включены минералогические признаки. Существенной особенностью методики являются раздельный учет и ранжировка разных признаков состава, обеспечивающие развернутую и четкую классификационную характеристику ассоциации.

Система позволяет сделать классификационные оценки по целому спектру признаков, описание получается упорядоченным, с максимальной полнотой учитывает фактический материал по ассоци-

ации. Получаются четкие сравнительные характеристики разных ассоциаций.

В законченной

(с использованием большой глобальной выборки региональных комплексов) дано на основе рассматриваемой систематики сравнительное описание составов ассоциаций разных геолого-тектонических типов областей – древних платформ, материково-шельфовых плато, параллельно-упорядоченных орогенов, внутренних и окраинных морей, открытого океана, геосинклинальных областей. Наглядно показаны разнообразие составов ассоциаций внутри каждого типа областей, большая степень перекрытия составов между ними. Сравнение составов ассоциаций через одноименные породные группы позволяет сравнивать составы сразу многих ассоциаций.

Вычленение субмелалапикритовидной группы вулканитов (аналога пироксенитовой) позволило проследить ее распространенность в вулканических комплексах и показало, что она развита шире, чем мелалапикритовидная группа (аналог перидотитовой), иногда встречается самостоятельно. Выделение класса чисто кислых вулканических ассоциаций и их изучение показало, что такие ассоциации крайне редки; кислая группа почти всегда ассоциируется с базальтоидной. Крайне редки чисто трахитоидные ассоциации.

С выделением породных групп появилась возможность исследовать петрохимическую сопряженность между ними. В вулканических и габброидно-гранитоидных комплексах смежные по составу породные группы показали положительную корреляцию не только по щелочам, но и по другим пороодообразующим компонентам. Устанавливаются существенные зависимости состава породной группы от набора и количественного соотношения породных групп в ассоциациях. Так, в ряду от чисто базальтоидных ассоциаций к базальтоидно-риолитоидным (с преобладанием кислой группы) статистически повышается лейкократовость той и другой группы. В плутонических формациях базитовая группа становится статистически более меланократовой в ассоциациях с ультрабазитами и более щелочной в ассоциациях с сиенитами. То же устанавливается для базальтоидов.

За счет повышенной строгости показателей и шкал значительно повышается точность классификации. Например, по молекулярной сумме щелочей, нормированной по общей меланократовости, удается четко различать 5–6 классов щелочности пород вместо обычно выделяемых двух-трех.

Полуколичественная классификация составов породных групп по преобладанию определенного петрохимического класса пород, методически очень простая, нередко избавляет от сложных расчетов статистических параметров по выборкам анализов. Например, устанавливается, что в большинстве вулканических ассоциаций упорядоченных орогенов базальтоидная группа имеет высокоглиноземистый уклон (преобладание базальтоидов с $Al_2O_3 > 17\%$), а на материково-шельфовых плато — низкоглиноземистый; очевидно, уровень глинозема в базальтоидах плато понижен. Примерно одинаковая встречаемость комплексов с железистым уклоном базальтоидов на платформах и в орогенах говорит о примерно одинаковом уровне железистости пород этой группы, несмотря на повышенную меланократовость ее на платформах.

Выделенные породные группы вулканитов позволяют ставить вопрос о соответствующих им естественных группах магм. Классификация составов дает материал для суждений об особенностях магмогенеза вулканических ассоциаций и их рядов. Для ассоциаций чехла древних платформ характерны: слабое развитие кислой группы, повышенная встречаемость пикритоидных и щелочно-салической групп пород; относительная редкость лейкократовых уклонов базальтоидов, повышенные железистость и калиевость и пониженная глиноземистость их; экстремально повышенная меланократовость мелапикритоидов (кимберлиты), повышенная их щелочность и титанистость; повышенные железистость и титанистость и пониженный уровень кремнезема в субмелапикритоидах; экстремально повышенная меланократовость щелочно-салической группы; повышенные щелочность и железистость и пониженная глиноземистость кислой группы. Эти особенности состава вулканических формаций платформенного ряда, выявляемые на основе использованной методики классификации, указывают на аномально высокобарические условия генерации всех групп магм, т.е. на глубокое положение зоны активного магмообразования. В сильно отличающемся ряду вулканических ассоциаций упорядоченных орогенов исчезающе редки пикритоиды, редки чисто базальтоидные комплексы, сильно развита и нередко преобладает над базальтоидной кислая группа; базальтоидам свойственен почти исключительно лейкократовый уклон, преобладают высокоглиноземистые, низкотитанистые разновидности, примерно одинаково часто встречаются низкощелочной и щелочной уклоны

группы. В общем здесь сильно угнетены фемические вулканиды и особенно мощно представлены лейкобазальтоиды и кислые породы. Эти и ряд других особенностей вулканизма позволяют говорить об аномально высоком положении верхней границы зоны активного магмогенеза, с существенным подъемом ее в субкислый этаж коры.

При обзоре вулканических формаций наглядно выясняется, что наиболее широкий спектр рудных месторождений связан с вулканическими и вулканоплутоническими комплексами, имеющими в своем составе кислую группу пород. Месторождения меди, свинца, цинка, золота, серебра и сопутствующих элементов предпочтительно связаны с вулканическими и вулканоплутоническими комплексами, в которых базитовая группа имеет лейкократовый уклон, базитовая и кислая группы не являются ни щелочными, ни повышенно-калиевыми. С повышением щелочности и калиевости базальтоидов и салических пород металлогенический профиль вулканоплутонических ассоциаций заметно меняется. К комплексам со щелочной тенденцией относятся многие описанные в литературе месторождения медно-молибденовых, редкометальных, радиоактивных руд, плавикового шпата, глиноземно-содового сырья.

На основе систематики ассоциаций по составу проведены обобщающие исследования гранитоидных, щелочно-салических и ультрабазит-базитовых плутонических формаций складчатых областей. Они показывают конструктивность подхода для решения самых различных задач, включая выяснение генезиса и рудной специализации плутонических формаций. Ясная корреляция рудоносности с петрохимическими признаками существенно гранитоидных формаций хорошо проиллюстрирована работами Э.П.Изоха с сотрудниками [69-73, 99, 101-103]. В лаборатории магматических формаций получены аналогичные выводы по ультрабазит-базитовым комплексам юга Сибири, рудоносность которых также сопряжена с их минеральным составом и петрохимией. Результаты исследований рассмотрены в ряде публикаций [81, 84, 90, 117, 118] и обсуждаются в статье по габброидным формациям складчатых областей (см. статью Г.В.Полякова и др. в настоящем сборнике).

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ОТ ТИПОВ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

В статье обсуждаются результаты изучения крупной планетарной выборки вулканических формаций. На примере этой выборки авторам удалось убедиться, что любой тип составов вулканических формаций в принципе может быть встречен в разных геолого-тектонических типах областей. Наборы вулканических формаций в разных типах областей различаются между собой статистически. При сравнении используются данные о составе, а также количественные петрохимические показатели.

Выделяются мелапикритовидная, субмелапикритовидная, базальтоидная, кислая, щелочно-салическая и карбонатитовая породная группы, которые рассматриваются как популяционно-видовые подразделения [14]. Независимо от этой модели, названные группы можно рассматривать просто как укрупненные классы составов вулканических пород, отделяющихся друг от друга статистическими минимумами по некоторым параметрам состава и удобные для статистического обобщения.

Мелапикритовидная группа объединяет наиболее фемические вулканы, известные в основном под названием кимберлитов, меймечитов, перидотитовых и ультрамафических коматиитов. Субмелапикритовидная группа включает менее фемические породы, называемые обычно пикритами, пироксенитовыми коматиитами, океанитами, лимбургитами и т.д. Базальтоидная группа объединяет породы от пикритобазальтов до андезитодацитов и большинство совпадающих с ними по меланократовости фельдшпатовидных пород; кислая группа - риолиты и дациты и некоторые аналоги андезитов (ацидлатиты); щелочно-салическая - трахиты, фонолиты, щелочные латиты.

Геолого-тектонические типы областей мы берем с укрупненной классификации (6 основных типов).

На платформах, в отличие от других типов областей (кроме океанов) угнетено развитие кислой группы вулканитов, хотя кое-где она представлена в больших объемах и даже преобладает над базальтоидами (Эфиопский рифт и др.). Симптоматично развитие чисто или существенно мелапикритовидных ассоциаций, которые чаще всего описываются под названием кимберлитовых.

Повышена встречаемость щелочно-салических пород и карбонатитов, образующих иногда обособленные формации.

Преобладающие (как и в любом другом типе областей) базальтоиды на платформах отличаются экстремально повышенными уровнями общей меланократовости, железа, титана и экстремально пониженным уровнем глинозема (табл.). Не характерны андезитовидные уклоны группы. Для мелалапикритоидов характерна экстремально приподнятая меланократовость (нередки ультрапикритовые уклоны группы) и повышенная щелочность, хотя встречаются и низкощелочные уклоны (меймечиты Маймеча-Котуйской провинции, кимберлиты некоторых районов). Характерна отчетливо калиевая тенденция. Преобладают высокотитанистые уклоны. Субмелалапикритоиды на платформах имеют экстремально повышенные уровни железа, титана, кальция. Кислая группа вулканитов смещается в сторону высокожелезистых, щелочных, низкоглиноземистых составов. Нередки агпаитовые разновидности пород – пантеллериты, комендиты. В платформенных щелочно-салических вулканитах экстремально повышена меланократовость.

На материково-шельфовых плато, по-видимому, несколько реже, чем на платформах, встречаются ассоциации с пикритоидами, в том числе с мелалапикритоидами. Здесь гораздо больше, чем на платформах, доля комплексов с кислой группой. Нередко кислая группа преобладает над базальтоидами. Повышена встречаемость существенно базальтоидных ассоциаций со щелочно-салической группой пород. Нередки вулканические и субвулканические карбонатиты, по встречаемости которых области плато уступают лишь древним платформам.

Базальтоиды плато по большинству петрохимических показателей занимают промежуточное положение между базальтоидами платформ и упорядоченных орогенов. Они уступают платформенным по общей меланократовости (примерно одинаково часты лейкобазальтоидные и более меланократовые уклоны), по содержанию железа, магния, кальция, титана и калия, превосходят платформенные по кремнезему. Состав пикритоидов плато изучен недостаточно; можно отметить лишь, что субмелалапикритоиды здесь петрохимически близки к платформенным. В кислой группе вулканитов плато по сравнению с платформенными намечается некоторое повышение кремнезема и глинозема, понижение натрия. Щелочно-салическая группа имеет

Петрохимические характеристики базальтоидной группы

Показатели	Платформы	Плато	Орогены	М о р я			О к е а н ы				Геосинклиналь
				Общая выборка	Впадины	Поднятия	Общая выборка	Среднеоок. хребты (кайнозой)	П л а т ы		
									(кайнозой)	(мезозой)	
SiO ₂	49,7 (2,4)	51,9 (4,7)	56,9(2,4)	53,4(3,6)	49,6(3,9)	55,3(2,3)	48,9(2,1)	49,6(1,1)	48,3(2,2)	49,5 (2,0)	53,4 (2,4)
TiO ₂	2,3 (0,8)	1,7 (0,7)	1,0(0,3)	1,1(0,7)	1,9(1,0)	0,8(0,2)	2,4(0,8)	2,1(0,6)	2,7(0,6)	1,9 (0,9)	1,3 (0,6)
Al ₂ O ₃	15,0 (1,4)	16,2 (1,2)	17,4(1,0)	17,1(1,3)	16,1(1,4)	17,8(0,9)	15,7(1,1)	15,5(0,9)	15,8(1,2)	16,1 (1,1)	16,1 (1,5)
ΣFeO	11,8 (1,5)	9,7 (2,2)	7,6(1,3)	8,9(1,7)	10,3(1,5)	8,2(1,4)	11,0(1,2)	11,0(1,3)	10,9(1,0)	11,0 (1,4)	9,8 (2,1)
MgO	6,1 (1,8)	6,0 (2,0)	3,8(0,8)	5,2(1,7)	7,0(1,5)	4,3(1,1)	6,3(1,4)	6,5(1,3)	6,3(1,2)	6,1 (2,1)	5,6 (1,7)
CaO	9,0 (2,1)	8,1 (1,7)	6,8(1,2)	9,2(1,6)	10,2(1,4)	8,7(1,4)	10,1(1,6)	10,6(1,5)	9,8(1,6)	9,9 (1,6)	8,1 (1,7)
Na ₂ O	3,2 (1,1)	3,5 (0,6)	3,5(0,6)	3,1(0,7)	3,2(0,6)	3,1(0,8)	3,2(0,8)	2,9(0,6)	3,6(0,9)	3,0 (0,5)	3,5 (0,8)
K ₂ O	1,7 (1,8)	2,0 (1,2)	2,2(0,8)	1,2(0,8)	0,9(0,6)	1,3(0,9)	1,3(1,0)	0,8(0,7)	1,6(1,0)	1,2 (1,0)	1,4 (1,1)
P ₂ O ₅	0,4 (0,2)	0,4 -	0,4 -	0,2 -	0,3(0,3)	0,2(0,1)	0,5 -	0,4 -	0,6 -	0,5 -	0,3 (0,2)
a	9,3 (3,3)	10,5 (2,1)	11,1(2,1)	8,7(2,5)	8,3(2,0)	8,9(2,7)	9,0(3,0)	7,6(2,4)	10,1(3,2)	8,4 (2,6)	9,7 (2,5)
b(b')	27,0 (3,8)	23,4 (6,5)	16,1(2,8)	21,3(5,6)	27,2(4,3)	18,6(3,8)	27,4(3,3)	27,7(2,8)	27,3(3,5)	26,4 (4,0)	22,6 (5,3)
n	76,9(13,8)	73,7(10,7)	71,9(8,1)	81,6(8,2)	85,8(6,9)	80,0(8,1)	82,3(9,9)	87,3(8,5)	79,5(9,5)	80,8(11,4)	80,7(11,4)
q	-7,6 (7,9)	-5,7(10,4)	4,8(6,2)	0,7(7,9)	-7,5(6,6)	4,4(5,4)	-8,9(6,8)	-5,6(3,3)	-11,6(7,6)	-6,6 (4,4)	-1,9 (7,0)
f	52,7 (7,8)	48,5 (6,2)	52,6(6,0)	50,2(6,9)	45,4(6,3)	52,5(6,1)	49,7(6,7)	48,9(7,0)	49,5(4,3)	51,5(12,0)	50,4 (6,9)
Число ассоциаций	36	94	56	52	16	35	54	21	25	8	55

Примечания: a, b, n, q - числа А.Н.Заварицкого; b' - модификация показателя b по Д.С.Штейнбергу; $F = \frac{\sum FeO}{\sum FeO + MgO} \cdot 100$ мол. %

В таблице даны значения оценок средних и среднеквадратичные отклонения (в скобках). Первичные анализы пород, использованные при расчетах, были предварительно приведены к 100% при исключенных летучих.

меньшую меланократовость и несколько более высокую натриевость, чем на платформах.

П а р а л л е л ь н о - у п о р я д о ч е н н ы е о р о - г е н ы довольно специфичны по составу вулканизма в сравнении с уже охарактеризованными классами материковых областей также областей

тоидные вулканические комплексы, исчезающе редки пикритоиды.

Явно реже, чем на платформах и плато, встречается щелочная группа вулканитов. Весьма распространены ассоциации с кислой группой

гнейсов в общем сильно угнетены фемические вулканиты и особо мощно представлены кислые.

Аномально повышена лейкократовость базальтоидов упорядоченных орогенов. Сильно преобладают лейкобазальтоидные уклоны, не удалось найти ассоциаций с мела- и мезобазальтоидным уклоном группы. Против базальтоидов платформ и плато здесь повышена железистость, понижена щелочность. Экстремально повышены калиевость, уровень глинозема, экстремально низок титан. Кислая группа проявляет примерно такую же экстремально лейкократовую тенденцию, как на материково-шельфовых плато (преобладает риолитовый уклон). Экстремально повышен глинозем.

В о в н у т р е н н и х и о к р а и н н ы х м о - р я х не являются особой редкостью породы пикритоидных групп, которые здесь всегда подчинены базальтоидам. Здесь отмечены эффузивные диалогиты двушпиксеновых пироксенитов (Бонинская дуга, Марианская впадина, северо-западный борт Марианского желоба). Значительно распространена кислая группа вулканитов, которая встречается не только на поднятиях, но и в некоторых котловинах; как правило, кислые вулканиты количественно подчинены базальтоидам. Довольно

Хотя в имеющейся кайнозой, по-видимому, пока непропорционально мало представлены базальтоидные образования впадин, можно видеть (табл.), что базальтоиды морей меланократовости и кремнезему между платформенными и океаническими, с одной мало повышенные уровни натриевости и глинозема. Мелапикритоиды

пока мало изучены. Субмелалпикритойды морей обычно низкотитанисты, в отличие от океанических. Кислая группа имеет экстремально повышенные уровни общей меланократовости, натриевости, глинозема, экстремально пониженные железистость и щелочность.

Любопытно, что по средним петрохимическим показателям базальтоиды впадин в морях наиболее близки к океаническим. Базальтоиды островных цепей и крупных нелинейных поднятий в морях ближе всего сходны с базальтоидами упорядоченных орогенов — преобладанием лейкобазальтоидных, умеренно-железистых, высокоглиноземистых, низкотитанистых уклонов.

Отличаются базальтоиды поднятий в морях от орогенных несколько повышенной меланократовостью, пониженной щелочностью и повышенной натриевостью, пониженным кремнеземом и калием, повышенным железом, магнием, кальцием. Для области внутренних и окраинных морей следует особо подчеркнуть повышенную пестроту составов, широкое развитие формаций, аналогичных как материковым, так и океаническим.

Состав вулканизма океанов во многом экстремален. Здесь максимально развиты чисто базальтоидные ассоциации. Редки андезитойды, почти отсутствуют низкощелочные их разновидности. Наиболее слабо по сравнению с другими областями представлена кислая группа вулканитов. Редки мелалпикритойды. Однако не являются редкостью субмелалпикритойды и щелочно-салические породы.

Базальтоиды океанов имеют экстремально низкий уровень кремнезема и экстремально высокий магния и кальция. По многим показателям они близки к базальтоидам чехла древних платформ, но отличаются от них статистически повышенной магниальностью и пониженными общей щелочностью и калиевостью. Как отмечено, океанические базальтоиды близки по химизму с базальтоидами впадин морей, но отличаются от них повышенной титанистостью. Субмелалпикритойды океанов обнаруживают щелочную, высоконатриевую, высокотитанистую тенденцию. У них повышена общая меланократовость и одновременно приподнят уровень глинозема по сравнению с другими областями. Кислая группа вулканитов петрохимически ближе всего к риолитоидам чехла древних платформ. В риолитоидах океана преобладают щелочные, низкоглиноземистые уклоны; часто встречаются и иногда преобладают агпайтовые породы, пантелле-

риты, комендиты. Щелочно-салические вулканиты по химизму довольно близки к платформенным. Вместе с трахитоидной группой вулканитов морей они имеют несколько более высокий уровень натрия и более низкий калия по сравнению с трахитоидами областей материкового сектора.

Базальтоиды срединных океанических хребтов отличаются от внехребтовых областей (теперь нередко называемых океаническими плитами) экстремально высокой меланократовостью и натриевостью, низкой железистостью и щелочностью, повышенным уровнем глинозема. Здесь часто преобладают крайне высоконатриевые базальты.

Геосинклинальные области по составу вулканизма имеют наиболее близкую аналогию с областями внутренних и окраинных морей. Здесь также не является особой редкостью мела- и субмелалапикритоидная группа вулканитов (достигающая местами значительных объемов, особенно в архее). Значительно развита кислая группа. Довольно редки щелочно-салические породы. Базальтоидная группа имеет в среднем пониженную меланократовость, преобладают лейкобазальтоидные уклоны. Несколько сниженный уровень кальция и повышенный натрия следует отнести в значительной мере за счет вторичной альбитизации плагиоклазов в геосинклинальных базальтоидах. Пониженные уровни железа и глинозема против базальтоидов молодых вулканитов морей могут отражать специфику позднекайнозойского этапа вулканизма. Кислая группа геосинклинальных вулканитов, как и в кайнозойских морях, обнаруживает сравнимое развитие риолитов и мелариолитоидов (дацитов, ацидлатитов), низкощелочных и щелочных, низко- и высокоглиноземистых разновидностей.

Общепланетарная зональность состава вулканизма четко проявлена, во-первых, в том, что от области открытого океана к окраинным и внутренним морям (и их геосинклинальным аналогам) господствующие базальтоидные ассоциации сменяются ассоциациями со значительным участием кислых эффузивов; далее вытеснение базальтоидов кислыми эффузивами усиливается в упорядоченных орогенах (расположенных на крупных островных массивах либо на материках) и последовательно уменьшается на материково-шельфовых плато и в числе древних платформ. В последнем кислая группа вулканитов вновь представлена слабо. При этом с усилением роли кислой группы повышается лейкократо-

вость базальтоидов. Наиболее высокий уровень меланократовости базальтоидов характеризует океаны и чехол древних платформ. Следующая примечательная тенденция изменения составов в том же направлении от океанического сектора к материковому – повышение калиевости вулканитов, проявленное в той или иной мере, во всех алюмосиликатных породных группах. Раньше отмечались лишь отдельные фрагменты этой зональности.

Уже из этих данных следует, что статистическая смена составов вулканизма, сопряженная с планетарным эволюционным рядом геолого-тектонических областей, не сводится к монотонному, одностороннему изменению составов. Однонаправленное изменение (по калиевости) сочетается с некоторым периодическим (по распространенности кислой группы и степени меланократовости базальтоидов). Характер смены составов вулканизма является в принципе сложным, ритмически – направленным. Магмо- и петрогенетическая интерпретация выявленной статистической смены составов вулканизма в общем геолого-тектоническом ряду областей – особая задача. Здесь можно высказать лишь некоторые предположения о природе этой смены.

Повышение калиевости магм от областей открытого океана к материковым можно связать в основном с повышением степени зрелости литосферного профиля – коры и верхов верхней мантии. Под степенью зрелости литосферного профиля мы имеем в виду мощность коры, степень развития гранитоидного (субкислого) слоя в ней, а также степень обогащения коры и верхних горизонтов верхней мантии продуктами далеко продвинутой дифференциации силикатных масс, главным образом их магматического фракционирования (обогащения породами с повышенным содержанием сиалических, щелочных, калийсодержащих и сопутствующих им примесных компонентов).

Повышению степени зрелости литосферного профиля в ряду открытый океан – древние материковые платформы, очевидно, должны способствовать конструктивные или аккреционные процессы в литосферном профиле (накопление, приращение, скупчивание и т.п.), а снижению зрелости – деструктивные процессы (растекание, разрифтование, базификация и т.п.). Степень зрелости литосферного профиля отражает геологическую предысторию и определяет набор глубинных пород, вовлекаемых в магмогенез.

С учетом этих соображений ясно, что литосферный профиль

материковых областей в общем должен быть обогащен породами, благоприятными для выплавки силикатических магм и базальтоидных магм повышенной лейкократовости, повышенной калиевого, а литосферный профиль океанических областей обеднен ими. Вместе с тем, получают принципиальное объяснение рост калиевого магм от срединноокеанических хребтов к древним платформам и возрастание роли кислых пород и лейкобазальтоидов от областей открытого океана к упорядоченным орогенам и материково-шельфовым плато.

Наблюдаемая вырожденность лейкобазальтоидов и кислых вулканитов на древних платформах требует предположения о других сильных факторах, из которых главным образом может быть сохранение эффективного магмообразования под платформами только на весьма глубоких уровнях — ниже коры и, возможно, верхних горизонтов мантии. Отметим, что низкое расположение зоны магмообразования помогает объяснить и ряд количественных особенностей состава вулканических формаций платформ, в том числе экстремальные особенности платформенных мелалапикритоидов. Относительно низкое положение верхней границы (фронта) магмообразования правомерно допустить также для объяснения особенностей состава вулканизма материково-шельфовых плато (по отношению к поднятиям в морях), океанических плит (по отношению к зонам среднеокеанических хребтов).

Изменение состава вулканизма может выступать как однонаправленное при анализе отдельных частей общего геолого-тектонического ряда. Например, из сравнения базальтоидов срединноокеанических хребтов (кайнозойских) и внехребтовых частей открытого океана (мезозойских и кайнозойских) вытекает, что в мезокайнозой состав базальтоидов океана эволюционировал в сторону более меланократовых и магнезиальных, низкокалиевых пород. Из тех же данных следует, что специфический состав вулканизма срединноокеанических хребтов характеризует не вообще вулканизм области открытого океана, а только зоны этих хребтов, т.е. рифтовые океанические пояса на новейшей кайнозойской стадии их развития.

В заключение следует отметить, что при направленно-ритмическом ходе изменения составов вулканизма выявить необратимую составляющую этого изменения (например, от архея к фанерозою) можно, по-видимому, лишь статистическим способом, сравнивая составы, рассчитанные для крупных геохронологических интерва-

лов. Учитывая нежесткую связь состава вулканических ассоциаций (формаций) с геолого-тектонической обстановкой, следует полагать, что использование состава формаций как косвенного индикатора этой обстановки тоже требует статистического подхода.

Э.П.Изох

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ОЦЕНКА ИХ РУДОНОСНОСТИ

На территории, охватывающей юг Хабаровского края, Амурскую область и Приморский край, в том числе зону БАМа, гранитоидные и гранитоидсодержащие формации распространены очень широко. Исследование возрастной эволюции магматизма позволяет выделить здесь три сравнительно непродолжительных, двучленных магматических мегаритма: $I_3 - K_1$, K_2 и Рг. Каждый из них начинается с натровых и заканчивается кали-натровыми или калиевыми комплексами и сериями. Аналогичные по возрасту, строению и составу мегаритмы намечаются также на Северо-Востоке СССР.

I. Юрско-раннемеловой мегаритм ($I_3 - K_1$)

Ia. $I_3 - K_1$ — эпоха развития почти исключительно натровых* эффузивных, дайковых и интрузивных формаций, существенно гранитоидных или, реже, существенно базитовых, обладающих нормальной или повышенной общей щелочностью (рис. 1). Их возраст определяется по флоре конца юры — самого начала раннего мела, а также по наличию переотложенных обломков в более поздних отложениях K_1 . Обычные K/Ar — даты: 130–150 млн. лет. Рассматриваемые образования распространены преимущественно в зоне Становика-Джугджур и в Верхнем Приамурье. В Сихотэ-Алине известны лишь эффузивы спилито-диабазового состава в юрских терригенно-кремнистых геосинклинальных отложениях. На Северо-Востоке СССР аналогичные по возрасту и составу магматические формации выделяются главным образом к западу от Колымского срединного массива.

Геотектоническая позиция магматитов рассматриваемой эпохи

* Здесь и далее номенклатура пород и формаций дана по [73].

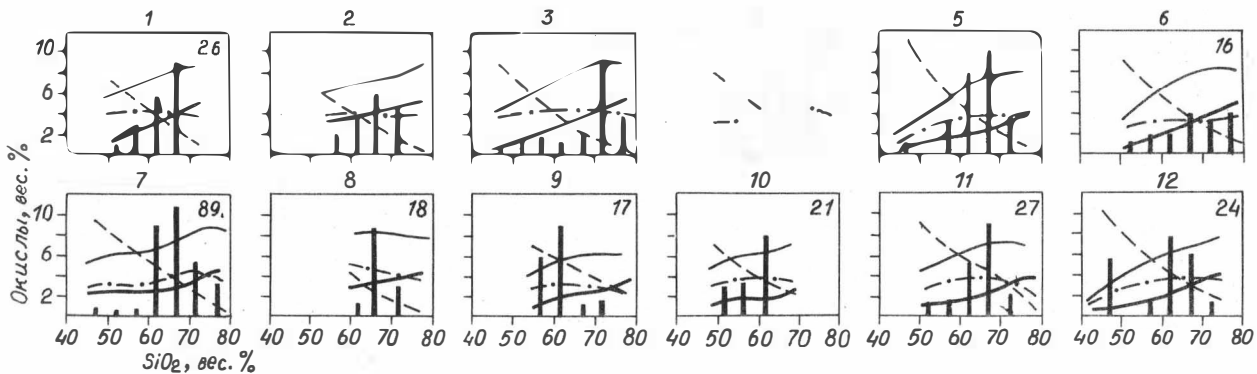


Рис. 1. Статистико-петрохимические диаграммы натровых гранитоидных ассоциаций I3-K1 Дальнего Востока

1 - джалиндинский и сергачинский комплексы, Нижне-Олекминская зона; 2 - малые интрузии Центрально-Становой зоны; 3 - олдойско-талданский комплекс; 4 - талданский комплекс, Гонжинская зона; 5 - зейский комплекс, Цент.-рано-Становая зона; 6 - верхнеамурский комплекс, Октябрьская зона; 7 - то же, Гонжинская зона; 8 - то же, Верхне-Приамурская зона; 9 - иороханский комплекс, Тирмо-Ниманская зона; 10 - то же, Туранская зона; 11-12 - удский комплекс, Удско-Джугджурская зона (1, 2, 10 и 11 - по В.К.Путинцеву, остальные по В.И.Сухову)

в разных регионах различна. На Северо-Востоке их формирование совпадает с полным замыканием мезозойской геосинклинали; в Сихотэ-Алине в это время продолжается режим геосинклинального прогибания (и потому закономерно нет гранитоидов); зона Становика-Джугджура и Верхнее Приамурье - типичные области тектоно-магматической активизации палеозойских и допалеозойских складчатых структур.

Магматические

формации рассматриваемой эпохи принадлежат к двум главным типам: золотосодержащему и молибденовому (или медно-молибденовому). К первому из них относятся существенно гранитоидные натровые формации нормальной щелочности, распространённые главным образом на Северо-Востоке, где с ними сопряжены россыпные и коренные месторождения золота в бассейне р. Колымы.

Ко второму типу относятся также натровые формации, но с повышенной общей щелочностью, благодаря относительно высокому содержанию калия. Именно этот тип формаций во всем мире сопровождается оруденением Mo и Cu-Mo [73]. В данном регионе на всей площади их развития известны многочисленные рудопоявления и признаки соответствующего оруденения, хотя пока нет ни одного промышленного объекта. Формационный анализ гранитоидов дает достаточные основания для вывода о том, что от Восточного Забайкалья далеко на восток прослеживается очень крупный молибдено-ворудный пояс [72].

16. K_I - эпоха развития формации кали-натровых и калиевых высокоглиноземистых гранитоидов. В Сихотэ-Алине к данной эпохе относятся гранитоиды Хунгарийской гипербазит-габбро-гранитной прерывистой интрузивной серии. K/Ar - возраст: 130 - 110 млн. лет.

На Северо-Востоке аналогичные гранитоиды относятся к Колымскому или Арга-Чинах-Хайскому комплексам, которые составляют известный "батолитовый пояс" на окраине Колымского массива, а также сопряженные с этим поясом поперечные ряды интрузивов.

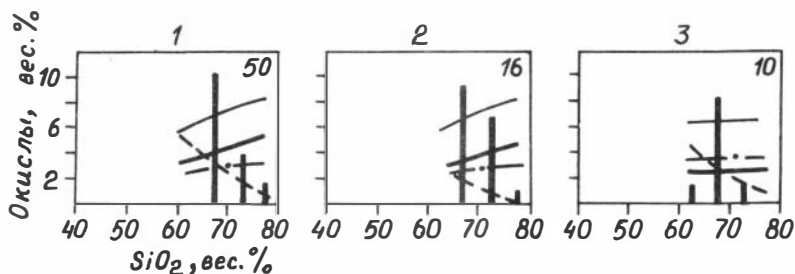


Рис. 2. Статистико-петрохимические диаграммы высокоглиноземистых калий-натровых и калиевых гранитоидов K_I Дальнего Востока: 1 - хунгарийской серии Северного Сихотэ-Алия, по Э.П.Изоху, М.В.Мартынюку; 2 - Лермонтовского месторождения, по Э.П.Изоху; 3 - Восток-2, по Э.П.Изоху

Есть все основания считать, что рассматриваемые образования в обоих регионах формировались практически синхронно. Черты вещественного сходства между ними разительны. Вместе с тем, в

Сихотэ-Алине время их формирования совпадает с частной инверсией, поскольку геосинклинальное прогибание в отдельных зонах продолжалось здесь вплоть до сеноман-турона. На Северо-Востоке, напротив, они формируются в этап общего воздымания складчатой области (собственно орогенный) и отделены от общей инверсии эпохой внедрения натровых гранитоидов, описанных выше. Таким образом, не тектонические, а магматические события играют роль наиболее надежных возрастных реперов при сравнении истории геологического развития рассматриваемых регионов друг с другом.

Гранитоиды Хунгарийской серии долгое время считались безрудными. И лишь в 1975-1976 гг. было впервые показано, что именно с ними генетически связаны крупные скарново-шеелитовые месторождения Восток-2 и Лермонтовское, расположенные в Приморском крае, т.е. на самой южной окраине области развития хунгарийских гранитоидов [72]. Благодаря этому открытию прежние представления были пересмотрены. Выяснилось, что гранитоиды хунгарийской серии по своим диагностическим признакам (кали-натровый тип щелочности, существенно гранодиорит-адамеллитовый состав ассоциации и т.п.) относятся к тому же типу, что и вольфрамонесные гранитоиды других регионов. Этот вывод, основанный на формационных аналогиях, был подтвержден путем анализа фактических данных о пространственном распределении в Северном Сихотэ-Алине, т.е. на главной площади развития хунгарийских гранитоидов, различных признаков вольфрамового оруденения (шлиховых ореолов шеелита, скарновых проявлений и т.п.), которые здесь были давно известны, но внимания к себе не привлекали.

На Северо-Востоке раннемеловые высокоглиноземистые гранитоиды, в отличие от хунгарийских, являются более калиевыми и в целом, более кислыми. Соответственно, они несут преимущественно касситерит-кварцевое оруденение.

2. Позднемеловой магматический мегаритм.

2а. Начало мегаритма ($K_1^2 - K_2^I$) характеризуется развитием только натровых формаций (рис.3), очень сходных с таковыми предыдущего мегаритма, хотя в целом уровень их щелочности ниже. Те и другие легко спутать, особенно в районах совместного распространения. Возраст определяется по органическим остаткам альб-апта и сеноман-турона в вулканогенных толщах. К/Аг - даты: 100-90 млн. лет. Известны факты прорывания натро-

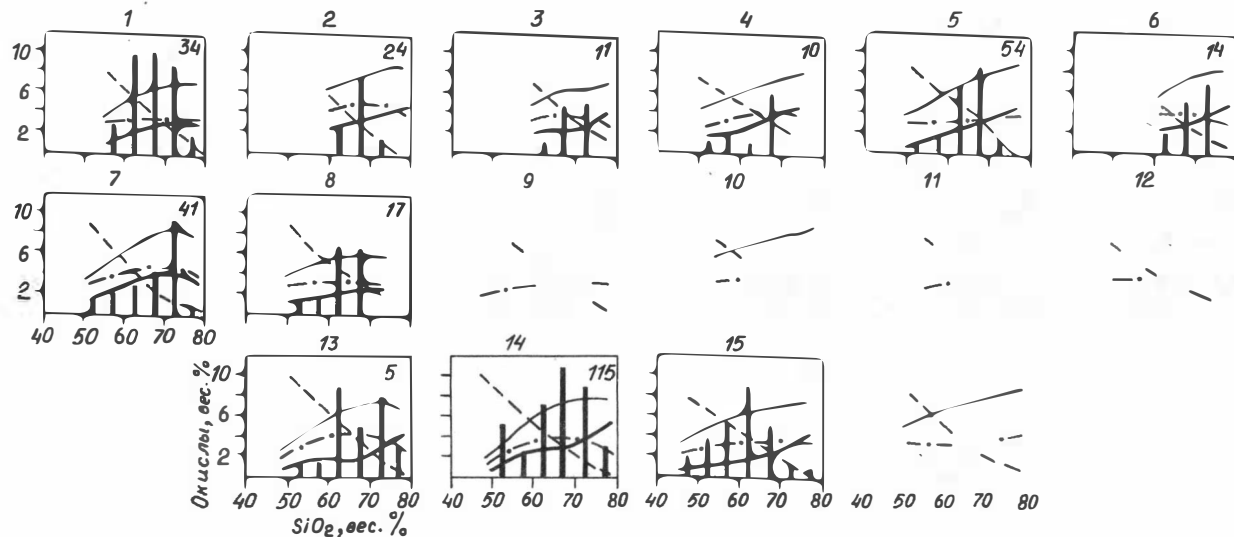


Рис. 3. Статистико-петрохимические диаграммы натровых гранитоидов $K_1^2-K_2^I$ Дальнего Востока:

1 - Селитканской зоны, 2 - сергачинский комплекс, 3 - Тугурский (1-3 по В.И.Сухову), 4 - Янкано-Джелтулинской зоны Становика, 5 - харгинский комплекс, Север Буреинского массива, 6 - бутакано-чуркинский комплекс (4-6 по В.К.Путинцеву), 7 - сиваканский комплекс, 8 - джугджурский, Лимнусская зона, 9 - то же, Предджугджурская зона, 10 - то же, Удская зона (7-10 по В.И.Сухову), 11 - аникский комплекс, Баджал, по Э.П.Изоху, 12 - пурильский комплекс, Мяо-Чан, по В.Г.Гоневчуку и Э.П.Изоху, 13 - нижнеамурская серия, по Э.П.Изоху, В.В.Руссу, 14 - дуганджинский комплекс, по В.Н.Мусину, 15 - ветвистый комплекс, Приморье, по Н.Ф.Костереву, 16 - интрузивы Фудзино-Ноттинского района, по И.З.Бурьяновой

выми гранитоидами раннемеловых высокоглиноземистых гранитоидов как в Сихотэ-Алине (Изох и др., 1967), так и на Северо-Востоке[‡].

На Дальнем Востоке область распространения рассматриваемых формаций охватывает Верхнее и Нижнее Приамурье, часть зоны Становика-Джугджур и практически весь Сихотэ-Алинь. На Северо-Востоке к рассматриваемой эпохе относится формирование Охотско-Чукотского вулканического пояса, по В.Ф.Белому.

В Сихотэ-Алине формирование рассматриваемых формаций примерно совпадает со временем замыкания последних геосинклинальных прогибов или же с самым началом собственно орогенного этапа. Во всех других областях они должны быть отнесены либо к поздним орогенным этапам, либо к этапам тектоно-магматической активизации.

Как видно на рис.3, к началу позднемелового мегаритма относятся главным образом типично золотоносные формации (по классификации, приведенной в [73]). С ними связаны многочисленные коренные и россыпные месторождения старых золотоносных районов Верхнего и Нижнего Приамурья, а также Северного и Центрального Сихотэ-Алия. Вместе с тем, натровые гранитоидные комплексы данной группы могут служить индикатором золотого оруденения для тех районов, где оно еще не было объектом целеустремленного геологопоискового обследования.

Иллюстрацией сказанному являются результаты наших исследований в Комсомольском и Баджалском оловорудных районах, выполненных в 1977-1978 гг. [74]. (См. табл.).

Следует подчеркнуть, что открытие в этих рудных районах самостоятельных комплексов натровых гранитоидов, явно более ранних, чем широко здесь распространенные оловоносные калиевые гранитоиды, позволяет с особым вниманием отнестись к давно известным здесь признакам золотого и молибденового оруденения, которые, судя по всему, независимы от олова и имеют самостоятельное значение.

[‡] Ичетовкин Н.В. Гранитоиды Детрино-Сеймканского поперечного интрузивного ряда. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970; Недосекин Ю.Д. Геология и петрология Некско-Гиниканджинского массива. - В кн.: Магматизм С-В СССР. М.: Наука, 1973, с.26-40.

**Схема корреляции магматитов и оруденения
Комсомольского и Баджальского рудных районов**

Возраст	Баджальский р-н	Комсомольский р-н
K_2^I	Натровые андезиты и дациты	Холдоминская свита
	Натровые липариты	
	Анижский комплекс*	Пурильский комплекс*
	Есть признаки оруденения Au и Mo	
K_2^2	Калиевые липариты	Амутская свита
	Калиевые граниты Баджальского комплекса	Силинский и чалбинский комплексы (Мяо-Чанская серия)*
	Касситерит-кварцевое оруденение	Касситерит-силикатно-сульфидное оруденение

* См. графики на рис.3 и 4.

26. Эпоха K_2^2 (конец поздне мелового мегаритма) характеризуется развитием калиевых существенно гранитоидных или чисто гранитных формаций, подчеркнута оловоносных (рис.4). Возраст определяется по флоре в вулканогенных толщах; K/Ar - даты: 90-70 млн. лет. Магматиты этой группы заведомо моложе высокоглиноземистых гранитоидов раннего мела и натровых гранитоидов предыдущей группы.

На Северо-Востоке к данной группе относятся Балыгычано-Сугойский, Яблонский, Ледо-Сеймканский, Хетанский и другие комплексы, а также, вероятнее всего, калиевые оловоносные гранитоиды Чукотки.

Площади распространения натровых и калиевых гранитоидов рассматриваемого мегаритма на Дальнем Востоке и Северо-Востоке примерно совпадают. Время их формирования приходится на поздне-орогенный этап развития складчатых областей, но с таким же успехом они могут относиться и к этапам тектоно-магматической активизации.

С калиевыми магматическими формациями позднего мела связа-

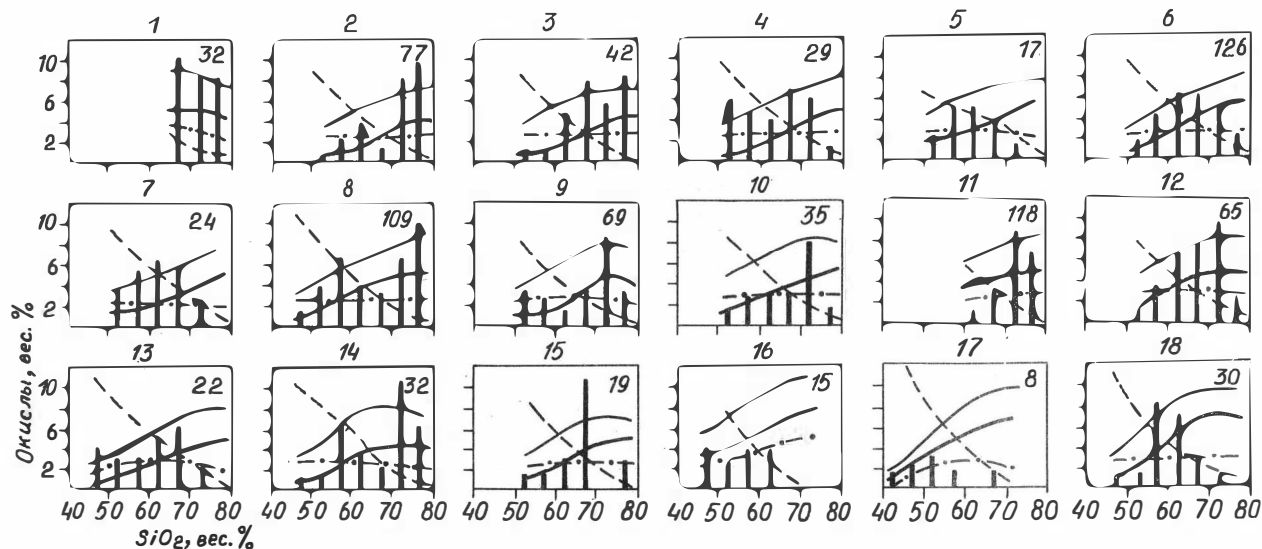


Рис. 4. Статистико-петрохимические диаграммы калиевых гранитоидных формаций К₂ Дальнего Востока

1 - хингано-олонойский комплекс, по В.К.Путинцеву, 2 - эзопский по В.Н.Мусину, 3 - то же, по В.И.Сухову, 4 - тугурский комплекс, по В.Н.Мусину, 5 - гранитоиды К₂ Многовершинного месторождения, по Б.Л.Залидаку, 6 - мяо-чанская серия, по Э.П.Изоху, 7 - альбанский ареал той же серии, по Н.В.Огнянову, 8 - бута-копчинская серия, по М.В.Мартынюку, 9 - верхне-удоминская серия, по Э.П.Изоху, 10 - бачелазская серия, по Э.П.Изоху, 11 - то же, вдоль Центрального шва, по В.С.Иванову, 12 - то же, верховья р.Бикин, по И.З.Бурьяновой, 13 - то же, Нижне-Бикинского района, по И.К.Никифоровой, 14 - восточной части Ханкайского массива, по В.К.Путинцеву, 15 - Лысогорского района, по Н.Ф.Костереву, 16 - хр.Баджал, по А.Ф.Майбороде, 17 - улунгинская серия, по Э.П.Изоху, 18 - березовский комплекс, Ю.Приморье, по И.З.Бурьяновой

но большинство промышленных оловянных месторождений как на Дальнем Востоке, так и на Северо-Востоке СССР. Это — главная эпоха оловоносности в пределах всего Тихоокеанского подвижного пояса на всем его протяжении от Чукотки до Индокитая. Совершенно аналогичные как по возрасту, так и по всей сумме вещественных признаков калиевые оловоносные гранитоидные комплексы и габбро-гранитные серии широко проявлены также в Афганистане и на Памире. Связи их с Тихоокеанским поясом уже отмечались ранее М.В.Муратовым, А.М.Месхи и другими исследователями. Автор этих строк имел возможность лично наблюдать оловоносные гранитоидные комплексы верхнемелового возраста как в Северном и Южном Вьетнаме, так и на Памире, и вправе утверждать, что сходство их с синхронными по возрасту магматитами Дальнего Востока, действительно, чрезвычайно велико, включая сюда и характер магматической ритмичности. Более того, близкие по формационному типу и по рудоносности магматические ассоциации трудно найти не только в других складчатых областях, но и в тех же самых регионах, но в иные эпохи. Поэтому речь должна идти о выделении узковозрастной (позднемеловой) магматической и металлогенической провинции практически субглобального масштаба, охватывающей весьма значительный сегмент нашей планеты.

3. Палеогеновый мегаритм. Магматические формации этого мегаритма составляют главное содержание Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса, хотя встречаются они и к западу от него. Характерны формации повышенной щелочности, преимущественно натровые, закономерно сопровождающиеся признаками оруденения Mo, Cu-Mo и Au-Ag. Кроме того, распространены, по данным В.Б.Трояна, кали-натровые и калиевые ассоциации, обычно также повышенной щелочности, среди которых возможны оловоносные. Возрастные соотношения между ними еще недостаточно ясны, однако наиболее вероятной кажется нормальная последовательность, присущая всем магматическим мегаритмам. K/Ar — возраст: 50-70 млн. лет.

На Северо-Востоке гранитоиды и кислые эффузивы палеогенового возраста также известны, но изучены слабо. Заметим, в этой связи, что между Охотско-Чукотским и Восточно-Сихотэ-Алиньским вулканическими поясами по возрасту магматитов и по их вещественным характеристикам, по существу, нет ничего общего.

Прежде всего, резюмируя сказанное выше, необходимо подчер-

кнута проявление в рассмотренном регионе, как и в других складчатых областях мира [73], ярко выраженной магматической ритмичности разных порядков. Первый (низший) порядок определяется тем, что каждая конкретная магматическая ассоциация (комплекс, серия) представляет собой простой (элементарный) ритм: гомодромный или реверсивный [73]. Подобные ритмы являются отражением одной волны миграции уровня магнеообразования из базитовых субстратов в верхние более кислые, или же представляют собой результат последовательного преобразования (гранитизации) базитовых субстратов. Ритмичность следующего порядка выявляется благодаря закономерной смене эффузивных ритмов субвулканическими и интрузивными, причем последние всегда более кислые (в среднем) и более калиевые, чем предыдущие, т.е. общая тенденция эволюции остается гомодромной. Ритмичность еще более высокого порядка запечатлена в магматических мегаритмах, в целом опять-таки гомодромных. Магматические мегаритмы отражают собой уже не столько изменение субстратов и условий магнеообразования в глубинах земной коры и верхней мантии, сколько гораздо более глубинные явления. С нашей точки зрения, это, скорее всего, следствие направленной эволюции состава интрателлурических потоков или подвижных компонентов, идущих из глубоких недр планеты и возбуждающих магнеообразование в верхней части литосферы. Примечательно, что описанные выше магматические мегаритмы по набору формаций являются значительно более "короткими" и менее продолжительными, чем палеозойские или докембрийские. Этот факт может быть поставлен в связь с ускорением хода эволюции глубоких недр Земли с течением геологического времени*.

Выявление на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР 3-х магматических мегаритмов влечет за собой необходимость выделения соответственно 3-х эпох проявления натровых гранитоидов, сопровождаемых оруденением Au, Cu-Mo или Mo, Au-Ag и т.п., а также 3-х эпох кали-натровых и калиевых гранитоидов с редкометальным оруденением, в том числе Sn и W. Каждой из этих эпох отвечают свои узковозрастные магматические и металлогенические провинции, внутри которых формационный анализ магматитов должен

* Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. - М.: Наука, 1974. - 182 с.

быть более детальным, направленным на выявление отдельных зон, районов или очаговых ореолов.

В целом, вся огромная территория Востока Азии, рассмотренная выше, представляет собой огромную полихронную магматическую провинцию, обладающую большой внутренней общностью, несмотря на весьма разнородную в разных своих частях геологическую историю. Как мы старались показать, нет прямого соответствия между вещественными чертами магматических ассоциаций и стадиями (этапами) развития геосинклинально-складчатых областей. Нет также выраженной поясовой зональности, позволяющей увязать формирование рассмотренных формаций с какими-либо конкретными зонами субдукции или иными границами литосферных плит. Существенно гранитоидный магматизм в данном случае выступает как явление гораздо более общего порядка, чем развитие тектонических структур не только в отдельных структурно-формационных зонах, но и в целых складчатых областях, таких как мезозонды Дальнего Востока или Северо-Востока. Как нам представляется, наблюдаемая ритмичная эволюция магматизма и пространственное размещение магматических образований управляются не тектоникой верхних частей литосферы, а значительно более глубокой причиной глобального характера. Такой причиной вполне могут быть конвекционные потоки мантийного вещества (которые, кстати, считаются главным движущим механизмом в тектонике плит), но только не сами движения литосферных плит или же узкие зоны их взаимодействия.

А.Г.Владимиров, А.Э.Изох

ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИЙ МАГМАТИЗМ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Статья резюмирует данные, полученные П.В.Ермоловым, А.Г.Владимировым, А.Э.Изохом и В.С.Кузнецким при изучении позднегерцинского магматизма Чарской (Западно-Калбинской) зоны Зайсанской области [21-26, 60, 62-65, 68, 85].

Тастауская вулкано-плутоническая базит-гранитоидная серия объединяет орогенные (C_2-P_1) магматиты Чарской зоны [21, 63]. В ее состав входят: аргимбайский и максутский базитовые комплексы,

тастауский и преображенный гранитоидные комплексы.

Аргимбайский вулканоплутонический базитовый комплекс (C_{2-3}^I) широко развит в Сардальско-Даубайском прогибе, наложенном на структуры Жарма-Саурской и Чарской зон.* Среди вулканитов преобладают трахиандезиты, андезиты и андезито-базальты, менее распространены базальты и трахиты. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором, варьирующим по хромистости диопсид-авгитом и реже гиперстеном. Выделяются две группы вулканитов: субщелочные лейкобазальтоиды, имеющие низкую титанистость и высокую глиноземистость, и умеренно-щелочные трахиты, пересыщенные кремнеземом.

Габброиды изучены в Аргимбайском интрузивном поясе, приуроченном к западному борту Сардальско-Даубайского прогиба [21-23]. Преобладают безоливиновые лейкодиабазы и диабазовые порфиры, подчинены пегматоидные габбро-эссекситы и сиениты. Главные минералы базитов: плагиоклаз (андезин-альбит), клинопироксен, биотит, роговая обманка, магнетит и ильменит. Клинопироксены представлены субкальциевыми авгитами в диабазах и субкальциевыми салитами в сиенитах. По химическому составу базиты отвечают среднещелочным лейкогабброидам; сиениты имеют меланократовый уклон, высокую натриевость и низкую титанистость.

Максутский пикрит-диабазовый комплекс (C_{2-3}^2) развит как в Жарма-Саурской зоне (Максутский массив, массивы Аргимбайского пояса), так и в Чарской (Тастауский, Преображенный, Буконьский массивы) [21, 22, 23, 25, 26, 59, 63, 85]. Его формирование произошло в антидромной последовательности: I фаза - оливиновые габбро-диабазы и норит-диабазы, 2 фаза - оливиновые габбро-нориты и нориты, 3 фаза - пикритовые порфиры и пикрит-диабазы. В Чарской зоне пикритоиды отсутствуют, а базиты ранних фаз совмещены с гранитоидами тастауского и преображенного комплексов.

Все разновидности пород сложены устойчивым парагенезисом

* Ермолов П.В., Тян В.Д., Ермоленко А.Е. Аргимбайский щелочно-габброидный комплекс Жарминского района. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Зайсанской складчатой системы. Алматы-Ата: Наука, 1973, с. 70-77.

оливина, клинопироксена (иногда совместно с ортопироксеном), плагиоклаза, роговой обманки, биотита, апатита, сульфидов меди и никеля. Оливин варьирует по железистости от 45% до 20%. Пироксены относятся к ряду субкальциевых диопсид-салитов и малоглиноземистых бронзит-гиперстенов. Базиты (I и 2 фазы) относятся к среднещелочным высоконатриевым и умеренномagneзиальным габброидам. Пикритойды (3 фаза) имеют повышенную меланократовость и щелочность, пониженную титанистость и высокую глиноземистость.

Разнообразие базитов аргимбайского и максутского комплексов обусловлено главным образом двумя причинами: 1) внедрением автономных расплавов, меняющих свой состав от лейкобазальтоидного через мезобазальтоидный до пикритойдного; 2) дифференциацией этих расплавов на уровне становления. Сиениты (трахиты) аргимбайского комплекса являются продуктами дифференциации лейкобазальтоидной магмы, а пикрит-диабазы 3-ей фазы максутского комплекса — продуктами дифференциации мелапикритовой магмы.

Т а с т а у с к и й в у л к а н о - п л у т о н и - ч е с к и й д а ц и т - л и п а р и т - г р а н о с и е - н и т - г р а н и т н ы й к о м п л е к с (C_3). Эффузивы локализованы главным образом в Актобинской мульде; субвулканические тела широко развиты по всей территории [21, 63, 65]. Преобладают липариты, кислые туфы и гранит-порфиры, подчинены дациты, гранодиорит- и граносиенит-порфиры. Вкрапленники сложены альбит-олигоклазом, кварцем и калишпатом. Постоянно отмечаются раннемагматические пироксены и пироп-альмандин. Породы относятся к лейкориолитоидам средней щелочности, высокой титанистости и высокой глиноземистости.

Формирование plutонической части происходило в гомодромной последовательности: 1 — граносиениты, 2 — лейкограносиениты и граниты, 3 — лейкограниты, 4 — послегранитовые дайки разнообразного состава. Гранитоиды слагают простые тела и участвуют также в строении полихронных структур и массивов. Породообразующие минералы представлены кварцем, альбит-олигоклазом, калишпатом, роговой обманкой и биотитом. В гранитоидах первой фазы, кроме того, диагностирован реликтовый раннемагматический парагенезис субкальциевого диопсида, бронзита и лабрадор-андезита. Граносиениты имеют умеренную щелочность, среднюю глиноземистость и железистость. Кислая группа представлена высокоглиноземистыми лейкогранитоидами.

Преображенский (дельбегетейский) монцонит-сиенит-гранитный комплекс ($C_3 - P_1$). В его состав входят (от ранних фаз к поздним): 1 - монцониты; 2 - сиениты; 3 - граниты; 4 - лейкограниты; 5 - послегранитовые дайки диабазов и граносиенитов. Монцониты и сиениты имеют устойчивый парагенезис феррогортонолит-фаялита, субкальциевого ферросилит-геденбергита, феррогиперстен-зулита, баркевикита, аннита, олигоклаз-андезина, калишпата и кварца. Граниты и лейкограниты сложены высокожелезистым биотит-амфибол-кварц-полевошпатовым парагенезисом, иногда с гранатом. В породах 3-ей фазы отмечен ксеногенный алюмобронзит, явно неравновесный по отношению к вышеупомянутому парагенезису. В составе комплекса выделяются две породные группы: 1) щелочно-салическая (1 и 2 фазы), характеризующаяся меласиенитовым, высокощелочным и высокожелезистым уклонами; 2) кислая (3 и 4 фазы), имеющая лейкогранитоидный состав, повышенную железистость и глиноземистость.

Для тастауского и преображенского комплексов характерно совмещение в одних и тех же породах ксеногенного, интрателлурического и позднемагматического парагенезисов. Ксеногенный парагенезис (магнезиальный титан-авгит, алюмобронзит) всегда выступает в реликтовой форме и не зависит от состава вмещающих его гранитоидов. Интрателлурический парагенезис имеет чарнокитоподобный характер в тастауском комплексе (гранат-клинопироксеновый в дацитах и липаритах, двупироксен-лабрадоритовый в граносиенитах) и эвлизитоподобный - в преображенском (фаялит-ферросилит-зулит-андезиновый в монцонитах и сиенитах).

Для того, чтобы объяснить подобное сочетание парагенезисов в гранитоидах тастауского и преображенского комплексов, необходимо предположить, что зарождение первичных расплавов происходило в условиях гранулитовой фации метаморфизма, причем ксеногенный парагенезис представляет собой реликты метабазитового гнейсо-гранулитового субстрата, претерпевшего интенсивную гранитизацию и последующее плавление. Интрателлурический парагенезис отражает ранние этапы кристаллизации расплавов. По мере подъема расплавов к поверхности и их кристаллизации высокотемпературный интрателлурический парагенезис замещается средне-низкотемпературным позднемагматическим. Смена чарнокитоподобно-

го парагенезиса тастауского комплекса эвлизитоподобным преобразенского, вероятно, отражает прогрессивное ощелачивание и возрастание железистости в исходном субстрате [65].

Семейтауская вулкано-плутоническая мультиплетная базальт-трахит-липарит-монцонит-граносиенит-гранитная серия (T_I) объединяет субплатформенные магматиты Чарской зоны. Изучением Семейтауской структуры (более 1000 км²) занимались Н.Н.Горностаев, В.К.Монич, А.Н.Истомин. Нами в составе семейтауской серии выделено два гомодромных ритма [60, 68]: ранний вулканический и поздний вулкано-плутонический. Завершается серия внедрением даек субщелочных диабазов, по составу близких к базальтоидам раннего ритма.

Б а з а л ь т - т р а х и т - л и п а р и т о в ы й
р и т м. Гиалобазальты сложены андезин-лабрадором, субкальциевым авгитом, гиалосидеритом и бронзитом. Они характеризуются лейкобазальтоидным, субщелочным и среднетитанистым уклонами.

Для трахитов и липаритов характерен высокотемпературный раннемагматический парагенезис кварца, анортклаза, санидина, субкальциевого геденбергита, фаялита и феррогиперстена. Высокотемпературность расплавов подтверждается также данными по температуре гомогенизации расплавных включений (1050–1100°C). Присутствие в трахитах и липаритах самородного железа, сульфидов и ильменита указывает на низкий потенциал кислорода, существовавший в расплаве во время его кристаллизации, что и обусловило высокую железистость темноцветных минералов. В приповерхностных условиях ранний парагенезис сменяется солидусным кварц-ортоклаз-биотит-амфиболовым. Кислые породы раннего ритма характеризуются среднещелочными и среднеглиноземистыми составами, а также преобладанием калия над натрием.

М о н ц о н и т - г р а н о с и е н и т - г р а н и т -
н ы й **р и т м** отличается от предыдущего более высокой общей щелочностью и постоянным преобладанием калия над натрием. Раннемагматический парагенезис в монцонитах и монцонит-порфирах сложен лабрадором, антипертитом, анортклаз-криптопертитом, субкальциевым салитом и феррогортонолитом. Позднемагматический парагенезис представлен ортоклазом, олигоклазом, кварцем, биотитом и амфиболом. Граносиениты и граниты сложены кварц-анортклаз-биотит-геденбергитовым парагенезисом. Отсутствие здесь фа-

ялита и феррогиперстена позволяет предполагать более низкую температуру расплавов.

В щелочно-салических и салических породах семейтауской серии устанавливаются микрокxenолиты и ксенокристаллы, позволяющие судить о возможном составе исходного субстрата. Наиболее распространены кxenолиты габбро, слагающие в монцонитах до 50% объема. По составу они близки к ранним базитам семейтауской серии и сложены лабрадором, субкальциевым авгитом, хризолитом, бронзитом. Эти минералы в виде реликтов устанавливаются и в других породах серии, причем их состав не зависит от состава вмещающих пород. Кроме габбровых кxenолитов отмечаются анортклазиты (иногда со шпинелью), а также кxenогенный гранат, содержащий до 20% пиропового компонента.

Исследование магматитов семейтауской серии позволяет предполагать зарождение первичных щелочно-салических расплавов в условиях гранулитовой фации метаморфизма под воздействием интрателлурических потоков тепла и флюидов. При этом исходным субстратом, подвергшимся интенсивной сиенитизации, для щелочно-салических магм служили не только коровые metabазиты, но и промежуточные очаги базальтовых расплавов, с которых началось формирование семейтауской серии. Происхождение кислых расплавов в этой ассоциации можно рассматривать как результат метаматического преобразования щелочно-салических расплавов интрателлурическими потоками флюидов, которые первоначально вызвали сиенитизацию базитов [62, 69].

Обобщая фактический материал, приведенный выше, можно отметить главные черты эволюции позднепалеозойского магматизма Чарской зоны. Орогенному этапу соответствует тастауская серия (C_2-P_1), которая может быть разделена на два ритма. Ранний, объединяющий базитовые формации (аргимбайский и максутский комплексы), имеет антидромное развитие, поздний ритм включает гранитоидные формации (тастауский и преображенский комплексы), каждая из которых имеет гомодромное развитие. Все орогенные магматиты Чарской зоны имеют среднещелочной уклон.

Субплатформенному этапу соответствует семейтауская серия (T_1), в составе которой выделяется два гомодромных ритма, характерен высокощелочной уклон.

По вещественному составу, характеру эволюции и генезису

позднегерцинский магматический формационный ряд, сформировавшийся в Чарской (осевой) зоне Зайсанской области, резко отличается от одновозрастных магматитов сопредельных регионов [61]. Здесь полностью отсутствуют низкотемпературные высоководные гранитоиды калбинского типа, зато широко развиты чарнокитоподобные граносиенит (сиенит)–гранитные ассоциации, образовавшиеся в результате гранитизации и последующего плавления существенно базитового корового субстрата.

А.П.Пономарева

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Нами обобщен минеральный и химический состав по 300 с лишним магматическим ассоциациям в ранге магматических комплексов, очаговых ареалов, отдельных сложнопостроенных массивов. Рассматривались гранитоиды нормального и щелочного рядов. Классифицировались они по двум независимым друг от друга признакам: 1 – кислотности; 2 – основности–щелочности. По первому признаку использовались следующие классификационные подразделения (разновидности пород): кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, ультракислые граниты и, соответственно, – кварцевые сиениты или сиенито–диориты, граносиениты, субщелочные граниты, ультракислые граниты повышенной щелочности. За основу для разделения гранитоидов на перечисленные разновидности было принято содержание SiO_2 . По второму классификационному признаку с учетом разработок Д.С.Коржинского, А.А.Маракушева и др. по минеральным парагенезисам мы приняли следующие классификационные единицы (минеральные классы гранитоидов): с высокоглиноземистыми минералами, биотитовые, биотит–роговообманковые, биотит–роговообманковые повышенной щелочности, с щелочными цветными минералами.

Минеральный состав гранитоидов

Гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами встречены в 55 ассоциациях, из них гранодиориты – в 16, граниты – в 50, ультракислые граниты –

в 22. Кварцевые диориты с высокоглиноземистыми минералами не установлены.

Главной особенностью описываемого класса является наличие мусковита, граната, кордиерита, андалузита, топаза при отсутствии известьсодержащих цветных минералов. Отдельные его разновидности отличаются друг от друга количественно-минералогическим составом, основностью плагиоклаза и набором акцессорных минералов. По соотношению плагиоклаза и калишпата среди гранитов различаются существенно плагиоклазовые, калишпат-плагиоклазовые и существенно калишпатовые гранитоиды. От существенно плагиоклазовых к существенно калишпатовым гранитоидам происходит некоторое уменьшение количества темноцветных минералов, а также основности плагиоклаза. В этом же направлении сфен-ортитовая акцессорная ассоциация сменяется монацит-флюоритовой.

Плагиоклаз имеет зональное строение. В гранодиоритах преобладают плагиоклазы № 20-40, в гранитах - № 10-30, в ультракислых гранитах - № 10-20. В целом основность плагиоклаза является нормальной для парагенезиса плагиоклаз-биотит. Средний состав калишпата - $\text{Or}_{68}\text{Ab}_{30}\text{An}_2$. Биотит характеризуется высоким содержанием Al_2O_3 /ср. 18%/ и общей железистостью / 82 - в вес.%/.

Мусковит встречен среди описываемых гранитоидов в 90% случаев. Гранат в 25% случаев установлен как породообразующий минерал с концентрациями до 1-2, реже 5-6%, в 50% случаев зафиксирован как акцессорный минерал. Встречается он с одинаковой частотой в гранитоидах различной основности и с различными соотношениями полевых шпатов. Все граниты принадлежат к альмандин-спессартиновому ряду. Кордиерит в качестве породообразующего минерала установлен в 5% гранитоидов, в качестве акцессорного - в 10%. Андалузит и силлиманит отмечаются только как акцессорные минералы и встречены в 20% описываемых гранитоидах.

Другие акцессорные минералы содержатся в низких количествах, обычно менее 1%.

Биотитовые гранитоиды встречены в 87 ассоциациях. Преимущественно это граниты. Реже (всего в 8-и случаях) отмечаются биотитовые гранодиориты. Исключительно редко биотитовые кварцевые диориты.

Основная особенность биотитовых гранитоидов - присутствие

биотита в качестве единственного цветного минерала.

Среди гранитов здесь преобладают существенно калишпатовые разности, подчиненное значение имеют существенно плагиоклазовые и калишпат-плагиоклазовые. В направлении к существенно калишпатовым гранитоидам уменьшается содержание биотита; в составе аксессуаров, наряду с магнетитом, ильменитом, сфеном, ортитом появляются, а иногда резко преобладают монацит и флюорит; кроме того, становится богаче видовой состав аксессуарных минералов — появляются торит, фергусонит, гранат, андалузит и другие.

Плагиоклаз обычно зональный. Наиболее распространен в гранитах олигоклаз № II-20 и альбит № 4-10. Эти составы примерно соответствуют таковым высокоглиноземистых гранитов. Калишпат имеет состав $\text{Or}_{74}\text{Ab}_{22}\text{An}_2$.

Биотит в сравнении с предыдущим классом гранитоидов обладает более низкими содержаниями Al_2O_3 (15,8%) и общей железистостью. Количество аксессуарных минералов обычно близко к единице, но иногда достигает 1,5 и даже 2-4%.

Биотит-роговообманковые гранитоиды установлены в 66 ассоциациях. Из них явно преобладают кварцевые диориты (в 43) и гранодиориты (в 46), менее, но достаточно широко (в 32) развиты граниты и очень редки (только в 3) ультракислые граниты.

Главной особенностью описываемых гранитоидов является присутствие, наряду с биотитом, известьсодержащих цветных минералов, а также парагенезис пироксена и амфибола с достаточно основным плагиоклазом.

Среди биотит-роговообманковых гранитоидов во всех разновидностях преобладают существенно плагиоклазовые разности, слабо развиты калишпат-плагиоклазовые, а существенно калишпатовые устанавливаются только среди гранитов. Каких-либо минералогических различий между гранитоидами с различными соотношениями полевых шпатов не установлено.

Плагиоклаз здесь обладает зональностью, выраженной более резко, чем в предыдущих классах. Характерен также более основной его состав. Для кварцевых диоритов обычен плагиоклаз № 30-50, для гранодиоритов — № 20-50, для гранитов — № 20-40. Интересно присутствие в некоторых гранитах основного андезина, лабрадора. Калиевый полевой шпат имеет состав: $\text{Or}_{75}\text{Ab}_{18}\text{An}_3$. Био-

тит относительно предыдущих классов характеризуется более низкой концентрацией Al_2O_3 /14,8%/ и железистостью /65%/. Характерно низкое содержание F. Амфибол представлен роговой обманкой довольно низкой железистости /55%/. Пироксен наиболее распространен в кварцевых диоритах, хотя встречается и в гранитах. Представлен он авгитом, диопсидом, диопсид-салитом. В 10% случаев устанавливается гиперстен, встречаясь в одинаковой степени в породах разной основности. Акцессорные минералы содержатся в количестве до 3%. Набор их более ограничен и почти постоянен в породах разной основности и с различными соотношениями полевых шпатов. Это апатит, циркон, магнетит, сфен, реже ортит и ильменит.

Биотит - роговообманковые гранитоиды повышенной щелочности встречаются в 43 ассоциациях. Преобладают среди них (в 43) кварцевые сиениты и сиенито-диориты, менее всего распространены ультракислые граниты.

Главная особенность этих гранитоидов - парагенезис роговой обманки (иногда пироксена) с микроклином или относительно кислым плагиоклазом: альбит-олигоклазом или кислым андезином.

Во всех разновидностях описываемого класса выделяются существенно плагиоклазовые, калишпат-плагиоклазовые и существенно калишпатовые породы. При этом среди сиенитов, сиенито-диоритов и граносиенитов преобладают существенно плагиоклазовые разновидности, среди гранитов - существенно калишпатовые. По направлению к существенно калишпатовым гранитоидам в некоторых разновидностях устанавливается покисление плагиоклаза и уменьшение количества цветных минералов.

Плагиоклаз имеет состав в кварцевых сиенитах, сиенито-диоритах олигоклаз-андезин № 20-40, в граносиенитах, гранитах и ультракислых гранитах - олигоклаз № 20-30. Эти составы значительно (по крайней мере на 5-10 номеров) кислее, чем составы плагиоклазов в соответствующих разновидностях биотит-роговообманковых гранитоидов нормальной щелочности. Состав калишпата - $Or_{59}Ab_{37}An_4$. Биотит в сравнении с предыдущими классами содержит наименьшие количества Al_2O_3 (13,1%), железистость его, наоборот, более высокая - 77,1%. Амфибол представлен роговой обманкой повышенной железистости (82%), часто более высокой, чем

в сосуществующих биотитах. Пироксен в основном сложен диопсидом, гиперстен очень редок. Средние концентрации акцессорных минералов составляют 1–3%, но в отдельных случаях достигают 5–6%. Наиболее распространен магнетит, из нерудных – апатит, сфен, циркон, ортит, флюорит.

Гранитоиды со щелочными цветными минералами встречаются в 36 ассоциациях. Примерно одинаково распространены граносиениты, граниты, ультракислые граниты (в I5–I7 комплексах), несколько более развиты (в 20 комплексах) кварцевые сиениты.

Основные минералогические особенности описываемых пород – отсутствие известьсодержащего плагиоклаза в парагенезисе с пироксеном или амфиболом и наличие щелочных цветных минералов.

Все породы этого класса условно можно разделить на 2 группы: содержащие плагиоклаз и одношпатовые. Состав плагиоклаза примерно одинаков во всех разновидностях пород: резко преобладает альбит, редок олигоклаз и крайне редок андезин (в основном в ядрах кристаллов). Щелочной полевой шпат обладает составом, колеблющимся в очень широких пределах: $Ab_{40}Ort_{60}$ – $Ab_{67}Ort_{23}$. Набор цветных минералов очень богат. Это оливин, эгирин, эгирин-авгит, эгиринсодержащий диопсид–геденбергит, титанистый авгит, гастингсит, баркевикит, рибекит, глаукофан, астрофиллит, биотит. Обычно в одной разновидности пород встречается 2–3 минерала. Биотит щелочных гранитоидов обладает наиболее низкими содержаниями Al_2O_3 (12,1%) и наиболее высокой железистостью (77,5%).

Химический состав гранитоидов

Гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами характеризуются самыми высокими содержаниями Al_2O_3 . По отношению к биотит-роговообманковым они содержат меньше CaO во всех разновидностях пород. Из прочих особенностей следует отметить наиболее высокое содержание магния при низком содержании железа.

Биотитовые гранитоиды по содержанию глинозема занимают второе место после предыдущих и существенно превосходят остальные классы. В них значительно больше (в сравнении с содержащими высокоглиноземистые минералы) – K_2O . По всем остальным компонентам эти 2 группы гранитоидов близки.

Биотит-роговообманковые гранитоиды обладают самыми высоки-

ми содержаниями CaO и самыми низкими - K_2O и суммой щелочей. По количеству Na_2O они превосходят биотитовые гранитоиды и гранитоиды, содержащие высокоглиноземистые минералы, по концентрации Al_2O_3 уступают этим двум классам. Очень характерны для описываемых пород высокие содержания железа, превосходящие таковые во всех других гранитоидах, кроме содержащих щелочные цветные минералы, а в некоторых разновидностях (ультракислых гранитах, кварцевых диоритах) - и последние. Содержания же магния здесь близки к биотитовым гранитоидам и гранитоидам, содержащим высокоглиноземистые минералы.

Биотит-роговообманковые гранитоиды повышенной щелочности характеризуются меньшими содержаниями CaO и большими Na_2O , чем все описанные выше. Концентрация K_2O здесь немного выше, чем в биотит-роговообманковых гранитоидах, но в некоторых разновидностях уступает таковой биотитовых и содержащих высокоглиноземистые минералы. При этом следует отметить существенно более низкие, чем в последних, содержания глинозема.

Гранитоиды с щелочными цветными минералами имеют самую низкую известковистость и глиноземистость, и только в группе сиенитов - кварцевых сиенитов содержание Al_2O_3 более высокое, чем в соответствующих им по кремнекислотности породах биотит-роговообманковых гранитоидов. Однако, имеющийся здесь избыток глинозема компенсируется очень высокими (значительно превосходящими таковые во всех других классах) концентрациями K_2O и Na_2O . Последние с увеличением кремнекислотности значительно снижаются и уступают (особенно K_2O) породам некоторых других минералогических классов.

Минералогическая эволюция гранитоидных ассоциаций

С целью изучения минералогической эволюции в гранитоидных ассоциациях в II4 из них в последовательности, соответствующей их временной эволюции, нами были выделены минералогические классы. Затем объединены в группы ассоциации, начинающиеся с одинаковых минералогических классов, по которым им определены названия. Таким образом, выделилось 5 групп ассоциаций соответственно пяти минералогическим классам.

Группа гранитоидных ассоциаций с высокоглиноземистыми минералами включает I7 объектов. Все ассоциации характеризуются полным отсутствием среди их ранних членов кварцевых

диоритов, изредка граодиоритов. Граниты и ультракислые граниты имеются всегда.

Вероятно, происхождение описываемых гранитоидов связано с плавлением высокоглиноземистого низкокальциевого гранито-гнейсового субстрата, имеющего граодиоритовый состав (наиболее ранние породы – граодиориты), и эволюцией расплава в сторону лейкогранитов.

Группа биотитовых гранитоидных ассоциаций включает 13 объектов, при этом большая часть из них начинается с гранитов.

Эволюция биотитовых гранитоидных ассоциаций происходит в основном в направлении поокисления, что выражается в гомодромном их характере. Меньшее значение имеет смена биотитовых гранитоидов гранитоидами, содержащими высокоглиноземистые минералы, которая связана с потерей расплавом части калия на последних стадиях существования магматического очага.

Происхождение биотитовых гранитоидных ассоциаций, по-видимому, связано с плавлением того же гранито-гнейсового субстрата. Однако магмы здесь при прочих почти равных условиях были насыщены калием по отношению к глинозему. Об этом свидетельствует не только меньшее содержание глинозема в биотитовых (по отношению к содержащим высокоглиноземистые минералы) гранитоидах на всех уровнях кремнекислотности, но и существенно большие количества калия. Кроме того, калиевые биотитовые граниты резко преобладают над кали-натровыми и натровыми. Возможно, калий привносился в кору в процессе магмообразования или до него.

Группа биотит-роговообманковых ассоциаций наиболее многочисленна и включает 40 объектов. Она наиболее сложна по составу и, кроме биотит-роговообманковых гранитоидов, содержит породы всех прочих минералогических классов, исключая класс, содержащий щелочные цветные минералы. Данная группа представлена также наиболее длинными ассоциациями, начинающимися с кварцевых диоритов и заканчивающимися ультракислыми гранитами.

Биотит-роговообманковый состав гранитоидов от начала до конца выдерживается только в 10 ассоциациях; из них биотит-роговообманковые ультракислые граниты встречены в трех, остальные комплексы не завершены. Породы повышенной щелочности отмечаются

в 5 комплексах. Чаще это биотит-роговообманковые сиенито-диориты и граносиениты, встречающиеся одновременно с кварцевыми диоритами и гранодиоритами, реже - граниты. В большом количестве (примерно треть всех разновидностей пород) в биотит-роговообманковых ассоциациях развиты биотитовые гранитоиды, которые закономерно на каком-либо этапе сменяют биотит-роговообманковые и продолжают дальше эволюционную линию поокисления в развитии ассоциаций. Смена эта чаще всего происходит на уровне меланократовых гранитов (69-70% SiO_2), иногда ультракислых гранитов, в редких случаях - гранодиоритов. При этом биотитовые разновидности гранитоидов обычно располагаются в следующем после роговообманково-биотитовых интервале кремнекислотности, но иногда имеет место и полное перекрытие по шкале кремнекислотности обеих разновидностей пород. Гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами встречены в этой группе в 12 ассоциациях. Чаще они появляются после биотитовых гранитоидов и слагают заключительные, наиболее кислые фазы.

Таким образом, кроме эволюции от основных пород к кислым, в большинстве гранитоидных ассоциаций рассматриваемой группы осуществляется эволюция от биотит-роговообманковых гранитоидов к содержащим высокоглиноземистые минералы через биотитовые.

Гранитоиды, сохраняющие биотит-роговообманковый состав даже в наиболее кислых своих разновидностях, вероятно, образовались в результате эволюции сравнительно основных субстратов или расплавов и потому сохранили на всех стадиях повышенную известковистость и преимущественно натровый тип щелочности. Гранитоидные комплексы с существенной ролью биотитовых и содержащих высокоглиноземистые минералы разновидностей имеют двойственное происхождение. Кварцевые диориты и подавляющая часть гранодиоритов, скорее всего, возникли за счет плавления относительно основных субстратов; граниты и ультракислые граниты образовались за счет плавления гранито-гнейсового субстрата, очевидно, расположенного на более высоких уровнях коры, и дальнейшей эволюции глиноземистых расплавов.

Группа биотит-роговообманковых ассоциаций повышенной щелочности включает 21 объект. Большинство из них содержит все разновидности пород от кварцевых сиенитов до ультракислых гра-

нитов. Часть комплексов лишена ультракислых гранитов и является незавершенной.

Почти все разновидности описываемой группы обладают повышенной щелочностью. Небольшая часть ассоциаций по мере увеличения кислотности пород обнаруживает эволюцию от гранитоидов повышенной щелочности через биотит-роговообманковые к биотитовым и даже содержащим высокоглиноземистые минералы. Смена щелочности происходит на уровне гранитов или гранодиоритов.

Таким образом, гранитоиды описываемых ассоциаций обладают повышенной щелочностью в широком интервале кремнекислотности, а во многих случаях – во всем. Вероятно, расплавы, из которых они образовались, были щелочными уже в момент генерации. Присутствие в составе ассоциаций в числе поздних фаз биотитовых и содержащих высокоглиноземистые минералы гранитоидов показывает, что, по крайней мере, часть пород произошла при взаимодействии с гранито-гнейсовым субстратом или даже только за счет него.

Группа ассоциаций со щелочными минералами объединяет 15 объектов. Часть из них представлена всей гаммой пород, часть не содержит начальных членов (сиенитов), часть состоит только из сиенитов.

Данной группе ассоциаций свойственно полное отсутствие каких-либо пород, кроме высокощелочных. По-видимому, такая устойчивая щелочность, сохраняющаяся на всех стадиях эволюции расплавов, свидетельствует о том, что она носит изначальный характер, то есть ведет себя независимо от состава субстрата и затухивает этот состав.

Б.Ф.Налетов

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ КАК КРИТЕРИЙ ИХ ДИАГНОСТИКИ И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

В работе использованы представления А.Ф.Белоусова о породных группах, апробированные нами на материале по Западному Узбекистану [99]. Совместно с А.П.Пономаревой [128] конкретизировано разделение гранитоидов на минеральные классы и проведено сравнение их химизма. В сложных, базит-гранитоидных ассоциациях

между составом базитов и гранитоидов установлена связь по инертным компонентам Al_2O_3 , Fe, Mn (с некоторой спецификой в разных регионах), а также по натрию, калию и общей щелочности [100], что позволило сделать вывод об определенной взаимосвязи и унаследованности процессов образования базитов и гранитоидов в сложных сериях.

Заслуживает внимания связь базитов и гранитоидов по Fe_2O_3 (показатель Ψ А.Н.Заварицкого). Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды характеризуются пониженными средними значениями этого показателя с максимальной частотой встречаемости значений $\Psi = 5 - 15$, в противоположность ассоциациям с медно-молибденовым, золотым и железным оруденением, где наиболее часты значения $\Psi = 13 - 25$. В соответствии с изменениями значений Ψ в гранитоидах находятся и вариации его в предшествующих базитах. Последнее с учетом выявленной связи по Fe_2O_3 , спецификой рудных аксессуариев и темноцветных минералов указывает на устойчивый окислительный режим кислорода при формировании гранитоидов: пониженный в случае оловоносных, вольфрамоносных; повышенный — для железносных, медно-молибденоносных и, за редкими исключениями, золотоносных. Влияние этого режима на базиты указывает на его преимущественно глубинную природу. Эти данные, а также статистически установленная сопряженность гранитоидных [98] и базит-гранитоидных [73, 102] ассоциаций с типом ассоциированного оруденения, обуславливают необходимость при металлогенических исследованиях рассматривать все члены сложных ассоциаций.

Опираясь на отмеченные выше результаты, имеющие в основе своей методическое значение, мы провели статистическое изучение минерального состава и химизма рудоносных plutonических и некоторых вулканических ассоциаций (всего около 350 объектов). Гранитоиды с оловянным, вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением по многим петрохимическим признакам, в частности по содержанию K_2O и общей щелочности, являются близкими, поэтому разграничить их было нашей первой задачей [103]. В результате статистического анализа минералогических данных установлено, что для оловоносных и вольфрамоносных ассоциаций характерны биотитовые гранитоиды и гранитоиды с высокоглиноземистыми минералами, в меньшей степени биотит-роговообманковые.

Для ассоциаций с медно-молибденовым оруденением высокогли-

ноземистые гранитоиды неизвестны. Характерны биотит-роговообманковый (в том числе, повышенной щелочности) тип, в меньшей степени – биотитовый, причем последний характерен лишь для гранитов, лейкогранитов. В лейкогранитоидах оловоносных и вольфрамоносных ассоциаций резко доминирует калишпатовое ($K_{III} > Pl$) соотношение полевых шпатов. В ассоциациях с вольфрам-молибденовым оруденением породы с указанным соотношением полевых шпатов и альтернативным – плагиоклазовым ($Pl \geq K_{III}$) распределены примерно поровну. В медно-молибденоносных ассоциациях подавляюще развиты лейкогранитоиды с плагиоклазовым соотношением полевых шпатов (существенно меденосные ассоциации) или оба типа соотношения полевых шпатов развиты одинаково часто (существенно молибденоносные ассоциации). Типоморфными оказались особенности состава биотита, прежде всего его железистость, которая, как известно, сопряжена в первую очередь с составом рудных акцессорных минералов. Железистость биотита преобладающе колеблется от $F_{общ.} = 45-60$ в медно-молибденоносных ассоциациях (акцессорный магнетит, редко ильменит) до $F_{общ.} = 65-100$ в оловоносных и вольфрамоносных (акцессорный ильменит, редко магнетит). В гранитоидах с вольфрам-молибденовым оруденением в одних ассоциациях наблюдается магнезиальный биотит, в других – железистый. Интересно, что железистость биотита гранитоидов сопряжена с железистостью биотита гидротермалитов с полезной минерализацией. Калишпат гранитоидов с медно-молибденовым оруденением отличается от калишпата оловоносных и вольфрамоносных устойчивым пониженным содержанием альбитового компонента, не превышающим 35%.

В оловоносных и вольфрамоносных гранитоидах преобладает калиевое ($K_2O > Na_2O$) соотношение щелочей. Почти во всех ассоциациях этого типа доминируют гранитоиды с $Na_2O \leq 4$ и $K_2O > 3,5$; $n = 60-65$; $12,5 < a \leq 15$. В ассоциациях с медно-молибденовым оруденением в гранитоидах нет устойчивого преобладания пород ни с калиевым, ни с натриевым соотношением щелочей. Характерно: $K_2O > 3,5$; $n \leq 65$; отсутствие превосходства пород с $12,5 < a \leq 15$. В существенно меденосных ассоциациях устойчиво натриевое соотношение щелочей, $K_2O \leq 3,5$; $n > 65$; нет преобладания пород с $12,5 < a \leq 15$. В предшествующих гранитоидам базитах обычна монцонитоидная тенденция в лейкобазитовых разностях. В базитах оловоносных ассоциаций характерен показатель $n \leq 75$, в медно-молибденоносных –

$n > 75$. Для ассоциаций существенно молибденоносных характерна общая повышенная щелочность во всем ряду пород от меланократовых габбро до лейкогранитоидов не только за счет высокого содержания натрия, но и повышенного содержания калия.

В отличие от рассмотренных ассоциаций (исключая существенно меденосные) железоносные и золотоносные гранитоиды характеризуются резко пониженной калиевоcтью ($K_2O \leq 3,5$), $n > 60-65$. Для железоносных обычно повышенная щелочность, прежде всего за счет высокого содержания натрия [102]. В предшествующих базитах показатель $n > 75$. Вулканиты и субвулканиты ассоциаций с золото-серебряными проявлениями, в отличие от золотоносных гранитоидов, характеризуются повышенной калиевоcтью. С этих позиций становится понятным нередкое совмещение золото-серебряных и олово-серебряных проявлений, а также совмещение минералов серебра и олова на многих стадиях рудного процесса.

Изучение вулканоплутонических рядов магматических ассоциаций с железным и колчеданным оруденением, проведенное совместно с О.И.Никоновым показало, что в складчатых областях колчеданное оруденение нередко формируется на ранних стадиях их развития. При этом, как правило, рудоносным сложным липарит (дацит)-базальтоидным ассоциациям предшествуют простые, чисто базальтоидные. Значительно позднее (на оротенной стадии) образуются сложные вулканические и плутонические ассоциации с повышенной щелочностью, которые несут железное оруденение. Важно подчеркнуть, с одной стороны, связь мощного колчеданного оруденения со стратифицирующимися вулканическими толщами, а с другой - с различного рода субвулканическими образованиями, реликтами вулканических построек. В то же время с близкими по составу и возрасту плутоническими комплексами ассоциирует нередко слабое колчеданное оруденение жильного или вкрапленного типа. Напротив, мощное железное оруденение преимущественно скарнового типа тяготеет именно к плутоническим членам сложных вулканоплутонических рядов. Установлено, что железоносные ассоциации обладают повышенной щелочностью (преобладают кислые разновидности с $a > 12,5$) по сравнению с колчеданносными, где преобладают кислые породы с $a \leq 12,5$. Группа ассоциаций, несущих колчеданное оруденение, оказалась резко неоднородной по содержанию K_2O . По многочисленным статистическим данным установлено, что ассо-

циации с серноколчеданным, медно-колчеданным, а также медно-цинковым оруденением характеризуются пониженными значениями K_2O в кислых разностях, не поднимающимися по оценкам средних выше содержаний $K_2O=2,5\%$. Обычно же характерно $K_2O=0,5-1,5\%$. Ассоциации с колчеданно-полиметаллическим или свинцово-цинковым оруденением имеют повышенные содержания калия в кислых разностях, обычно превышающие значения $K_2O=2,5\%$ и достигающие в некоторых случаях $K_2O=4,4,5\%$. Этот признак является главным для диагностики указанных ассоциаций. Можно здесь подчеркнуть, что свинцово-цинковое оруденение, в том числе и в промышленных масштабах, встречается в оловоносных, вольфрамоносных, медно-молибденоносных ассоциациях, вулканических комплексах, сопровождающихся золото-серебряными проявлениями, т.е. в таких ассоциациях, где установлен повышенный уровень содержания калия, но оно не встречено в сколько-нибудь ощутимых количествах в ассоциациях с низким содержанием этого компонента: колчеданных, железо- и золотоносных.

Представляется достаточно интересным вопрос о латеральных вариантах состава внутри отдельных комплексов или их рядов. С целью выяснения роли этих вариаций на тип оруденения был изучен химизм отдельных магматических ареалов когтахского и сопряженного с ним туимского комплексов в Батеневской зоне Кузнецкого Алатау [101], а также ареалы Нуратинской и Кульджуктауской серий в Западном Узбекистане [99]. Было показано, как и в работе [102], что прежде всего флуктуации по калию, а также общей меланократовости влияют на состав и тип сопряженного оруденения. Тем самым подчеркивается важность детального изучения химизма отдельных ареалов магматических ассоциаций в прогнозировании того или иного оруденения.

А.Н.Дистанова

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В истекшем пятилетии завершены работы по сравнительному изучению раннепалеозойских гранитоидных plutонов Юго-Западного

Забайкалья. Одновременно начаты исследования, а затем и подведены частичные итоги по изучению аналогичных по формационному типу раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций ранних каледонид Восточной Тувы.

Для Юго-Западного Забайкалья получены новые результаты по исследованию вещественного состава Купчинского плутона, являющегося прототипом для выделения в Западном Забайкалье самостоятельного (нашутуйского) гранитоидного комплекса. Показано, что Купчинский плутон является формационным и возрастным аналогом плутонов, относимых к джидинскому комплексу, и принадлежит вместе с ними к одному ареалу раннепалеозойского батолитового сининверсионного гранитоидного магматизма этой зоны. Большая роль в его составе порфировидных гранодиоритов и существенно плагиоклазовых гранитов, а также несколько повышенная (против обычной для других плутонов этой зоны) общая щелочность и калиевость пород обусловлены интенсивно проявленными в этом плутоне процессами позднемагматической калишпатизации, что объясняется приуроченностью его к блоку древнего кристаллического основания [33]. И Купчинский плутон, и изученные ранее и пространственно сопряженные с ним Шараазаргинский и Модонкульский массивы составляют один сложный ареал-плутон преимущественно автохтонных гранитоидов пестрого состава, осложненный реликтовыми телами предбатолитовых базитов и прорывавшими его массивами посторогенных интрузий [34]. Другая группа менее крупных аллохтонных гранитоидных плутонов той же батолитовой формации, тяготеющая к центральной части Джидинской синклинойной зоны, формировалась несколько позже главной массы автохтонных гранитоидов.

Исследование специфики вещественного состава различных по условиям образования групп батолитовых гранитоидов и, в частности, изучение порообразующих роговых обманок показало, в общем, вполне закономерные вариации состава минералов, выражающиеся для роговых обманок в довольно закономерном изменении железистости, титанистости и щелочности при переходе от одного типа пород к другому, что отражает последовательные стадии формирования плутонов [35].

Анализу соотношений батолитовых гранитоидов раннепалеозойской формации Западного Забайкалья с поздними внегеосинклинальными гранитоидными интрузиями региона и геолого-петрографичес-

кой характеристике последних посвящена работа, показывающая особенности и различия геологической позиции и вещественного состава дабанского гранит-граносиенитового комплекса и группы еще более молодых позднепалеозойских (?) лейкогранитных интрузий, которые предложено выделять в самостоятельный утуктуйский комплекс.

В Восточной Туве ареалы развития раннепалеозойских гранитоидов исследовались главным образом в бассейне р.Каа-Хем. Предыдущими исследователями они рассматривались, как правило, в рамках одного, традиционно выделяемого сложного и многофазного таннуольского комплекса, объединяющего как гранитоиды, так и предшествующие им во времени базиты. Накопленный к настоящему времени по Восточной Туве геологический материал и специальные геолого-петрографические исследования раннепалеозойских базитов и гранитоидов привели к необходимости расчленить таннуольский комплекс (в прежнем его понимании) на две самостоятельные в формационном отношении ассоциации, или два комплекса: 1) предбатолитовый базитовый комплекс расслоенных интрузий, представляющий аналог выделенного И.М.Волоховым и др. мажалыкского комплекса хр. В.Танну-Ола и 2) таннуольский комплекс батолитовых сининверсионных гранитоидов натрового профиля щелочности, являющийся формационным аналогом раннепалеозойских комплексов соседних зон ранних каледонид.

К настоящему времени накоплены факты, свидетельствующие о том, что вещественный состав гранитоидов раннепалеозойского таннуольского комплекса Восточной Тувы не везде соответствует неизменно приписываемому ему диорит-плагiogранитному эталону. Как выясняется в последние годы, породный и химический состав раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы не везде однороден и, наряду с массивами "плагiogранитного профиля", в более жестких структурах восточной части региона развиты плутоны, в которых представлены и гранитоиды более ошелоченного и более калиевого типа Шенкман^{*}, [145, 146].

Проведенные автором исследования показали, что в западной половине региона на площади большей части Бурен-Ондумской геантиклинальной блоковой и Каахемской приразломной зон раннепа-

^{*} Шенкман Я.Д. Тр. ВСЕГЕИ, 1978, вып. 270.

леозойская гранитоидная формация представлена главным образом ассоциацией высоконатровых гранитоидов повышенной основности. Подчиненное значение имеют здесь бедные калишпатом существенно плагиоклазовые граниты, и очень ограниченным развитием (особенно в Каахемской зоне) пользуются гранодиориты. Последние наряду с двуполевошпатовыми гранитами получают, однако, довольно заметное распространение на востоке рассматриваемых зон и особенно далее в пределах Агойско-Каргинской зоны байкалид.

В Бурен-Ондумской зоне раннепалеозойские гранитоиды составляют крупный ареал — плутон автохтонных и аллохтонных гранитоидов, залегающий в кембрийских осадочных и эффузивных, преимущественно риолито-дацитового состава, породах. Этот ареал продолжается на востоке в структурах протерозоя, но имеет там уже иное вещественное выражение. В строении гранитоидного ареала Бурен-Ондумской зоны главное участие принимают связанные между собой постепенными взаимопереходами негомогенные (и в основном автохтонные) товалиты, кварцевые диориты и плагиограниты. В сложенных этими породами массивах большое развитие имеют многочисленные реликтовые тела и обильные реликтовые включения различных по составу измененных догранитоидных базитов мажальского комплекса и ороговикованных и метасоматически преобразованных осадочных и вулканогенных (преимущественно кислых по составу) пород кембрия. Содержащие примесь калишпата существенно плагиоклазовые умереннонатровые граниты залегают в названных массивах в виде относительно крупных, до нескольких десятков кв. км, обособленных тел (Терехтиг-Чедерский массив, массив р. Бай-Сют и др.) и в виде отдельных секущих даек. Эти граниты отличаются весьма выдержанным и гомогенным вещественным составом и практически не содержат реликтовых включений боковых пород. Вместе с редкими здесь по распространению двуполевошпатовыми гранитами они выделяются нами по своей геологической позиции в группу гранитоидов дополнительных интрузий, предшествующих жильным и дайковым лейкогранитам заключительной фазы формирования гранитоидных плутонов. Временной разрыв между формированием существенно плагиоклазовых гранитов и автохтонных гранитоидов повышенной основности был, однако, как показывают геологические данные, очень незначительным. Следует попутно подчеркнуть, что разделение богатых плагиоклазом раннепалеозойских гранитов на "плагио-

граниты" и "существенно плагиоклазовые граниты" вполне правомерно, так как они представляют собой разнофациальные и значительно различающиеся по многим петрохимическим параметрам образования.

В целом породы, слагающие гранитоидные массивы, по вещественному составу распадаются на четыре основные группы: а) диоритизированные и гранитизированные боковые породы останцов кровли, в том числе измененные предбатолитовые базиты; б) группа неустойчивых по составу неомогенных, преимущественно автохтонных гранитоидов, обычно объединяемых традиционным термином "гибридные" и относящихся преимущественно к гранитоидам повышенной основности; в) существенно плагиоклазовые (и двуполевошпатовые) граниты дополнительных интрузий; г) лейкократовые граниты и гранит-порфиры, слагающие жилы, дайки и иногда штокообразные тела. Гранодиориты встречаются и как фациальные аналоги гранитоидов повышенной основности (Байсэт-Коптинский массив) и как компоненты дополнительных интрузий (Тардан-Коптинский массив). Щелоченные гранитоиды (кварцевые сиенито-диориты, сиенито-диориты) в составе раннепалеозойской формации Бурен-Ондумской зоны очень редки. Восточнее с.Зубовка они слагают небольшое прорывающее сиенитизированные добатолитовые габброиды тело и встречаются также в виде отдельных участков среди различных полей кварцевых диоритов. Следует подчеркнуть, что породы все перечисленных выше четырех групп являются типичными гранитоидами батолитового типа и ни в коей мере не могут рассматриваться как традиционно выделяемые многими и строго фиксируемые во времени "интрузивные фазы". Они представляют собой прежде всего определенные фациальные типы пород, разнящиеся по условиям образования, хотя и отражают в целом этапы формирования гранитоидного комплекса.

Особое внимание было уделено детальному изучению экзоконтактовых и приапикальных зон плутонов, что позволило выявить характер преобразований различных по составу осадочно-вулканогенных пород и вмещающих догранитоидных базитов и сделать выводы об автохтонности большей части кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов.

Петрохимическое изучение гранитоидов выявило характерные для каждого типа петрохимические особенности. Установлены, в частности, статистически значимые различия по многим петрохими-

ческим параметрам (a , n , Q и другие) между имеющими разное генетическое и фациальное значение высоконатровыми плагиогранитами и умеренно-натровыми существенно плагиоклазовыми гранитами.

Геолого-петрографическое изучение плагиогранитов показало, что эти высоконатровые, высококремнеземистые и низкощелочные породы относятся к приапикальной и наиболее гомогенизированной фации автохтонных тоналит-плагиогранитных тел.

Интересные данные получены при изучении состава поздних дайковых и жильных лейкогранитов. Как оказалось, минеральный состав этих довольно развитых в объеме формации пород весьма разнообразен и варьирует от нормального двуполевошпатового (редко существенно калишпатового) до состава существенно плагиоклазовых гранитов и даже плагиогранитов, нередко обнаруживая при этом весьма отчетливую унаследованность минерального состава вмещающих их гранитоидов. Особенности геологического положения, вещественного состава и петрохимии лейкогранитов позволяют говорить о том, что они являются действительно конечными, наиболее гомогенизированными и "дебазифицированными" (в понимании Д.С. Коржинского) гранитными образованиями батолитовой формации, испытавшими лишь весьма небольшие перемещения в стадии расплава.

В Каахемской линейной приразломной зоне, выполненной карбонатно-терригенными и отчасти вулканогенными, преимущественно андезитово-базальтового состава осадками, раннепалеозойские гранитоиды имеют относительно небольшое развитие. Здесь расположены сравнительно не крупные по площади Тапсинский и Караосский плутоны. К ним по особенностям геологического положения, породного состава и строения довольно тесно примыкает находящийся несколько изолированно Ожинский плутон, который расположен на стыке Каахемской и Улугуйской приразломных зон и приурочен к ядру горстовой структуры, сложенной перекрывающими плутон ордовикосилурийскими толщами, что делает его довольно надежным возрастным репером при определении возраста формации.

Тапсинский и Караосский плутоны имеют весьма отчетливо выраженное зональное строение, обусловленное большим развитием в их краевых частях останцов диоритизированных вмещающих пород и измененных догранитоидных базитов. Отличительные особенности плутонов Каахемской зоны – тоналит-кварцеводиоритовый состав пород и большое развитие в них четко гнейсовидных (первичных и

вторичных) текстур. В отличие от плутонов Бурен-Ондумской зоны плагиограниты и существенно плагиоклазовые граниты имеют здесь очень ограниченное распространение. Это касается как Тапсинского, вполне хорошо эродированного плутона, так и едва начинающего вскрываться Караосского массива. По петрохимическим особенностям породы этих плутонов практически не обнаруживают значимых различий с гранитоидами Бурен-Ондумской зоны.

В восточной части Бурен-Ондумской блоковой зоны с приближением к Агойско-Каргинскому выступу байкалид наблюдается возрастание площадей, занятых гранодиоритами и двуполевошпатовыми гранитами, при одновременном увеличении петрохимических параметров, характеризующих общую щелочность и калиеность пород. Достаточно заметные по площади выходы дополнительных интрузий двуполевошпатовых гранитов появляются в право- и левобережье реки Каа-Хем начиная уже примерно с устья р.Оштан.

Еще восточнее, в районах, близко прилегающих к зоне байкалид, протяженные выходы раннепалеозойских порфировидных двуполевошпатовых гранитов, местами четко прорывающих гранодиориты, наблюдались нами в правом склоне р.Каа-Хем выше с.Эржей. Вмещающие породы рамы представлены здесь различными кристаллическими сланцами протерозоя. Для гранитов характерна повышенная щелочность и калиеность состава. Очень характерны прорывающие их довольно обильные жильные лейкограниты и гранит-пегматиты. Большая часть раннепалеозойских гранитов указанного района ввиду "нестандартности" их состава включается обычно в состав среднепалеозойского (бреньского) комплекса. Геологическая позиция рассматриваемых гранитов и соотношения их с более молодыми девонскими магматическими образованиями подробно охарактеризованы недавно А.Е.Телешевым [146].

В левобережье р.Каа-Хем – по р.Сизим и р.Улут-Шивей развития, как показали наблюдения, та же, обычно относимая к девонским интрузиям ассоциация ощелоченных раннепалеозойских гранитоидов с большим площадным развитием здесь порфировидных двуполевошпатовых гранитов и гранодиоритов (иногда граносиенитов) и прорывающих их более лейкократовых гранитов дополнительных интрузий.

Еще далее на восток, уже в пределах Агойско-Каргинской зоны байкалид (правобережье рек Кызыл-Хем и Кадраус) аналогичные

гранитоиды залегают, как теперь известно, в реликтовых блоках среди интрузий среднепалеозойских гранитов [145]. Следует подчеркнуть, что ошелоченные разности гранитоидов раннепалеозойской формации Агойско-Каргинской зоны часто тесно ассоциируют здесь с типичными (для принимаемого всеми таннуольского петротипа) гранитоидами повышенной основности. Довольно большое развитие последних наблюдалось нами по р.Ханга.

При сравнении петрохимических особенностей раннепалеозойских гранитоидов рассматриваемого района и гранитоидов западной части Бурен-Ондумской зоны видно, что породы Агойско-Каргинского ареала отличаются в целом большей общей щелочностью, большей глиноземистостью и меньшей кремнеземистостью состава. Отчетливо видна более высокая калиевоств двуполевошпатовых гранитов и прорывающих их жильных лейкократовых гранитов. В оценке причин повышенной щелочности гранитоидов рассматриваемого района автор присоединяется к тем исследователям, которые считают ее следствием приуроченности раннепалеозойских гранитоидов к древним блоковым структурам. Примерно аналогичные наблюдения, касающиеся латеральной изменчивости состава гранитоидов, имеются, как уже отмечалось выше, для соседней Джидинской зоны Юго-Западного Забайкалья.

Раннепалеозойский джидинский комплекс Юго-Западного Забайкалья является, как и таннуольский, представителем сининверсионных батолитовых (в понимании Ю.А.Кузнецова) гранитоидных формаций натрового уклона щелочности. Как показывают результаты исследований, при всем большом сходстве этих разновозрастных и однотипных в формационном отношении ассоциаций между ними имеются и определенные, связанные со спецификой их геолого-тектонической позиции различия. Они проявляются и в особенностях породного состава комплексов, и в разной степени их дифференцированности. Для таннуольского комплекса Бурен-Ондумской зоны, например, характерно не только большое развитие таких нетипичных для джидинского комплекса высоконатровых и высококремнеземистых пород, как плагиограниты, но также и несравненно большее участие в строении его плутонов гранитов дополнительных интрузий и гранитов жильной серии. В свою очередь, в джидинском комплексе имеются такие, не проявившиеся в формации Восточной Тувы выдержанные по составу интрузивные тоналиты, как тоналиты бассейна

р.Дархинтуй. Различия касаются и специфики петрохимических черт гранитоидов. Сопоставление в этом плане раннепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и Юго-Западного Забайкалья обнаруживает в целом довольно сложную, но тем не менее достаточно определенную зависимость некоторых их петрохимических черт или от литологии вмещающих пород рамы (глиноземистость, кремнеземистость, меланократовость) или от тектонического положения плутонов (общая щелочность и калиевость).

В.Н.Довгаль, В.А.Широких

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Кузнецкий Алатау является областью широкого распространения щелочных и субщелочных пород. Эти породы известны геологам давно, однако, только в последние годы выяснилась их одна любопытная особенность, а именно, разновозрастность и весьма длительная история формирования начиная с рифея, с ранних этапов существования салаирской геосинклинали области, и до позднего палеозоя – начала мезозоя. В этом интервале времени в пределах Кузнецкого Алатау формировались следующие эффузивные и интрузивные комплексы, в составе которых имеются породы повышенной щелочности.

Вулканические и субвулканические комплексы рифея – раннего палеозоя. К числу их относятся рифей – вендская трахилипаритдацит–металейкобазальтоидная и ранне–среднекембрийская трахилатито–металейкобазальтоидная ассоциации восточной половины Кузнецкого Алатау и ряд ассоциаций его западной части, а именно: ранне–среднекембрийские ортофир–диабазовые ассоциации Кондомской и Тельбесской зон, раннекембрийская ортофир–лейкобазальтоидная и раннеордовикская трахилипаритдацит–металейкобазальтоидная ассоциации Золотокитайской зоны и некоторые другие. Излившимся породам этих ассоциаций сопутствуют субвулканические интрузии различного состава, в том числе интрузии ортофиров, кварцевых и бескварцевых сиенитов, иногда граносиенитов, а в Кондомском районе – еще лейцитовых и нефелиновых сиенитов (массив г.Сокол).

Раннепалеозойские габбровые комплексы, представленные комплексами сиенит-габбрового, габбро-диоритомонцонитового и пироксенит-габбрового составов. Габбро всех этих типов ассоциаций относятся к нормальным и слегка ошелоченным разностям. В сиенит-габбровых комплексах к ним добавляются щелочные и нефелиновые сиениты, в габбро-диоритомонцонитовых комплексах – диоритомонцониты, двупироксеновые, биотит-пироксеновые и некоторые другие диориты, частью с нефелином, в пироксенит-габбровых комплексах – пироксениты.

Раннепалеозойские гранитоидные комплексы объединяются в Кузнецком Алатау в раннепалеозойскую формацию гранитоидных батолитов с возрастом E_3 -O для восточной и O-S для западной частей области. В ошелоченном варианте эта формация представлена главным образом на восточном склоне Кузнецкого Алатау, где ее плутоны сложены сиенитодиоритами, щелочноземельными, щелочными и нефелиновыми сиенитами, граносиенитами, гранодиоритами, гранитами.

Вулканические и субвулканические комплексы среднего палеозоя (раннего-среднего девона). Здесь выделяются следующие типы ассоциаций: трахито-лейкобазальтоидная северо-восточной периферии Кузнецкого прогиба, меланотрахит-трахибазальтовая северо-западной части Минусинского прогиба (разнообразные, вплоть до нефелиновых, базальтовые и андезитовые порфириты, фонолиты, ортофиры), меланотрахит-трахилейкобазальтоидная восточного и южного обрамления Батеневского поднятия и некоторые другие. В связи с вулканитами этих ассоциаций известны многочисленные интрузивные образования, объединяемые в ряд субвулканических комплексов повышенной щелочности гранитового, гранит-сиенитового, сиенит-габбрового (габбро, тералиты, эссекситы, ийолиты, нефелиновые сиениты, уртиты и др.) и некоторых других составов.

Магматические комплексы позднего палеозоя – раннего мезозоя. К этой группе магматических образований относится пермская трапповая формация Кузбасса (долерито-монцониты и кварцевые монцониты) и пермо-триасовая ассоциация основных и ультраосновных пород Минусинского прогиба (ошелоченные базальты и долериты, анкаромиты, лимбургиты, нефелиновые долериты, пикриты).

Таким образом, прослеживая характер развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау во времени, можно ви-

деть, что одни из первых проявлений этого магматизма относятся к рифею-венду и связаны с ранними этапами геосинклинальной стадии развития салаирской геосинклинали области. Представлены ошелоченные породы рифея-венда трахидацитами, кварцевыми и бескварцевыми ортофирами. Масштабы проявления этих пород невелики.

Со временем количество ошелоченных пород в продуктах магматической деятельности Кузнецкого Алатау возрастает. Такие породы начинают играть заметную роль в составе некоторых эффузивных комплексов кембрия, где присутствуют ортофиры, латиты, трахилипариты, трахиандезитовые и трахибазальтовые порфириты, очень редко эпилейцитовые порфиры. Им кое-где сопутствуют кварцевые и бескварцевые сиениты, граносиениты и фельдшпатоидные сиениты.

В предороженных раннепалеозойских габбровых комплексах Кузнецкого Алатау относительное количество ошелоченных пород становится еще большим, а в раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов оно достигает уже нескольких десятков процентов.

Максимум проявлений субшелочного и шелочного магматизма в Кузнецком Алатау приходится на период среднепалеозойской (девонской) активизации. Повышенная шелочность присуща подавляющему большинству вулканических комплексов девона и всем без исключения интрузивным сообществам этого времени. В девоне широко развиты трахибазальтовые и трахиандезитовые порфириты, ортофиры, фельдшпатоидные вулканы, сиениты, граносиениты, шелочные граниты, шелочные габброиды и др.

Повышенный шелочной фон свойственен также всем верхнепалеозойским-раннемезозойским магматическим ассоциациям Кузнецкого Алатау.

Ареной проявления магматизма повышенной шелочности в основном явилась восточная салаирская часть Кузнецкого Алатау, которая начиная со среднего рифея (?) – венда представляла собой интрагеосинклинальное поднятие. В конце среднего кембрия она завершила свою геосинклинальную стадию развития, а в верхнем кембрии – начале ордовика испытала окончательную стабилизацию.

В западной половине Кузнецкого Алатау ошелоченные породы развиты ограниченно, тем не менее фиксируются они здесь начиная с раннего-среднего кембрия. В отличие от восточной части области формирование их происходило преимущественно в условиях высо-

комобильного интрагеосинклинального прогиба. Как и в восточной половине Кузнецкого Алатау, здесь встречаются высокощелочные фельдшпатоидные сиениты, однако распространены они чрезвычайно ограничено.

Таким образом, на материале Кузнецкого Алатау реализуются давно известные геологам закономерности проявлений магматизма повышенной щелочности в подвижных поясах, а именно приуроченность этого магматизма во времени к заключительным этапам развития геосинклинальных систем, а в пространстве – к малоподвижным участкам последних. Однако пример Кузнецкого Алатау свидетельствует о том, что эти закономерности являются не исключительными, а преимущественными. Комплексы пород повышенной щелочности, в том числе содержащие в своем составе высокощелочные породы, появляются не только в заключительные этапы существования геосинклинальных систем, но и в собственно геосинклинальную стадию их развития, и не только в малоподвижных участках этих систем, но и в мобильных, энергично погружающихся интрагеосинклинальных прогибах. Начинаясь на достаточно ранних стадиях геосинклинального развития области, магматизм повышенной щелочности в Кузнецком Алатау постепенно нарастает как по интенсивности своего проявления, так и по широте охватываемой им территории. В этом заключается одна из основных тенденций его развития.

Возрастание интенсивности субщелочного и щелочного магматизма во времени и в пространстве сопровождается определенным изменением состава его продуктов. Рассмотрим эти изменения применительно к отдельным типам пород.

Фельдшпатоидные интрузивные породы. Представлены во всех случаях, за исключением массива г.Сокол, нефелиновыми разновидностями, которые варьируют по составу от уртитов до нефелиновых пироксенитов. Крайние члены этого ряда, особенно нефелиновые пироксениты, однако, редки, и из нефелиновых пород более всего распространены нефелиновые сиениты. Определенных тенденций в изменении со временем петрографического состава отдельных петрографических типов нефелиновых пород не обнаруживается. Изменения сводятся к изменению абсолютных и относительных количеств этих пород, условий и форм их проявления, генезиса, состава ассоциаций, в которые они входят, к исчезновению или появлению новых типов пород.

Из фиксируемых изменений обращают на себя внимание следующие. От раннего к среднему палеозою наблюдается возрастание количества нефелиновых пород с одновременным увеличением числа их типов. Так, наиболее древние из известных нам фельдшпатоидных пород Кузнецкого Алатау – нефелиновые породы г.Сокол распространены весьма ограниченно и представлены сиенитами (хвитами, фойяитами), ассоциирующими с псевдолейцитовыми сиенитами. Нефелиновые породы в раннепалеозойских сиенит-габбровом и габбро-диоритомонцонитовом комплексах отличает уже большее разнообразие петрографического состава, большая, чем в предыдущем случае, частота встречаемости, однако сами по себе масштабы проявления нефелиновых пород в каждом отдельном случае незначительны, даже меньше, чем в связи с массивом г.Сокол. Из петрографических типов нефелиновых пород здесь фиксируются нефелиновые (миаскиты, фойяиты) и нефелин-содалитовые сиениты, эссекситы, нефелинсо-держающие диориты, уртиты, мельтейгиты, нефелиновые пироксениты. Породы часто имеют непостоянный состав. Своим возникновением они в значительной степени обязаны метасоматическим и контактово-реакционным явлениям.

В раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов количество нефелиновых пород становится еще большим. В связи с этой формацией появляются крупные скопления нефелиновых пород, часть из которых разведывалась на предмет их практического использования.

Нефелиновые породы, ассоциирующие с раннепалеозойскими гранитоидами, отличаются невыдержанностью состава и непостоянством структур. Это связано с их преимущественно метасоматическим генезисом. Наиболее часто нефелиновые породы этого формационного типа представлены нефелиновыми сиенитами, нефелиновыми сиенитодиоритами, нефелиновыми монцонитами, нефелиновыми диоритами, менее часто – эссекситами, тералит-, ийолит- и уртит-фенитами, ийолитоуртитами, уртитами и некоторыми другими.

Максимум проявлений нефелиновых пород в Кузнецком Алатау приходится на девонское время. Девонские нефелиновые породы входят в состав нескольких разнотипных породных ассоциаций. В наибольшем количестве они встречаются в кия-шалтырском щелочном сиенит-габбровом комплексе, где варьируют по составу от тералитов и эссекситов до уртитов. Уртиты, в отличие от аналогичных

пород раннего палеозоя, иногда образуют значительные по размерам тела и являются объектом промышленной эксплуатации. В меньшем количестве нефелиновые породы (нефелиновые сиениты) присутствуют в составе гранит-сиенитовых комплексов девона.

Сопоставление химического состава разновозрастных нефелиновых пород (нефелиновых сиенитов) Кузнецкого Алатау показывает, что никакой генеральной закономерности в изменении их химизма во времени не наблюдается.

Сиениты (нефельшпатоидные). Эти породы в геологической истории Кузнецкого Алатау фиксируются начиная с раннего-среднего кембрия или даже протерозоя. В субвулканических комплексах этого времени они представлены кварцевыми и бескварцевыми преимущественно двуполевошпатовыми разностями. В небольшом количестве здесь известны однополевошпатовые щелочные пертит-антипертитовые сиениты.

Следующая возрастная группа сиенитов связана с раннепалеозойской сиенит-габбровой формацией. Представлена эта группа практически целиком кварцевыми и бескварцевыми однополевошпатовыми пертит-антипертитовыми щелочными сиенитами. Двуполевошпатовые сиениты в связи с раннепалеозойской сиенит-габбровой формацией редки.

В раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов однополевошпатовые пертит-антипертитовые сиениты играют скромную роль, и здесь на первый план выступают двуполевошпатовые кварцевые и бескварцевые сиениты повышенной основности. Они постоянно дают переходы к сиенитодиоритам, реже - к граносиенитам.

Однополевошпатовые пертит-антипертитовые щелочные сиениты раннепалеозойской батолитовой формации по своему петрографическому типу аналогичны пертит-антипертитовым сиенитам сиенит-габбровой ассоциации. Различия заключаются, в частности, в более широком развитии в сиенитах батолитовой формации биотита.

В девонских ассоциациях Кузнецкого Алатау нефельшпатоидные сиениты развиты не широко. Здесь преобладающим типом щелочных пород являются граниты и граносиениты. Девонские сиениты встречаются в ассоциациях двух типов - в парагенезисе с основными породами и в парагенезисе с гранитоидами. В первом случае сиениты в основном представлены нефелиновыми разностями, во втором - пертит-антипертитовыми щелочными сиенитами. Последние

очень походят на пертит-антипертитовые сиениты раннепалеозойских батолитовой и, особенно, сиенит-габбровой ассоциацией. Такие же пертит-антипертитовые щелочные сиениты сопутствуют иногда и нефелиновым сиенитам в девонских ассоциациях с участием основных пород. Двуполевошпатовые сиениты в массивах девонского возраста редки.

Химизм нефельдишпатоидных сиенитов никакой определенной направленности в своем изменении со временем не обнаруживает.

Гранитоидные породы сосредоточены главным образом в раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов. В несравненно меньшем количестве они присутствуют в некоторых девонских ассоциациях и в совершенно незначительных объемах – в добатолитовых комплексах – в кембрийском сиенитовом комплексе Кондомской зоны (в шальмском комплексе) и в раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации.

В шальмском комплексе гранитоиды представлены граносиенитами, относящимися к двуполевошпатовым биотитовым и роговообманковым типам. В раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации гранитоиды отвечают двуполевошпатовым граносиенитам и гранитам, обычно содержащим биотит и обыкновенную роговую обманку, реже – эгирин и арфведсонит. В раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов гранитоиды варьируют по составу от плагиогранитов и гранодиоритов до лейкократовых, аплитовидных и изредка щелочных гранитов. На восточном склоне Кузнецкого Алатау в составе формации часто встречаются граносиениты. Характерной особенностью батолитовых гранитоидов является практически постоянное присутствие в них двух полевых шпатов. Однополевошпатовые разновидности, особенно лишенные плагиоклаза, среди них редки. Темноцветные минералы в этих гранитоидах представлены биотитом, обыкновенной роговой обманкой, диопсидом, салитом, авгитом. Щелочные темноцветы в них большая редкость.

Состав девонских гранитов и граносиенитов Кузнецкого Алатау явно смещен по отношению к раннепалеозойским батолитовым гранитоидам в сторону лейкократовых и щелочных разновидностей. Среди девонских гранитоидов имеется два петрографических типа пород. Один из них близок к двуполевошпатовым лейкократовым гранитам и граносиенитам батолитовой формации, другой принадлежит к однополевошпатовым щелочным разновидностям. Щелочные гранитоиды

ды встречаются только на восточном склоне Кузнецкого Алатау и в чрезвычайно ограниченном количестве – в центральной части Мар-тайги.

Породы основного состава и ассоциирующие с ними диориты (породы базитовой породной группы). Эти породы сосредоточены главным образом в раннепалеозойских габбровых комплексах. Среди них выделяются ряд петрографических типов. Эти типы, в отличие, например, от рассмотренных выше петрографических типов нефелиновых пород и сиенитов, которые не ограничиваются приуроченностью к магматическим ассоциациям определенного состава и возраста, наоборот часто обнаруживают временную или пространственно-временную привязку. Специфическими особенностями, например, обладают габброиды, связанные с раннепалеозойскими сиенит-габбровой и габбро-диоритомонцонитовой ассоциациями, диоритомонцониты габбро-диоритомонцонитовой ассоциации, щелочные габброиды девонских ассоциаций и некоторые другие. Габброиды девонских ассоциаций в целом превосходят раннепалеозойские габброиды по содержанию натрия и некоторым другим показателям щелочности.

Эффузивные породы. Во всех перечисленных выше вулканических ассоциациях этих породы представлены базальтовыми, андезитовыми и салическими вулканитами ряда трахит-трахилипарит (липарит). В небольшом количестве встречаются фельдшпатоидные разновидности. Основные и средние вулканиты решительно преобладают в составе всех ассоциаций, исключая, быть может, вулканические толщи девона Батеневской зоны. Салические вулканиты изредка представлены только ортофирами и близкими к ним образованиями, но чаще ортофирами и более кислыми породами вплоть до трахилипаритов и липаритов. Фельдшпатоидные эффузивные породы известны пока лишь в составе трех ассоциаций – в ранне-среднекембрийском вулканическом комплексе Кондомской зоны и в девонских комплексах севера и северо-востока Кузнецкого Алатау.

В отличие от интрузивных образований подразделение перечисленных разновидностей эффузивных пород на более дробные петрографические типы дело затруднительное. Что же касается химического состава, то каких-либо определенных тенденций в его изменении с переходом от однотипных вулканитов одной возрастной группы к другой подметить не удается.

ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В статье представлены новые данные о составе и взаимоотношениях гранитоидов повышенной щелочности и девонских вулканических ассоциаций Восточной Тувы, полученные автором с участием Г.В.Полякова, П.А.Балыкина и Е.С.Сергеевой.

Сложившаяся еще на начальных этапах геологического изучения Восточной Тувы методика расчленения палеозойских гранитоидных ассоциаций базируется преимущественно на вещественных признаках – существенно плагиоклазовые гранитоиды повышенной основности, слагающие вместе с предшествующими им базитами крупные, в тысячи и десятки тысяч кв.км ареальные плутоны пестрого состава, относятся к таннуольскому комплексу раннего палеозоя, тогда как плагиоклаз-калишпатовые и калишпатовые граниты, аляскиты, граносиениты, щелочные граниты и сиениты выделяются в девонский бреньский комплекс. Однако, с самого начала оставались и сомнения в правомерности такого подхода применительно ко всем гранитоидным ассоциациям региона. В частности, производившие геологическую съемку на площади Бреньского плутона – петротипа одноименного комплекса – А.В.Ильин и Т.А. Ильина подчеркивали условность датировки гранитов и допускали принадлежность части их к раннепалеозойским образованиям. Позднее появились и данные, противоречащие упомянутой схеме. Учитывая это, а также ограниченность данных о наблюдаемых отношениях бреньского комплекса со среднепалеозойскими толщами, при его изучении мы обращали особое внимание на плутоны с более обоснованной геологической позицией. К ним относятся массивы Держигско-Сайлыгского грабена, северная оконечность Бреньского плутона, Кадраусский и Сурхайский интрузивы, располагающиеся в ареалах девонского вулканизма. Особенно благоприятен в этом отношении Держигский плутон, контактирующий с палеонтологически датированными отложениями уинлока-лудлоу и вулканической толщей с остатками раннедевонской флоры в основании.

Изучение опорных массивов подтвердило активный характер контактов гранитов и граносиенитов с отложениями S_2 и D_1 и, следовательно, послераннедевонский (а судя по отсутствию таких

проявлений в вышележащих красноцветных отложениях – доверхнедевонский) их возраст. Вместе с тем, выяснилось, что значительная часть выделяемых в бреньский комплекс пород имеет более древний возраст. В этом отношении особенно показателен северный контакт Бреньского плутона. Здесь в вулканических брекчиях девона нами установлены обильные ксенолиты и отторженцы гранитов, безусловно тождественных развитым в непосредственной близости биотитовым двуполевошпатовым гранитам Бреньского плутона. В свою очередь, вулканические образования этого участка, включая и упомянутые брекчии, прорваны пертитовыми аляскитами и (на соседних площадях) резко порфиroidными граносиенитами и гранодиоритами. Кроме того, довулканические граниты повсеместно прорываются меридиональными свитами даек диорит–порфиров и гранодиорит–порфиров, не проходящих в вулканические породы и аляскиты.

Несколько иначе проявлена, но также очевидна разновозрастность гранитоидов, развитых в бассейнах рек Кызыл–Хем, Нижний Кандраус и Серлиг–Хем [145]. Среди ранее выделенных здесь в качестве девонских пород при детальном их изучении обособляются две группы. Одну из них составляют плагиоклаз–микроклиновые гранитоиды, близкие к породам закартированного здесь же таннуольского комплекса. Те и другие связаны взаимопереходами и отличаются лишь количественными отношениями плагиоклаза, микроклина, биотита, роговой обманки и кварца, образующих устойчивый сквозной парагенезис и однотипные структуры. Другая группа гранитов, имеющих, в отличие от первой, активные контакты с условно девонскими вулканитами Кызыл–Хемской мульды, представлена пертитовыми щелочными гранитами и аляскитами. В случае пространственного совмещения щелочных гранитов с более древними двуполевошпатовыми биотитовыми наблюдаются отчетливо выраженные реакционные явления со сменой минеральных парагенезисов и структур. Такие же реакционные явления наблюдались А.Н.Дистановой в контактах девонских гранитов с раннепалеозойскими вблизи Бреньского плутона.

Рассмотренные примеры являются прямым подтверждением многочисленных косвенных данных о разновозрастности объединяемых до сих пор в бреньский комплекс плутонических пород и широком развитии среди них древних дораннедевонских гранитоидов составляющих значительную, а в некоторых ареалах (Кызыл–Хемский, Каргинский и др.), по-видимому, главную его часть. В свете имеющихся

данных эти додевонские гранитоиды, скорее всего, суть варианты раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций, проявленные в зонах раннекаледонской активизации жестких докембрийских блоков с широким развитием в их составе гнейсовых толщ [146]. В первом приближении намечаются критерии разделения девонских и додевонских гранитоидных ассоциаций повышенной щелочности. Для древних гранитоидов характерны изменчивый состав, тесные связи с более меланократовыми породами, гнейсовидность, такситовость и другие признаки реакционных явлений, двуполевошпатовый состав, частные порфиробласты микроклин-пертита, бедность микроклин-пертитов альбитовой фазой, широко проявленные реакционные отношения плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата, мирмекитовые срастания, бурый зональный ортит.

Особенности девонских интрузивных гранитоидов изучались на примерах Дерзигского, Нижне-Кадрасского, девонских частей Бренского и Кызыл-Хемского плутонов. Во всех этих случаях очевидна приуроченность интрузивов к полям девонских вулканитов. Активные контакты с последними доказываются как признаками прямого внедрения с апофизами граносиенитов и гранитов во вмещающих породах, так и повсеместным, хотя и слабым приконтактовым ороговикованием вулканических и осадочных, и в их числе среднепалеозойских, пород. Значительно шире и разнообразнее проявились более низкотемпературные изменения вмещающих пород с образованием пестрой гаммы метасоматических пород кварц-полевошпатового состава, с амфиболами, хлоритами, эпидотом, гематитом. Верхний возрастной предел интрузий определяется косвенно, по отсутствию внедрений или следов контактового воздействия интрузий в красноцветных терригенных отложениях D_{2-3} , залегающих в непосредственной близости от гранитоидных плутонов.

Нуждаются, на наш взгляд, в коррективах традиционные представления о крупных размерах девонских плутонов. Там, где девонские гранитоиды обособляются естественным образом (Дерзигский грабен) или от них удастся отделить более древние образования, они образуют тела площадью в несколько десятков километров, вряд ли и в других случаях она превышает первые сотни кв. км. Интрузивы характеризуются преимущественно штокообразными, линейно-трещинными формами и обычно подчинены разломным ограничениям девонских грабенов.

Во всех изученных проявлениях петрографическую физиономию девонского интрузивного комплекса определяют лейкократовые, до аляскитов, пертитовые граниты, их щелочные – с щелочными темно-цветами, иногда слабо пересыщенные щелочами – варианты и предшествующие им порфировидные, также лейкократовые, граносиениты. Двухфазный порядок формирования четко проявлен на примере Дерзигского плутона, в других случаях отношения гранитов и граносиенитов устанавливаются менее достоверно. Соотношения их изменчивы. Граносиениты преобладают над гранитами в составе Дерзигского и ряда сходных с ним плутонов, в остальных случаях они играют очень незначительную роль, проявляясь большей частью вне гранитных массивов в виде самостоятельных трещинных тел и даек небольшой, до нескольких метров, мощности.

Порфировидный облик граносиенитов первой фазы обусловлен выделением зонального плагиоклаза в гранитовом, существенно микропертитовом базисе. Их количественные отношения и структурно-морфологические особенности варьируют очень широко. Так, порфировидные граносиениты Дерзигского плутона характеризуются некоторым преобладанием плагиоклазовых выделений над базисом, но встречаются концентрации таких выделений, образующие кварц-олигоклазовые сиениты, близкой к криптовой структуре. В других случаях выделения и мезостазис обособляются очень нерезко. В эндоконтактных и жильных разностях та и другая части породы приобретают более тонкую структуру. Изменяя также и плагиоклаз, представлен чаще всего он олигоклазом № 20–25 с кислыми краевыми частями зерен и ядерными реликтами аюдезина. Часто плагиоклазы содержат микровключения зеленого клинопироксена или обильные субмикроскопические пластинки непрозрачного минерала, сообщающие им специфический стально-серый оттенок. Почти постоянно в олигоклазах наблюдаются пятнистые антипертитовые выделения калишпата, содержание которых увеличивается к краевым частям, достигая 25–30%. Базис порфировидных граносиенитов складывается кварц-пертитовыми микрографическими срастаниями, с участием более ранних плагиоклаза, роговой обманки, биотита, реже он имеет гранитовую структуру.

Граниты второй фазы, широко варьируя по структурным особенностям, однообразны – в пределах отдельных плутонов – по составу. Окраска их меняется в зависимости от состава и степени

выветривания от светло-серой (щелочные граниты) до сиренево-розовой (аляскиты) и мясо-красной (сильно выветрелые разности). Главными компонентами породы являются кварц и богатые, (более 30–40%), натровой фазой пертиты и антипертиты. Тонкополосчатая структура распада пертитов осложнена явлениями перекристаллизации, реже – замещения, особенно интенсивными в краевых частях пертитовых зерен, тогда как в их центральных зонах иногда сохраняются участки псевдогомогенной или субмикропертитовой структуры. Плагноклаз обычно составляет менее 5–10% объема породы, исключая разности с резко выраженным ксеногенным характером плагноклаза. Темноцветные минералы, обычно составляющие первые проценты, представлены густокоричневым биотитом, субщелочной (судя по интенсивным синим оттенкам плеохроизма) роговой обманкой, изменчивыми по составу щелочными амфиболами гастингсит-арфведсонитового ряда, иногда згирином и рибекитом. Количественные отношения щелочных гранитов и нормальных, без щелочных темноцветов и избытка щелочей, лейкогранитов и аляскитов варьируют от массива к массиву. В Дерзигском и особенно Бренском плутонах преобладают аляскиты и лейкограниты нормального ряда, тогда как в южной части Кадраусского – щелочные граниты. При этом обе группы пород тесно связаны друг с другом и, по нашим наблюдениям, не обнаруживают резких контактов. В нескольких случаях нами наблюдались внедрения щелочных гранитов в нормальные граниты и гранодиориты, но при этом всегда оказывалась очевидной принадлежность вмещающих пород к древнему раннепалеозойскому комплексу. В эндоконтактных зонах Кадраусского массива и его алофизах нами наблюдались постепенные переходы щелочных гранитов в аляскиты. Вариации розовых лейкогранитов и аляскитов до щелочных гранитов наблюдались нами и в Дерзигском плутоне. Я.Д.Шенкманом и другими авторами они указываются для ряда интрузивов Тоджи и прочих районов Восточной Тувы. Это, не исключая возможных интрузивных отношений нормальных и щелочных гранитов, свидетельствует об их неразрывной связи в противовес представлениям о генетической самостоятельности и временном отрыве всех щелочно-гранитных массивов от девонского магматизма.

Жильные образования, завершающие формирование граносиенит-гранитовых интрузивов, развиты очень слабо. Они представлены мелкозернистыми аналогами аляскитов и лейкогранитов, к которым

иногда добавляются еще более редкие жилы своеобразных фельзитовых порфиров с тонкополосчатой текстурой, обусловленной концентрацией альбита, кварца, калишпата, зонально-концентрических сферолитов в составе отдельных полосок. По химическому составу фельзитовые порфиры идентичны вмещающим их аляскитам. В отдельных случаях аляскиты прорваны маломощными (0,3–0,5 м) единичными дайками оливиновых диабазов, позиция которых по отношению к вмещающим плутонам не вполне ясна.

Петрохимические особенности комплекса характеризуются довольно четко выраженной дискретностью с обособлением роев фигуративных точек и статистических максимумов, отвечающих, с одной стороны, граносиенитам первой фазы, а с другой, – более поздним лейкогранитам и аляскитам. Эта неоднородность, впервые четко выявленная на примере Дерзигского плутона, характерна, судя по имеющимся материалам, и для других девонских интрузивов региона. Она хорошо согласуется с двухфазной природой комплекса. Устанавливается также тесное сходство, а иногда тождество вариационных рядов, образуемых граносиенитами, гранитами и жильными фельзитовыми порфирами, с рядами кислых пород вулканогенной толщи. Более того, как показано нами [144], появление и частота слабо пересыщенных щелочами липаритовых порфиров прямым образом согласуется с ролью щелочных гранитов в соответствующих плутонических ассоциациях. Главными петрохимическими отличиями вулканических серий являются наличие (не во всех ареалах) в их составе базитовой группы, не имеющей в большинстве случаев интрузивных эквивалентов, и непрерывный характер распределения в кислой породной группе, отвечающий многоактивности вулканизма.

Тесная сопряженность глубинных и вулканических проявлений отражена и в ряде более общих особенностей девонских ассоциаций Восточной Тувы и их изменчивости. Общими для всех ареалов являются совмещенность эффузивных и несколько оторванных от них во времени интрузивных пород, ограниченное или скудное развитие континентальных отложений в вулканогенно-осадочной толще, резкая дискретность составов кислой и базитовой (обычно сильно редуцированной) породных групп вулканитов, низкая меланократовость основных эффузивов, варьирующая от андезитов до лейкобазальтов или базальтов, слабо выраженный в целом щелочной калинатровый уклон. Наряду с общими для всех девонских ассоциаций

особенностями наблюдается и их изменчивость. При этом проявляется определенная согласованность геологических и вещественных особенностей девонских ассоциаций с их структурной позицией. Крайними членами образующегося по этим признакам ряда являются интрузивно-вулканогенные комплексы Уюкской впадины, составляющей фрагмент собственно Тувинского прогиба и характеризующейся элементами унаследованного развития, и Кызыл-Хемской мульды, принадлежащей к резко наложенным на древние складчатые сооружения структурам в максимальном удалении от прогиба. Другие ареалы девонского магматизма (Дерзигский, Тоджинский, Бельбейско-Балгазинский) характеризуются промежуточными особенностями и ранжируются по разным признакам неоднозначно. В Уюкской впадине, как и в центральной части Тувинского прогиба, проявлены преимущественно вулканические образования, которые образуют совместно с подчиненными красноцветными отложениями толщи максимальной, сравнительно с другими ареалами, мощности. В составе вулканических пород преобладают основные эффузивы, варьирующие от лейкоандезитов до базальтов и более меланократовых пород. Породы ассоциации характеризуются минимальной в рассматриваемом ряду щелочностью. Характерной особенностью этой ассоциации является качественное разнообразие интрузивных и субвулканических аналогов как кислых, так и основных эффузивов при крайне ограниченных, несоизмеримых с объемом вулканической толщи, масштабах их проявления.

Картина резко меняется с выходом в складчатое обрамление прогиба. Происходит резкое уменьшение роли и сужение диапазона составов (в сторону меньшей меланократовости) основных эффузивов в составе вулканических образований, уменьшение масштабов самого девонского вулканизма, особенно на фоне возрастающей роли и объемов девонских плутонических образований, которые в Кызыл-Хемском ареале уже решительно преобладают по объему над ассоциирующими вулканитами. Одновременно значимо возрастает щелочность во всем ряду составов вулканических и интрузивных пород, что в частности проявляется и в уже отмеченном сопряженном появлении щелочных вариантов гранитов и трахилипаритов.

По сумме геологических и вещественных особенностей девонского магматизма Восточная Тува в целом близка к юго-восточной периферии Минусинского прогиба и принадлежит к регионам широко-

го проявления девонских базальт-андезит-липаритовых и граносиенит-гранитовых комплексов со слабо выраженным щелочным уклоном.

Таким образом, в составе прежде считавшейся единой девонской формации субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов Восточной Тувы установлено присутствие двух разновозрастных групп. Одна из них имеет додевонский, скорее всего раннепалеозойский возраст, и представляет в таком случае отличный от эталонных проявлений тоналит-гранодиоритового таннуольского комплекса вариант раннепалеозойской формации батолитовых гранитов, свойственный зонам раннепалеозойской активизации докембрийских массивов с широким развитием терригенно-карбонатных гнейсовых толщ. Другой тип ассоциаций, представленный резко гипабиссальными пертитовыми и антипертитовыми лейкогранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами и их щелочными вариантами, проявляется в теснейшей связи с девонским вулканизмом соответствующих ареалов, представляя собой плутонические аналоги кислых вулканических пород. Установлены согласованные латеральные вариации вулканических и интрузивных пород в зависимости от характера девонской активизации соответствующих структур и общее место девонских магматических ассоциаций Восточной Тувы в латеральных рядах среднепалеозойских вулканоплутонических формаций Алтае-Саянской складчатой области.

В свете установленной разновозрастности субщелочных гранитоидов существенно меньшими, чем это представлялось раньше, оказываются масштабы девонского магматизма в Саяно-Тувинском нагорье. Их выяснение, равно как и практические аспекты магматической геологии региона, требуют ревизии датировки конкретных плутонических ассоциаций на более строгой основе и дальнейшей разработки критериев их возрастного расчленения.

Г.В.Поляков, А.П.Кривенко, В.И.Богнибов, П.А.Балыкин

ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Изучение этой группы формаций осуществлялось в двух направлениях: 1) обобщающие исследования базитовых плутонических ассоциаций подвижных зон с целью их систематики и сравнительного анализа на основе вещественного состава; 2) изучение с исполь-

зованием новых принципов диагностики и систематики магматических формаций главных типов базитовых и ультрабазит-базитовых ассоциаций складчатых поясов юга Сибири, включая северные районы Байкальской горной области, тяготеющие к зонам БАМа.

Обзорные исследования свидетельствуют о том, что плутонические формации базитового ряда характеризуются в складчатых областях широкой распространенностью с различными типами структур и разными этапами развития подвижных зон, большим разнообразием форм проявления и состава. Наряду с габброидными комплексами инициальных и постконсолидационных стадий развития геосинклинальных областей весьма многочисленны и разнообразны базитовые плутонические ассоциации раннеорогенных этапов, предшествующие сининверсионным гранитоидам. Представляющие эти ассоциации габброидные массивы зачастую неверно включаются в состав сложных гранитоидных комплексов в качестве производных ранних фаз становления этих комплексов, а иногда относятся в силу свойственных для них явлений магматической расслоенности к интрузивным образованиям консолидированных структур.

Диапазон составов базитовых плутонических ассоциаций складчатых областей чрезвычайно широк. Простые, собственно базитовые плутонические ассоциации, представленные обычно небольшими по размерам интрузивами приповерхностных и гипабиссальных фаций глубинности, варьируют по составу, несмотря на внутреннюю однородность каждого отдельно взятого комплекса, от меланобазитовых до лейкобазитовых по меланократовости, от низкощелочных до высокощелочных по общей щелочности и от высоконатровых до умереннокалиевых по составу щелочей.*

В крупных, более глубинных и соответственно полнее дифференцированных базитовых плутонах чаще проявляются смешанные типы ассоциаций сложного состава, в которых наряду с господствующими базитами проявляются другие группы пород. Сложные ассоциации варьируют по составу ведущей базитовой породной группы в столь же широких пределах, что и простые: от низкощелочных меланобазитовых, включающих в качестве обязательной и весьма существенной составной части ультрабазиты, до базитовых и лейко-

* Петрохимические подразделения приняты здесь и далее даны по Ю.А.Кузнецову, А.Ф.Белоусову, Г.В.Полякову [87].

базитовых умеренной, повышенной и высокой щелочности ассоциаций, нередко имеющих в своем составе породы щелочно-салической (сиенитоидной) группы. К первой категории относятся перидотит (дунит) — пироксенит-габбро-норитовые, дунит-троктолит-габбро-вые, лерцолит-габбро-норитовые, кортландит-габбро-норитовые и другие ультрабазит-базитовые ассоциации щелочно-земельного ряда. Сложные базитовые ассоциации повышенной щелочности представлены верлит-клинопироксенит-габбровыми, пироксенит-габбровыми, пикритоидно-базитовыми, сиенит-габбровыми, габбро-монцодиорит-диоритовыми и другими широко варьирующими по характеру породного парагенеза субщелочными и щелочными комплексами базитов. Имеются, наряду с этим, сложные базитовые ассоциации промежуточного состава.

Наиболее интересные в петрологическом отношении сложные базитовые плутонические ассоциации складчатых областей и возможные варианты их систематики исследованы на примере соответствующих плутонических комплексов южного складчатого обрамления Сибирской платформы, включая Алтае-Саянскую и Байкальскую горные области. Эти комплексы разделяются на две резко различающиеся по составу группы.

Первую группу образуют расслоенные хром-никеленосные ультрабазит-базитовые массивы (дунит-троктолит-габбровые, перидотит-пироксенит-габбро-норитовые и др.), в строении которых наряду с преобладающими габброидами существенную роль играют ультраосновные породы (дуниты, верлиты, лерцолиты, иногда гарцбургиты и в небольших количествах пироксениты), слагающие сравнительно мощные горизонты в нижних, базальных частях массивов, а также линзовидные обособления и отдельные маломощные слои среди габброидов слоистых серий. Этот тип ассоциаций характеризуется в среднем меланобазитовым, либо субпикритоидным составом, высокой магнезиальностью, низкой общей щелочностью и весьма низкими содержаниями в породах титана и фосфора.

Во вторую группу объединяются существенно габброидные массивы, ультраосновные породы в которых либо вообще не обнаруживаются, либо присутствуют в очень небольших количествах в маломощных прослоях и линзах, причем преимущественно в виде пироксенитов. Вместе с тем иногда появляются породы щелочно-салического ряда (сиенитоиды). Эта более сложная и разнообразная сравнительно с предыдущей группа формаций подразделяется в свою

очередь на лейкобазитовые типы ассоциаций умеренной и низкой щелочности, представленные троктолит-лейкогаббровыми, габбро-норитовыми и габбро-норит-диоритовыми массивами, и базитовые ассоциации повышенной щелочности, включающие обогащенные титаном и фосфором пироксенит-габбровые, сиенит-габбровые, габбро-монцодиоритовые и габбро-монцодиорит-диоритовые массивы.

К первому типу ультрабазит-базитовых ассоциаций относятся перидотит (дунит) – пироксенит-габбро-норитовые массивы лысогогорского, усинского, ниже-дербинского и мажалыкского комплексов каледонид Алтае-Саянской складчатой области, детально исследованные и описанные ранее. Кроме того, в эту группу включается своеобразная ассоциация протерозойских дунит-троктолит-габбровых массивов (Довырен, Маринкин, Исполинский, Жарчинский, Шильдырхей, Острая Сопка, Лукинда, Луча, Ильдеус и др.) широко распространенных, как это сейчас выясняется, в пределах Байкало-Витимского, Станового и Селенгино-Каларского складчатых поясов. Отдельные массивы этой группы изучались и охарактеризованы, в ряде случаев весьма детально и обстоятельно, многими исследователями (С.А.Гурулев, М.И.Грудинин, С.А.Щека, Э.Г.Конников и др.). Полученные авторами дополнительные данные по эталонотипным плутонам, объему и содержанию этой ассоциации в целом позволили дать обобщенную ее характеристику как самостоятельной, обладающей ярко выраженными специфическими особенностями состава формации, широко распространенной в протерозоидах Прибайкалья и Забайкалья, включая районы, примыкающие к зоне БАМа.

Массивы дунит-троктолит-габбровой формации приурочены в основном к складчато-глыбовым структурам протерозойд Байкало-Витимской и Становой складчатых областей. В Селенгино-Каларском каледонском складчатом поясе они встречаются реже, причем опять же в связи с отдельными выступами протерозойд. Во времени эти массивы предшествуют позднепротерозойским гранитоидам, которыми обычно прорываются.

Формы массивов в первичном их залегании были, по всей вероятности, лополитообразными и пластинообразными, характерны ярко выраженные явления магматической расслоенности. В современном состоянии – это обычно разбитые разломами на многочисленные блоки интрузивы с нарушенным залеганием и усложненным за счет этого внутренним строением. Нередко они находятся в виде

крупных ксенолитообразных бескорневых тел в кровле более поздних гранитоидных plutонов. По особенностям внутреннего строения выделяются три разновидности массивов: 1) отчетливо стратифицированные лополитообразные plutоны с ультраосновными породами (дунитами и перидотитами) в основании разреза, наиболее мощной слоистой серией троктолитов и оливиновых габбро (с отдельными горизонтами и линзами перидотитов) и венчающей разрез габбро-норитовой серией пород; 2) концентрически-зональные с признаками конфокальности массивы, в ядерной части которых находятся дуниты и перидотиты, а в периферической зоне — троктолиты, оливиновые габбро и габбро-нориты; 3) сложные, интенсивно нарушенные plutоны мозаично-блокового строения, первичная внутренняя структура которых неопределенна.

Главной особенностью петрографического состава массивов этой формации является ярко выраженный троктолитовый уклон свойственного им породного парагенеза. Соответственно в массивах резко преобладают и другие разности оливиновых и оливинсодержащих основных пород, тогда как безоливиновые габбро, габбро-нориты и анортозиты играют подчиненную роль, встречаясь преимущественно в верхних или периферических зонах массивов. Ультраосновные породы представлены дунитами, перидотитами (лерцолитами, верлитами, реже гарцбургитами) и плагиоклазсодержащими их разностями. Пироксениты встречаются очень редко — в маломощных прослоях и линзах среди пород габбро-норитовой серии верхов массивов, а также в качестве реакционных образований на контактах дунитов и перидотитов с габброидами.

Наиболее яркой чертой минерального состава этого типа ассоциаций, отвечающей петрографическим особенностям, является резко обозначенная ведущая роль в группе темноцветных минералов оливина, как правило, высокомагнезиального (обычно до 20% Fa , а в верхах и краевых зонах массивов иногда до 30% Fa), сочетающегося с плагиоклазом высокой основности (чаще всего An_{70-80} , в краевых и верхних зонах — An_{50-60}). Составы оливина и плагиоклазов меняются хотя и незначительно, но согласованно, обнаруживая тем самым явления скрытой расслоенности в массивах. Однако в целом эта зависимость проявляется в дунит-троктолит-габбровых интрузивах не столь ярко, как в других расслоенных plutонах, причем особенно нечетко она выражена в перидотит-троктолитовой

серии пород, характеризующейся очень слабой изменчивостью состава породообразующих минералов. Пироксены также обладают относительно высокой магнезиальностью. Обязательной и весьма специфической составной частью пород дунит-перидотит-троктолитовых серий нижних и средних частей массивов являются хромшпинелиды, характеризующиеся повышенной глиноземистостью и отчетливо выраженной тенденцией изменения состава от магнезиальных высокоглиноземистых разностей в сторону повышения их железистости и увеличения содержания хрома и титана.

Обширный статистический материал по петрохимии массивов этой формации свидетельствует о их принадлежности к ультрабазит-базитовым ассоциациям крайне низкощелочного ряда, для которых характерно своеобразное сочетание высокой магнезиальности с повышенной глиноземистостью основных и ультраосновных пород, что сопряжено с существенно оливиновым составом минералов мафической группы и очень высокой основностью плагиоклазов, слагающих эти породы. Характерны также крайне низкие содержания в породах этой формации титана и фосфора.

На основании выявленных особенностей петрографического, минерального и химического состава дунит-троктолит-габбровых массивов сделан вывод о том, что исходные для них магмы были близки к обогащенным оливином высокомагнезиальным, повышенной глиноземистости субпикритоидам или меланобазитам. Вероятно, также расплавы образовывались при плавлении обогащенного пироп-шпинелевой составляющей гранатового перидотита в условиях высоких давлений.

Массивы дунит-троктолит-габбровой формации сопровождаются, как и другие плутонические ассоциации этой группы, хромитовой и сульфидной медно-никелевой минерализацией. С учетом данных по аналогичным ассоциациям других районов можно предполагать возможность обнаружения в связи с ними минерализации платиноидов.

Группа существенно базитовых ассоциаций, представленная габбро-норитовыми, габбро-норит-диоритовыми, пироксенит-габбровыми, сиенит-габбровыми, габбро-монцодиорит-диоритовыми и другими типами титаносных габброидных массивов, была исследована ранее и охарактеризована в ряде работ при описании раннепалеозойских габброидных комплексов Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей (канатикского, хойтоокинского, патынско-

культайгинского, кизирского, остюренского, моностойского, кручининского, когтахского и др.). В последние годы проведены дополнительные исследования габбро-монцодиорит-диоритовой ассоциации не только в структурах Алтае-Саянской складчатой области, где она была выделена и изучена раньше, но, кроме того, и на территории Забайкалья и более восточных районов, тяготеющих к зоне БАМа. При этом значительное внимание уделено вопросам апатитоносности этой формации.

В результате этих исследований установлено, что в Алтае-Саянской складчатой области габбро-монцодиорит-диоритовая ассоциация проявилась на площади Хакасского геосинклинального массива и, особенно широко, в пределах Батеневского поднятия, занимающего в этой структуре центральное положение. Интрузии габбро-монцодиорит-диоритового типа выявлены и в ряде районов Байкальской горной области. В Центральном и Западном Забайкалье они встречаются в складчато-глыбовой зоне каледонид Олекмо-Витимской области (районы Вершино-Дарасунский, Итаки и Ксеньевки и др.). Аналогичные интрузии обнаружены среди догранитных базитов южных отрогов Станового хребта, в Янжано-Джелтулакской краевой зоне протерозоид и других структурах южного складчатого обрамления Алданского щита. Во всех случаях они предшествуют крупным батолитообразным гранитоидным плутонам, обычно характеризующимся несколько повышенной щелочностью пород.

Характер проявления плутонов этой формации различен: встречаются массивы одноактного внедрения с постепенными фациальными переходами между слагающими их разновидностями пород и массивы многофазные, образованные путем последовательного внедрения расплавов разной основности, за счет которых формировались более ранние габброиды и следующие за ними диориты и монцодиориты. Для габброидов характерна в целом высокая меланократовость, преимущественно битовнитовый состав плагиоклазов и преобладание амфиболовых разновидностей. Вместе с тем в этой группе пород встречаются габбро-перидотиты и пироксениты, оливиновые и безоливиновые пироксен-роговообманковые габбро, габбро-нориты и очень редко лейкогаббро и анортозиты. Наиболее распространенными породами второй группы являются биотитсодержащие двупироксеновые диориты и монцодиориты, среди которых обнаруживаются, с одной стороны, оливинсодержащие разности, а с другой, — более

кислые разновидности с кварцем. Для них, соответственно, характерен устойчивый парагенезис андезина, авгита, гиперстена, биотита и калиевого полевого шпата, дополняющийся иногда оливином, либо кварцем.

По особенностям химического состава габброидная группа пород чаще всего отвечает щелочноземельным меланобазитам, иногда близка к субпикритоидам и в отдельных, очень редких случаях приближается к мезократовым базитам несколько повышенной щелочности. Диоритоиды и монцодиориты второй группы относятся к категории кали-натровых субщелочных лейкобазитов, близких к трахиандезитам. Общей особенностью пород этого типа ассоциаций являются повышенные содержания в них титана и фосфора, что сближает их с группой титаноносных и апатитоносных габброидов.

Обнаруживаемая в ряде случаев сопряженность габбро-монцодиорит-диоритовых интрузий с вулканическими базальт-трахиандезитовыми комплексами и рассмотренные выше особенности их проявления и состава позволяют сделать вывод, что это петрогенетически самостоятельная плутоническая существенно лейкобазитовая ассоциация повышенной щелочности и калиевости, формировавшаяся чаще всего в раннеорогенные (предбатолитовые) стадии развития складчатых областей в связи с вулканизмом базальт-трахиандезитового типа. Аналогичные интрузии описываются в различных районах мира (Центральный Сихотэ-Алинь, герциниты Северного Тянь-Шаня, Зеровшано-Туркестанская зона Южного Тянь-Шаня, Чаткало-Кураминская зона Западного Тянь-Шаня, Аджаро-Триалетская и Памбако-Зангезурская зоны Малого Кавказа, провинция Монциони в Южных Альпах, район Джевал в Восточной Австралии и др.), причем распространенность их, судя по всему, значительно большая как в складчатых областях вообще, так и в пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы в частности.

С интрузиями этого типа ассоциируют рудопоявления титаномагнетита, золотооруденение, апатитовая и другие виды минерализации. Для складчатых областей юга Сибири особенно интересна и актуальна проблема апатитоносности этой формации. В ходе исследований ультрабазит-базитовых и базитовых ассоциаций этой территории удалось сопоставить "apatитоносные диориты" Ошурковского месторождения Юго-Западного Забайкалья с другими известными на юге Сибири комплексами базитов и по-новому подойти к оценке

их формационной принадлежности, происхождения и распространения. Сделан вывод о том, что ошурковские "апатитоносные диориты" и аналогичные апатитоносные породы других районов относятся к первоначально обогащенным P_2O_5 базитам повышенной щелочности габбро-монцодиорит-диоритовых ассоциаций, подвергавшимся в полях более поздних гранитоидов различным преобразованиям, включая вторичное обогащение P_2O_5 . Тем самым существенно расширяются перспективы поисков апатитовых месторождений ошурковского типа в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы, где известны многочисленные проявления габбро-монцодиорит-диоритовых массивов, пространственно совмещенных с более поздними гранитоидами.

Выделенные и изученные на примере отдельных комплексов и массивов хром-никеленосные низкощелочные ультрабазит-базитовые и апатитоносные повышенной щелочности и титанистости базитовые ассоциации складчатых областей юга Сибири хорошо отличаются по химическому составу пород базитовой группы, являющейся в обоих случаях ведущей, количественно преобладающей. Статистический анализ особенностей химического состава габброидов (без ультраосновных пород) различных базитовых плутонических комплексов этого региона свидетельствует о том, что они образуют две резко обособленные по многим петрохимическим параметрам группы, отвечающие выделенным типам ассоциаций. Габброиды первого типа отличаются повышенной меланократовостью и высокой мегнезиальностью, но очень низкой общей щелочностью и титанистостью, располагаясь в поле низкощелочных толеитов. Габброиды же массивов второго типа приближаются по химическому составу к высокотитанистым щелочным базальтоидам.

Аналогичными петрохимическими особенностями обладают и ультраосновные породы разнотипных ассоциаций. В первом случае они отвечают дунитам, перидотитам и пироксенитам, обладающим относительно высокой мегнезиальностью и крайне низкой щелочностью и титанистостью. Во втором – преобладают сравнительно низкомагнезиальные клинопироксениты повышенной щелочности, иногда обнаруживаются высокотитанистые рудные пироксениты с аномально высокими содержаниями фосфора. В целом ультрабазиты этих групп статистически значимо различаются по содержаниям магния, железа, щелочей, титана и фосфора.

Устойчивые резкие петрохимические различия выделенных групп базитовых плутонических ассоциаций свидетельствуют о их образовании за счет разнотипных магм. Родоначальными для хром-никеленосных высокомагнезиальных ультрабазит-базитовых ассоциаций щелочно-земельного ряда (первая группа) являлись, судя по всему, высокомагнезиальные меланобазитовые, либо субпикритовидные расплавы - низкощелочные и крайне бедные титаном и фосфором. Ассоциации второй группы формировались за счет различных по составу базитовых магм, которые вместе с тем обладали некоторыми общими особенностями: повышенной железиистостью, в ряде случаев повышенной общей щелочностью и, как правило, относительно высокими содержаниями титана и фосфора. Аналогичным образом распадаются по химизму на две различные категории и базальтоиды вулканических серий, что еще более усиливает свидетельства в пользу петрогенетической разнородности выделенных типов плутонических базитовых ассоциаций.

Результаты исследований, проведенных по этому разделу темы, опубликованы работах [2-4, 6-8, 19, 76, 79-81, 83, 84, III-121].

В.А.Куталин

СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И РУДОНОСНОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

В настоящее время считается общепринятым, что базальты возникают за счет частичного плавления материала мантии. Поэтому вопрос о составе мантийного субстрата имеет очень важное значение для познания генезиса базальтоидных формаций.

Эффективным способом изучения верхней мантии является исследование тех ультраосновных нодулей в кимберлитах и базальтах, которые представляют собой ксенолиты подкорового субстрата. Такие исследования интенсивно ведутся в последние годы, однако при этом не учитывается, что во время подъема на поверхность базальтовой магмой ультраосновные включения подвергаются интенсивной дезинтеграции, которая носит избирательный характер и приводит к преимущественному уничтожению нодулей пироксенитов

и эклогитов по сравнению с перидотитами. Поэтому то опробование, которому подвергается верхняя мантия базальтовыми вулканическими аппаратами, является опробованием со смещением, степень которого зависит от относительной устойчивости нодулей перидотитов, пироксенитов и эклогитов в базальтовом расплаве [95].

Чтобы оценить величину этого смещения, нами была исследована кинетика растворения оливина, ортопироксена, клинопироксена и пироба в расплаве щелочного базальта. Установлено, что растворение этих минералов протекает по закону Аррениуса, определены численные величины энергии активации и предэкспоненциального члена для каждой реакции. Показано, что оливин растворяется медленнее всех остальных минералов в 1,5–37 раз в зависимости от температуры. На этом основании сделан вывод, что ксенолиты пироксенитов и эклогитов дезинтегрируются в базальтовой магме при подъеме на поверхность в среднем в 10 раз быстрее ксенолитов перидотитов [92, 95].

Таким образом, чтобы подсчитать валовой состав верхней мантии, следует учесть наблюдаемые количественные соотношения перидотитов, пироксенитов и эклогитов среди нодулей из базальтов, а затем уменьшить долю перидотитов в 10 раз, внося этим поправку на их более медленную дезинтеграцию во время подъема на поверхность, с тем, чтобы определить истинное содержание перидотитов, пироксенитов и эклогитов в подкоровом субстрате. Этим методом был подсчитан валовой состав верхней мантии континентов и океанов с использованием средних химических составов и относительной распространенности нодулей разных типов в континентальной оливин-базальтовой и океанической оливин-базальтовой формациях, а также, для сравнения, в кимберлитах [93, 95]. Получившиеся оценки валового состава верхней мантии, основанные на различных исходных данных, дали сопоставимые результаты (таблица I), что свидетельствует о реальности предпосылок, положенных в основу подсчетов.

Как видно из таблицы I, наши оценки валового состава верхней мантии аналогичны химическому составу некоторых оливиновых гранатовых вебстеритов из нодулей в кимберлитах и базальтах, поэтому можно предположить, что именно эти породы представляют собой исходное недифференцированное вещество верхней мантии.

Полученные оценки для верхней мантии очень близки по со-

Таблица I

Составы верхней мантии, гранатовых вебстеритов и каменных метеоритов [95]

Окис- лы вес. %	Рассчитанные составы верхней мантии			Нодулы оливиновых гранатовых веб- стеритов			Хондриты		Ахондриты		Пиролит
	I	2	3	4	5	6	7	88	9	10	II
SiO ₂	46,4	48,8	47,4	47,87	47,99	44,82	48,10	46,25	48,9	48,7	45,16
TiO ₂	0,25	0,25	0,5	0,40	0,22	0,52	0,13	0,13	0,7	0,4	0,71
Al ₂ O ₃	7,5	3,2	7,85	10,10	5,20	8,21	3,02	2,78	12,6	8,6	3,54
Fe ₂ O ₃	2,9	1,6	2,3	1,20	1,99	2,07					0,46
FeO	5,6	6,0	6,8	3,61	5,28	7,91	12,71	17,00	13,6	13,0	8,04
MnO	0,15	0,14	0,15	0,14	0,15	0,19	0,43	0,40	0,5	0,5	0,14
MgO	31,3	32,0	24,5	24,31	30,65	26,53	31,14	29,18	6,5	14,0	37,47
CaO	5,2	7,6	9,2	7,95	6,85	8,12	2,32	2,20	10,0	7,2	3,08
Na ₂ O	0,5	0,35	0,95	0,81	0,48	0,89	1,13	1,10	0,4	0,3	0,57
K ₂ O	0,2	0,06	0,05	0,08	0,05	0,03	0,13	0,13	0,06	0,01	0,13
Cr ₂ O ₃	не опр.	не опр.	0,3	1,10	0,42	0,20	0,55	0,52	не опр.	не опр.	0,43

ПРИМЕЧАНИЕ: I – валовой состав континентальной верхней мантии по нодулам в кимберлитах (приведено к 100%); 2 – валовой состав континентальной верхней мантии по нодулам в базальтах (приведено к 100%); 3 – валовой состав океанической верхней мантии по нодулам в базальтах (приведено к 100%), 4 – оливиновые гранатовые вебстериты из кимберлитовой трубки "Обнаженная"; 5 – то же из базальтов Итино-мегата, Япония; 6 – то же из вулканической серии Гонулулу, о.Оаху; 7 – силикатная часть бронзитовых хондритов, среднее из 36 анализов; 8 – то же, гиперстеновых хондритов, среднее из 68 анализов; 9 – средний состав эвкритов; 10 – то же, говардитов; II – пиролитовая верхняя мантия.

держанию окиси магния к силикатной части бронзитовых хондритов, которая нередко принимается в качестве модели валового состава коры и мантии Земли. По содержанию глинозема и окиси кальция наши оценки занимают промежуточное положение между составами хондритов и ахондритов, которые также иногда считают аналогом мантии Земли. Таким образом, вебстеритовая модель верхней мантии не противоречит тем выводам, которые делаются из результатов изучения каменных метеоритов.

Модельный состав верхней мантии должен допускать выплавление из него базальтовых магм. Экспериментальные данные свидетельствуют, что пиrolитовая модель А.Е.Рингвуда плохо удовлетворяет этому требованию, так как результатом частичного плавления пиrolита при высоких давлениях в сухих условиях являются не базальты, а пикриты.

Экспериментальных данных по частичному плавлению вебстеритов значительно меньше, чем для пиrolитовых составов и лерцолитов. Так И.Куширо (1973) изучил плавление смеси из 20% оливина, 20% ортопироксена, 30% клинопироксена и 30% граната и показал, что в сухих условиях при давлении 20 кбар и температуре 1350°C продукт частичного плавления такой смеси близок к составу базальтов, но при более высоких температурах и давлениях получают выплавки пикритового состава. И.Куширо и Б.О.Майсен (1977) исследовали плавление нодуля оливин-гранатового вебстерита при давлении 20 кбар в сухих условиях и установили, что 60% этой породы расплавляется при температуре от 1350 до 1375°C, причем расплав имеет пикритовый состав.

Плавление этого же образца оливин-гранатовых вебстеритов в условиях избытка воды было изучено Б.О.Майсеном и А.Л.Бетчером (1979). Частичные выплавки из него при давлении 15 кбар и температурах 1050–1100°C напоминают по своему составу андезитобазальты. Эти же авторы исследовали плавление безоливиновых гранатовых вебстеритов в аналогичных условиях. Состав частичной выплавки из них в условиях избытка воды при давлениях 15–17 кбар и температурах 1010–1100°C был похож на андезиты, но, как и в предыдущем случае, отличался от них чрезмерно высоким содержанием глинозема и окиси кальция. При температуре 1130–1150°C и давлении 15 кбар состав выплавки напоминал пикриты.

Наиболее надежные сведения о составе частичных выплавок

получили А.Л.Джейкс и Д.Х.Грин (1979), исходные материалы которых почти полностью аналогичны по химизму нашим оценкам состава верхней мантии. По их данным, при 15 кбар и 1350°C в сухих условиях выплавка полностью отвечает базальту, а при 10 кбарах и 1450°C – пикриту.

Как следует из рассмотренных экспериментальных данных, частичное плавление гранатовых вебстеритов в сухих условиях при давлении в 10–15 кбар и при температуре не более 1350°C дает магму базальтового состава, а при более высоких давлениях и температурах получают пикритовые расплавы. При плавлении в присутствии воды вебстериты могут быть источником андезито–базальтов или андезитов. Так как при частичном плавлении гранатовых и шпинелевых лерцолитов, близких к составу пиролита, при тех же значениях температуры и давления получают пикриты, вебстериты являются значительно более вероятным магмообразующим субстратом для базальтоидов, чем лерцолиты.

Кроме состава верхней мантии, очень большое влияние на характер образующихся при частичном плавлении базальтовых расплавов оказывают давление, температура и содержание летучих в области магмообразования. В таблице 2 рассмотрены условия выплавления базальтов в зависимости от всех возможных сочетаний этих трех факторов. В первой строке таблицы указано, какие параметры увеличивают количество расплава, а какие уменьшают его. Во второй строке дана условная качественная оценка количества расплава, максимальная в том случае, когда все факторы увеличивают степень плавления, и минимальная в противоположном случае. В третьей строке указана глубина выплавления, которая определяет давление в области магмообразования. В четвертой строке таблицы дана краткая характеристика тех особенностей химического состава, которыми должны обладать расплавы, образующиеся при данном фиксированном сочетании факторов, причем при составлении этих характеристик использованы результаты многочисленных экспериментальных работ. Наконец, в пятой строке указано, на какую из выделенных в классификации Ю.А.Кузнецова базальтоидных формаций более всего походят эти расплавы.

Получается вполне удовлетворительное совпадение петрохимических и геологических данных для реально существующих базальтоидных формаций с теми следствиями, которые должны вытекать из

Т а б л и ц а 2

Условия выплавления базальтоидов разных типов

Сочетания факторов	Высокое давление				Низкое давление			
	Высокая температура		Низкая температура		Высокая температура		Низкая температура	
	Много летучих	Мало летучих	Много летучих	Мало летучих	Много летучих	Мало летучих	Много летучих	Мало летучих
Влияние факторов на количество расплава	Р-уменьш. Т-увелич. Л-увелич.	Р-уменьш. Т-увелич. Л-уменьш.	Р-уменьш. Т-уменьш. Л-увелич.	Р-уменьш. Т-уменьш. Л-уменьш.	Р-увелич. Т-увелич. Л-увелич.	Р-увелич. Т-увелич. Л-уменьш.	Р-увелич. Т-уменьш. Л-увелич.	Р-увелич. Т-уменьш. Л-уменьш.
Количество расплава	Среднее	Малое	Малое	Очень малое	Большое	Среднее	Среднее	Малое
Глубина выплавления	Большая	Большая	Большая	Большая	Малая	Малая	Малая	Малая
Петрохимические особенности базальтоидного расплава	Высокоглиноземистый с повышенным содержанием K_2O и P_2O_5	Магнезиальный с высоким содержанием TiO_2 , K_2O , P_2O_5	Недосыщенный, высокоглиноземистый с высоким содержанием K_2O и P_2O_5	Высокомагнезиальный с высоким содержанием K_2O и P_2O_5	Толеитовый с повышенным содержанием MgO и Al_2O_3 , но с очень низким содержанием K_2O и P_2O_5	Толеитовый с низким содержанием K_2O и P_2O_5	Высокоглиноземистый с низким содержанием TiO_2 , MgO , K_2O , P_2O_5	Толеитовый с низким содержанием MgO и с высоким содержанием K_2O и P_2O_5
Тип базальтоидов	Базальты траппово-андезитовой формации	Щелочные оливиновые базальты континентов и океанов	Нефелиновые и лейцитовые базальтоиды	Щелочно-ультраосновные базальтоиды	Океанические толеитовые базальты	Траллы древних платформ	Базальты андезитовой формации	Траллы молодых платформ
	Щелочные базальтоиды				Толеитовые базальтоиды			

суммарного действия той или иной комбинации рассмотренных факторов. Так, по глубине образования все базальтовые магмы разбиваются на две группы. Толеитовые базальты океанов, траппы древних и молодых платформ и андезито-базальтовые формации образуются на небольшой глубине, тогда как базальты трахиандезитовой формации, щелочные оливиновые базальты континентов и океанов, нефелиновые и лейцитовые базальты, щелочно-ультраосновные базальтоиды являются глубинными образованиями. Объемы излияний для базальтоидов первой группы значительно больше, чем для второй.

Андезито-базальтовые формации являются наиболее низкотемпературными по сравнению с другими типами базальтоидов, чем и объясняется широкое развитие в их составе глыбовых лав, мало распространенных в составе других базальтоидных формаций, для которых характерны сильно перегретые, высоко подвижные лавы, дающие тонкие потоки значительного площадного распространения. Кроме того, андезито-базальтовые формации содержат значительно больше летучих, чем базальтоиды других типов. По-видимому, именно этим объясняется широкое развитие для них извержений центрального типа, так как истечение газовой фазы способно преобразовать трещинные излияния в аппараты центрального типа за счет локализации извержений в отдельных трубчатых каналах, тогда как остальная часть трещины цементируется застывшей лавой. В противоположность этому, для базальтов других формаций, содержащих значительно меньше летучих, трещинный тип излияний является преобладающим.

В специфических условиях образуются толеитовые базальты океанических областей, возникающие за счет частичного плавления верхней мантии на небольшой глубине, но при высокой температуре, характерной для океанических секторов Земли. Сочетание этих факторов хорошо объясняет очень большие объемы излияний океанических базальтов и их широкое площадное распространение.

В заключение необходимо отметить, что представление о вебстеритовом составе недифференцированной верхней мантии значительно повышает роль подкорового субстрата в качестве возможного источника рудного вещества, поскольку в пироксенах и гранате можно ожидать значительно более обильный и разнообразный набор примесных рудных элементов, чем в оливине. Как показали В.Д.Бар-

суков и Л.В.Дмитриев, гранатовые пироксениты содержат значительно больше олова, меди, ртути, цинка и золота, чем лерцолиты, гарцбургиты и дуниты.

Эффективным способом сегрегации рудных элементов, рассеянных в силикатных минералах мантии, является диффузия в кристаллах под действием градиентов температуры и давления, в результате которой примесные рудные компоненты будут накапливаться на границах зерен мантийного субстрата и могут образовать собственные минеральные фазы [94]. Это произойдет потому, что на границах зерен сильно облегчены диффузионные процессы; так как коэффициент диффузии по ним на несколько порядков выше, чем внутри зерна, а энергия активации примерно в два раза ниже. Дальнейшее увеличение размеров примесных фаз будет происходить при перекристаллизации мантийного субстрата, причем зерна примесных рудных минералов будут локализоваться в интерстициях между зернами силикатных минералов мантии [94]. Это сильно облегчит экстракцию рудных компонентов базальтовым расплавом, возникающим при частичном плавлении мантийного субстрата, так как при частичном плавлении перидотитов расплав концентрируется исключительно в интерстициях между зернами матрицы. Таким образом, если частичному плавлению подвергнется такой объем вещества мантии, где уже прошли процессы диффузионного перераспределения примесных рудных элементов, то в промежутках между зернами силикатных минералов окажутся и примесные рудные компоненты, и базальтовый расплав, что чрезвычайно облегчит ассимиляцию рудных компонентов этим расплавом. При частичном плавлении такого объема мантии, где примесные рудные компоненты еще рассеяны в кристаллической решетке силикатных минералов, подобного обогащения магматического расплава рудными элементами не произойдет.

Изложенные рассуждения позволяют по-новому поставить проблему рудоносности базальтовых магм. По-видимому, следует считать, что потенциальная рудоносность таких магм в очень большей мере определяется предыдущей историей того объема мантии, где происходит частичное плавление. Так, например, частичные выплавки, возникшие в пределах той части верхней мантии, которая еще не претерпела диффузионного перераспределения рудных компонентов, окажутся не рудоносными. Безрудными будут также расплавы, возникшие слишком поздно, когда примесные рудные компоненты

уже сконцентрировались в интерстициях и были экстрагированы расплавом на одном из предыдущих этапов магмообразования. Потенциально рудоносным может быть один из промежуточных этапов частичного плавления, проявившийся во время максимальной концентрации примесных рудных компонентов в промежутках между зернами силикатных минералов мантии.

Важное значение для определения металлогенической специализации базальтоидных формаций имеет также состав мантийного субстрата. В процессе своей геологической эволюции недифференцированная вебстеритовая верхняя мантия неоднократно подвергается частичному плавлению, продуцируя магматические расплавы и постепенно теряя при этом такие легкоплавкие компоненты, как кремнезем, глинозем, кальций и щелочи, одновременно обогащаясь магнием. Оставшийся в конце этого процесса от исходного материала мантии тугоплавкий остаток (рестит) отвечает по своему составу дуниту или гарцбургиту, поскольку клинопироксен выплавляется при частичном плавлении перидотитов в первую очередь. Гранатовые и шпинелевые лерцолиты представляют собой продукты промежуточных стадий этого процесса необратимой эволюции подкорового субстрата. Совершенно очевидно, что перидотитовая верхняя мантия обладает иным набором примесных рудных компонентов, чем вебстеритовая.

Таким образом, потенциальная рудоносность базальтовых магм зависит от времени их выплавления из вещества верхней мантии и от состава подкорового субстрата, т.е. определяется всем ходом глубинных геологических процессов. Именно в этом, по-видимому, кроется причина той связи между характером эндогенной металлогении и историей геологического развития, которая выявлена для многих рудных районов.

И.М.Волохов

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РАЗНООБРАЗИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Последние два-три десятилетия прогресса геологической науки дали геологам-магматистам обширный новый материал, представ-

ляющий серьезную основу для конструктивного обсуждения проблем магмато- и петрогенезиса. Материал этот общеизвестен.

Прежде всего, это – разносторонняя новая информация по изверженным породам, полученная благодаря внедрению в магматическую геологию формационного метода исследования породных ассоциаций. Характерно, что ассортимент последних был значительно расширен за счет океанических ассоциаций, чем был обеспечен выход магматической геологии в пределы акватории Мирового океана с превращением ее из чисто "континентальной" в по-настоящему "панглобальную" науку. Планетарный аспект магматической геологии впервые в ее истории позволил оценить генеральную направленность эволюции процессов формирования магматических ассоциаций в подвижных зонах Земли и выделить в ней минимум четыре этапа, синхронные с четырьмя этапами развития земной коры в направленности от океанических к континентальным ее типам: 1) базальтовый магматизм активизированных талассократонов, создающий кору срединных океанических хребтов, океанических островов и фундамента островных дуг; 2) существенно андезитовый магматизм островных дуг и кордильер окраин континентов, формирующий кору переходного типа; 3) гранитно-батолитовый магматизм складчатых областей, образующий "гранитную" кору континентов, и 4) существенно базальтоидный магматизм зон активизации континентальных кратонов, усложняющий увеличивающийся по мощности разрез континентальной коры.

Важными для магматической петрологии явились обильные новые данные экспериментальной петрологии о параметрах и механизмах физико-химических равновесий в квазимагматических системах с летучими компонентами (водой, двуокисью и окисью углерода, водородом, галогенами и т.п.), позволившие по-новому оценить свидетельства участия в магмато- и петрогенезисе растворов подкорового происхождения. В уяснении значения этих растворов представляются исключительными новые вулканологические данные, в частности о составе и P-T-параметрах паро-газовой составляющей лав, высвобождающейся при дегазации лавовых озер и потоков, при вулканических эксплозиях и т.п.; кроме того, данные о гидротермальных системах в вулканических областях и другие данные, открывающие действенную ретроспективу попыткам реставрации характеристик интрателлурического потока растворов и энергии.

При решении магмато-петрогенетических проблем весьма важными оказались данные о внутреннем строении Земли, в том числе о глубинном строении магматогенерирующих структур. Исключительными по значимости здесь явились данные сейсмического зондирования магматических очагов под вулканами, засвидетельствовавшие мантийное залегание очагов базальтовых вулканов; а также данные сейсмотектонических исследований, указавшие на резкую анизотропию поля динамических напряжений в пределах подвижных зон, на чередование в них по-разному нагруженных тектонических масс и формирование в разгруженных зонах каналов, способных дренировать флюиды и локализовать восходящие интрателлурические потоки растворов и энергии.

Вся эта совокупность геолого-петрологической и геофизической информации поставила геологов-магматистов перед необходимостью пересмотра существующих концепций магмато- и петрогенезиса и поиска решений, отвечающих требованиям новой фактологической ситуации.

В лаборатории магматических формаций ИГиГ СО АН СССР при анализе состояния магмато-петрогенетических проблем и оценке вариантов их решения предпочтение уже на поисковом этапе исследований* [27-29] было отдано известной концепции Д.С.Коржинского-Ю.А.Кузнецова. Смещение акцентов с "сухого" магмообразования на "мокрые" его варианты позволило распространить механизмы магматического замещения, созданные в рамках данной концепции, не только на гранитное, но и на всякое другое магмо- и породообразование. Не останавливаясь на главных положениях сформулированного при этом варианта концепции магматического замещения они достаточно подробно рассмотрены основателями концепции**.

* И.М.Волохов. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах – родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск, Наука, 1972; Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 9; Геол. и геофиз., 1975, № 1; Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 3.

** Д.С.Коржинский. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2; Он же. – В кн.: Магматизм, формации кристаллич. пород и глубины Земли. Ч. I, М., Наука, 1972; Ю.А.Кузнецов. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964 и др.

автором [28, 29] и др., — подчеркнем, что в этом варианте как будто удалось дать в известной мере оригинальное решение вопросов разнообразия магм и магматитов и подтвердить вывод о многофакторном характере данного разнообразия. В рамках "флюидной" концепции магматизма к факторам разнообразия были отнесены следующие пять наиглавнейших, каждый со свойственной только ему спецификой действующих начал.

1. Геотектонические факторы работают на магматическое разнообразие опосредствованно. Имми обеспечивается а) предыстория магматизма — заложение в литосфере подвижных тектонических зон, в структурах растяжения которых закладываются флюидопроводники, интенсифицирующие процессы дегазации мантии, в том числе подъем интрателлурических магмогенерирующих растворов и энергии, а потом б) непосредственно сам магматизм — формирование магматических очагов (колонн) и магмоводов, продвигающих магматические расплавы вслед за флюидами на все более высокие уровни подвижных зон, и, наконец, становление магматических формаций. Структуры сжатия в пределах таких подвижных зон при этом оказываются практически амагматичными.

Магматическая активизация подвижных зон Земли интенсифицирует тектоническую эволюцию земной коры: увеличивает ее мощность за счет дополнительных объемов магматических интрузий, экструзий, эффузий и эксплозий, формируя таким образом на первых порах ее "базальтовый" слой, а с погружением последнего на глубины возможного магмообразования и "гранитно-осадочную" оболочку, что демонстрирует диалектическое взаимодействие тектонических и магматических факторов эволюции корообразующего процесса.

Специфика конкретной геотектонической ситуации влияет на магматическое разнообразие тем, что она в ходе погружения в земные недра тектонических масс низов возросшей по мощности земной коры вовлекает в магматический процесс новые, уже не ультрабазитовые (перидотитовые, пиролитовые и т.п.), а базитовые (базальтовые) магмообразующие субстраты, обуславливая тем самым соответствующие изменения в составе магматических продуктов, генерируемых в подвижных зонах, и обеспечивая общее их окисление и формирование на головах магматических колонн сначала средних, а потом все более кислых магматических расплавов.

Рост мощности земной коры в ходе ее тектоно-магматической

эволюции и, соответственно, перемещение капителей магматических колонн в коровое окружение сопровождается ростом протяженности магматических колонн в гравитационном поле Земли, что усиливает докристаллизационную гравитационную дифференциацию магмы в колоннах. Благодаря этому на фронте продвигающейся вверх колонны интенсифицируется процесс обособления все более кислых и более богатых летучими компонентами порций расплавов (иногда, по-видимому, не без явлений ликвации) и, таким образом, множится разнообразие расплавов по восстанию колонн. Данный процесс оптимизируют условия закрытых в отношении флюидов режимов эволюции магматических систем. Возникновению таких условий благоприятствуют напряжения тектонического сжатия, выступающие при этом как фактор магматического разнообразия.

2. Состав магмообразующих и взаимодействующих с магмой породных субстратов в роли фактора разнообразия выступает во время генерации и последующей эволюции магмы, находя свое непосредственное отражение в изменениях состава последней, а через них — в вариациях состава магматических пород и породных ассоциаций.

Магматизм, как известно, проявляется в подвижных зонах, залегающих в пределах различных по типу геотектонических структур. Среди последних в очередности, отвечающей нарастанию степени тектонической зрелости, выделяются: талассократоны с их тонкой базальтовой корой с ложем не глубже океанического раздела Мохоровичича; затем, геосинклинальные и складчатые области с их мощными корнями и зрелой корой с хорошо развитым гранитно-осадочным слоем; наконец, настоящие континентальные кратоны также с мощной дифференцированной зрелой континентальной корой с ложем значительно глубже континентального раздела Мохоровичича. Различия в мощности коры и в составе пород, составляющих каждый конкретный ее разрез в пределах данной геотектонической структуры, находят отражение в различиях упоминавшихся выше четырех типов магматизма подвижных зон.

В океанических структурах относительное однообразие состава магмообразующих субстратов в сочетании с преимущественно стабильным флюидным режимом толеитовобазальтовых магматических систем обуславливает, по крайней мере на уровне капителей магматических колонн, минимум разнообразия в составе океанических магм и магматитов.

В структурах островных дуг с увеличением мощности коры и вовлечением в магматическое замещение не только мантийных, но также корово-мантийных и коровых магмообразующих субстратов усиливается дифференциация расплавов в головной части магматических колонн. Расплавы здесь из базальтовых трансформируются в андезитовые, дацитовые и даже риолитовые. Извержение таких расплавов в эффузивной фации дает заметное разнообразие ассоциаций вулканитов, а в интрузивных фациях повторяет такое же разнообразие в дифференцированных plutонических формациях, начиная с той же габбро-пироксенит-дунитовой и кончая батолитовой гранитоидов "пестрого" состава. Аналогичная картина, очевидно, будет наблюдаться в структурах собственно геосинклинального типа, а также в складчатых областях на начальных раннеорогенных этапах их развития, когда для магматических систем характерны неустойчивые флюидные режимы с ритмическим чередованием состояний закрытости и открытости.

На орогенном этапе эволюции складчатых областей с воцарением относительно стабильного и притом закрытого в отношении магмы и флюидов режима магматических систем на головах магматических колонн начинают работать процессы настоящего магматического замещения, формирующие не дифференцированные, а относительно выравненные по составу квазиэвтектоидные гранитоидные расплавы, дающие при кристаллизации автохтонные батолитовые формации нормальных гранитов. Это случай, когда магмообразующие субстраты в полных разрезах хорошо дифференцированной континентальной коры не столько разнообразят, сколько унифицируют составы магм и магматитов. Впрочем, здесь следует подчеркнуть, что на однообразие батолитовых гранитов разнообразная по составу кора влияет не полным своим разрезом, а лишь верхней его частью — более или менее единообразной гранитно-осадочной оболочкой достаточно большой мощности. Наличие такой оболочки в разрезе коры — настолько обязательная деталь механизма гранитного магматического замещения, что без нее подобное гранитообразование оказывается попросту невозможным. Свидетельством этому служит океанский магматизм с его, по существу, полной стерильностью в отношении гранитной составляющей.

В связи с батолитово-гранитным магматизмом нужно особо подчеркнуть стабильность флюидного режима при гранитообразова-

нии. В отличие от стабильности режима флюидов в открытых системах толеитобазальтового океанического магматизма для стабильности в рассматриваемом случае характерны не минимумы, а максимумы флюидного давления ($P_{фл}$). Высокая флюидонасыщенность "мокрой" гранитоидной магмы в условиях батолитового магматизма делает эту (в "сухом" виде весьма вязкую и потому предельно инертную) расплавленную субстанцию весьма активной, высокоподвижной, способной достаточно совершенно выравнивать состав конкретных гранитоидных эктектик в соответствии с конкретными величинами $P_{фл}$ и, таким образом, обеспечивать наблюдаемое в природе постоянство состава батолитовых гранитов в пределах обширных латералей независимо от состава исходных субстратов.

3. Состав интрателлурических растворов как фактор магматического разнообразия играет важную роль на всех этапах магматического процесса. Построение всеобъемлющей модели состава интрателлурических растворов – сложная и во всей полноте явно неразрешимая задача, особенно для глубинных уровней их миграции. Это обусловлено тем, что растворы при относительно ограниченном и довольно постоянном наборе входящих в них элементов – H, O, C, N, S, галогены, щелочи и т.п. – на разных уровнях глубинности обладают компонентным составом, складывающимся в непрерывно меняющихся комбинациях этих элементов. Тип и характер компонентов при таких комбинациях определяется природой элементов, физико-химическими условиями в их восходящем потоке, а также составом и свойствами среды их миграции.

Состав магнеобразующих флюидов на наблюдаемых горизонтах земной коры, т.е. в местах непосредственного породообразования, определяется главным образом компонентами воды (около 90–95%); остальные 5–10% бывают представлены соединениями углерода (CH_4 и его гомологи, битумы, CO, CO_2 и т.п.), азота (CN, NH_3 , N_2 и т.п.), серы (H_2S , SO_2 , SO_3 и т.п.), а также фтора, хлора, натрия, калия и др.

Сравнительный анализ данных о составе паро-газовой фазы в продуктах вулканических извержений и составе ископаемых реликтовых флюидов в магматитах дает некоторые основания для суждений о тенденциях эволюции компонентного состава интрателлурических растворов. Судя по этим данным, в растворах с глубиной, вероятно, начинают преобладать компоненты, устойчивые в восста-

новительных условиях. На это указывает присутствие в паро-газовой фазе глубинных магматитов таких газов, как водород, углеводороды, сероводород и т.п., а в самих магматитах — таких минералов, как графит, алмаз, самородное железо, аварунит, когенит, муассанит, силикаты с двухвалентным железом и т.п. На менее глубоких уровнях происходит окисление названных компонентов с появлением в паро-газовой фазе воды, окиси и двуокиси углерода, сернистого газа и сернистого ангидрида; в твердой фазе при этом железо нулевой валентности переходит в двух- и трехвалентные формы, давая магнетит, маггемит гематит и т.п.; наряду с силикатами в минеральных парагенезисах появляются карбонаты, самородная сера и т.д.

Экспериментальные исследования квазимагматических систем показывают, что состав и количество флюидов, растворенных в магме, должны оказывать сильное влияние на состав и свойства этих систем. Реконструкция специфических черт данного влияния для мантийных и нижнекоровых уровней является сложной операцией — в основном из-за практически безнадежного дефицита точных данных о составе глубинного вещества и компонентном составе флюидов на указанных уровнях. Несколько лучше выглядит эта операция при анализе магматического процесса на верхнекоровых уровнях в местах формирования магматических породных ассоциаций, поскольку здесь кое-какие свидетельства участия интрателлурических растворов фиксируются в паро-газовой фазе жидких лав, в газовой-жидких флюидных включениях в магматитах, в особенностях магматических минеральных парагенезисов и т.д.

Судя по данным эксперимента, в основном два компонента — вода и уголекислота — влияют на состав и свойства магм и магматитов. Вода делает магму менее вязкой и, соответственно, более подвижной (свойство, важное для кислых, в осушенном виде очень вязких магм), снижает температуру ее ликвидуса и солидуса и, самое главное, смещает ее состав в сторону эвтектик, обогащенных полевошпатовой составляющей. Уголекислота как фактор, определяющий состав магмы, проявляет себя при формировании щелочных и щелочно-ультраосновных магм и пород, особенно при карбонатитообразовании. Влияние ее на температуру ликвидуса и солидуса — обратное влиянию воды.

Характер водно-углекислого баланса в магмах определяется

характером окислительно-восстановительного равновесия, которое меняется в зависимости от глубинности, состава минералов, буферирующих окисление магмы, и проницаемости ее окружения для водорода. О важной роли последнего в динамике окислительно-восстановительных превращений в магматических системах говорят опыты с базальтовыми расплавами при контролируемых P_{H_2O} , PCO_2 , P_{H_2} и $P_{O_2} \cdot (f_{O_2})$.

Учет возможных механизмов влияния миграции водорода за пределы магматической системы на формирование в ней конкретных значений окислительного потенциала позволяет по-новому оценить роль миграции водорода, а через нее — окислительно-восстановительных превращений как фактора разнообразия магм и магматитов [28, 29]. Действием этого фактора изменяется порядок кристаллизации порообразующих минералов, в результате чего становится возможной смена направлений дифференциации базальтовой магмы с боуэнзовского на феннеровский, а также превращения щелочноземельных типов магм и магматических ассоциаций в щелочные и ультращелочные и далее в карбонатитовые.

Изменения в составе интрателлурических растворов, вызванные увеличением концентрации щелочей и некоторых других специфических компонентов (соединений фтора, фосфора, титана и др.), могут вызывать магматическую ликвацию в до того однородных магмах, либо обеспечивать сохранение их в состоянии несмешиваемости в виде двух и, возможно, нескольких разных по составу расплавов, если таковые обрели различия при своем рождении.

4. Характер геотермобарического градиента в подвижных зонах, а также в формирующихся в них магматических очагах-колоннах задает соответствующие физические и химические параметры состояний в радиально протяженных магматических системах на каждом конкретном уровне их залегания. В общем виде определяемые ими тенденции сводятся к тому, что с увеличением глубины, т.е. с ростом общего давления и температуры в окружении магматической камеры, соответственно, растут магмостатическое давление и температура магмы.

В системах, открытых для флюидов, при этом с глубиной будет нарастать $P_{фл}$ и одновременно уменьшаться f_{O_2} . В системах закрытого типа, как известно, стремящихся к выравниванию $P_{фл}$, после установления единого $P_{фл}$ указанные тенденции нарушаются.

Эквипотенциально уравновешенные (квазиравновесные по $P_{\text{фл}}$) системы в качестве градиентных по типу распределений имеют распределение характеристик концентраций (растворимости) флюидов в магме. При этом концентрация флюидов с глубиной будет падать, а по восстанию колонны расти; отклонения от первоначальных значений и в том, и в другом случае положительными по знаку будут в головной и отрицательными в корневой частях колонны. f_{O_2} при этом, как и в открытых системах, будет увеличиваться по восстанию магматической колонны и достигать максимума в ее головной части.

Складывающиеся в порядке приспособления к геотермобарическому градиенту градиентные распределения перечисленных характеристик флюидной составляющей магматических систем в свою очередь сами оказывают влияние на характер распределения компонентов в расплавной части систем, вызывая изменения в составе магмы, соответствующие конкретным значениям названных параметров на каждом данном уровне глубинности.

5. Гравитационный градиент и радиальная протяженность магматических очагов-колонн в поле тяготения Земли. Анизотропия структуры гравитационного поля обуславливает градиентный характер распределения значений гравитационного потенциала в направлении земного радиуса. Перераспределение вещества Земли в радиальном направлении, способствовавшее формированию оболоченной структуры планеты, проявляется как процесс гравитационной дифференциации не только в глобальных масштабах, а также в масштабах отдельных подвижных зон, причем наиболее эффективно не в твердом, а в жидкостномагматическом состоянии вещества, т.е. собственно в магматических системах, локализованных в названных зонах. Эффективность гравитационных процессов при более или менее стабильном положении гравитационного градиента определяется минимум двумя факторами.

Первый из них – это протяженность магматической системы по земному радиусу, влияющая на гравитационное распределение вещества тем больше, чем существеннее разница между гравитационными потенциалами на апикальных и корневых уровнях системы, чем большее количество вещества окажется заключенным между этими уровнями, чем большие массы вещества будут вовлечены в гравитационный процесс.

Второй из факторов – это степень физико-химической мобильности системы, в частности жидкостьность ее вещества, кроме того, специфика состава, объем и масса субтактических групп в этом веществе, величина разницы в плотности наиболее "тяжелых" и наименее "легких" его компонентов. В системах с высокой физико-химической мобильностью гравитационные процессы облегчает низкая вязкость магматических расплавов, особенно характерная для тех из них, которые обладают высокой флюидонасыщенностью и значительным содержанием плавневых компонентов. Наиболее охотно гравитационная докристаллизационная дифференциация проявляется во всевозможных базальтоидных системах, т.е. системах с максимальной разницей в плотности между тяжелыми и легкими субтаксисами, обеспечивающей существенное разделение компонентов исходной базальтовой магмы. В салических гранитоидных и ультрамафических пироксенито-перидотитовых системах эти эффекты минимальны.

Примеры наиболее эффективных проявлений гравитационного фактора наиболее многочисленны в максимально дифференцированных интрузивных и эффузивных ассоциациях, формировавшихся, как правило, в условиях господства закрытых в отношении флюидов режимов эволюции магматических систем. Среди них можно отметить различные гипербазит-базитовые интрузивные ассоциации, например, типа габбро-пироксенит-дунитовой складчатых областей, а также кисло-средне-основные эффузивные риолит-дацит-андезит-базальтового ряда.

Режимы закрытости-открытости магматических систем в местах становления магматических формаций как главный фактор разнообразия их состава. Перечисленные ранее факторы магматического разнообразия действуют в масштабах всей зоны генерации и последующей эволюции магм, начиная с мантийных глубин и кончая периферийными коровыми фациями глубинности. Однако для непосредственно изучаемых магматической геологией и петрологией разновидностей пород и породных ассоциаций (образований по существу всегда верхнекоровых уровней формирования) самыми главными представляются проявления названных факторов непосредственно в местах становления конкретных магматических формаций, т.е. в пределах капителей магматических колонн. Доминантой разнообразия магм и магматитов, формирующихся здесь в потоках интрателлурических растворов, будет выступать степень закрытости-откры-

тости магматических систем в отношении флюидов по той простой причине, что именно ею в конечном счете определяются величины таких важных параметров состояния магматических систем, как $P_{\text{фл}}$, H_2O , CO_2 , уровень щелочности и т.п. Значения названных параметров, складывающиеся в расплавах капительных уровней магматических колонн непосредственно перед становлением расплавов, определяют состав последних, а через них и состав возникающих здесь магматических формаций.

Подчеркивая важность $P_{\text{фл}}$ как параметра, определяющего в какой-то мере степень разнообразия магм и магматитов на головах магматических колонн, очевидно, следует отметить, что это разнообразие будет зависеть не столько от величины $P_{\text{фл}}$, но и от того, насколько оно стабилизировано на каждом данном этапе эволюции расплава.

Это разнообразие сведено до минимума в системах с устойчивым (неважно, меньшим или большим) флюидным давлением ($P_{\text{фл}} = \text{const}$). При $P_{\text{фл}} = \text{min}$, что характерно для открытых систем, рождаются устойчивые по химизму формации, например, типа толеитовобазальтовой океанов и континентов; при $P_{\text{фл}} = \text{max}$, что характерно для закрытых систем, создаются формационные типы наподобие формации настоящих гранитных батолитов, также очень выдержанных по составу.

Максимум разнообразия состава расплавов и пород свойственен системам с резко неустойчивым флюидным давлением ($P_{\text{фл}} \neq \text{const}$). Системы эти функционируют в пульсационно-ритмическом открыто-закрытом режиме и создают широкое разнообразие состава, например, в тех же уже упоминавшихся риолит-дацит-андезит-базальтовых, габбро-пироксенит-дунитовых и т.п. формациях щелочноземельного ряда или щелочно-базитовых и щелочно-ультраосновных интрузивных и эффузивных формациях щелочного ряда.

Сказанное в равной мере касается и оценки роли окислительно-восстановительного равновесия в расплавах головной части магматических колонн. От того, куда смещено это равновесие, зависит состав магм и направление их дифференциации. При прочих равных условиях окислительный потенциал магматической системы, с одной стороны, возрастает с увеличением $P_{\text{фл}}$, а с другой — оказывается тем выше, чем меньше глубина залегания системы. При этом и в первом и во втором случае интенсифицируется генерация

водорода в процессах ассоциации-диссоциации воды и ее компонентов и, таким образом, оптимизируется диффузия водорода за пределы магматической системы. В итоге с ростом f_{O_2} типы магматической дифференциации расплавов все более и более отклоняются от щелочноземельных к настоящим щелочным.

В рамках данного механизма определенную роль играет режим углекислоты ювенильного (углеводородного) генезиса. В формировании высоких потенциалов щелочей наряду с отмеченным, по-видимому, важное значение имеет подпрудивание щелочных компонентов полупроницаемыми для растворов и непроницаемыми для магмы преградами, в частности кровлей магматического очага (или колонны).

Р.М.Слободской

ЭЛЕМЕНТООРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ В МАГМАТОГЕННЫХ И РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССАХ

Начало этому новому и перспективному направлению петрологии положено работами безвременно скончавшегося Р.М.Слободского, успевшего наметить лишь основные положения выдвинутой им гипотезы и рассмотреть ряд вытекающих из нее геолого-петрологических следствий. Первые многообещающие результаты этих исследований Р.М.Слободского изложены в серии статей его [I04-I05, I35-I41], рукописях и посмертной монографии [I42].

Свойства ЭОС и геологические предпосылки их существования в земных недрах. Элементоорганическими соединениями, или сокращенно ЭОС, в химии называются соединения различных элементов с углеводородными и карбонильной (CO) группами. Наиболее важны для обсуждения петрогенетических вопросов такие свойства ЭОС, как высокая их летучесть, устойчивость в восстановительных условиях и ее понижение с повышением температуры, кислородного потенциала и активности входящих в их состав соединений и с падением давления.

В земных условиях подавляющее большинство ЭОС неустойчиво, однако с повышением давления и усилением восстановительных условий их существование вполне допустимо. Предпосылкой этого является распространенность компонентов ЭОС, в первую очередь уг-

лерода, в породах и рудах, вулканических газах. Понижение кислородного потенциала с глубиной, также благоприятствующее устойчивости ЭОС, доказывается возрастающим с глубиной распространением самородных металлов, кремния, графита, алмаза и восстановленных или низкоокисленных соединений (муассанита, когенита, силицитов железа, джозефинита, водород-углеводородных газов, битумов и т.п.), восстановительным характером наиболее горячих и высоконапорных, т.е. наиболее близких к ювенильным, вулканических газов, в которых установлены водород, углеводороды и окись углерода. Эти же компоненты найдены и в газовых включениях вулканических пород из самых разных районов мира. Таким образом, с глубиной усиливается роль факторов, благоприятствующих устойчивости ЭОС и увеличивается вероятность существования ЭОС в зоне, промежуточной между поверхностью Земли, где углерод находится большей частью в окисленном состоянии, и ее глубинами, где, по современным представлениям, распространены гидриды и карбиды.

Гипотетическое участие ЭОС в эндогенных процессах позволяет снять ряд затруднений в интерпретации некоторых вещественных и структурных особенностей магматических и рудных образований.

ЭОС в магма-тогенных процессах. Внутреннее строение гранитоидных батолитов, их структурные и вещественные взаимоотношения с вмещающими породами и другие особенности в настоящее время и наиболее удовлетворительно объясняются с позиций гипотезы магматического замещения под воздействием интрателлурических потоков. Объяснить некоторые особенности минерального состава гранитоидов, закономерности их локализации и морфологии батолитов, а также приблизиться к пониманию вещественно-энергетических превращений, происходящих при батолитовом гранитообразовании, можно исходя из представлений о восстановительном характере интрателлурических потоков. К свидетельствам существования восстановительной обстановки на определенных этапах гранитообразования относятся многочисленные находки в гранитах муассанита и самородного железа. Их присутствие логично связывать с восстановительным характером флюидов, поток которых был наиболее интенсивным на ранних этапах гранитообразования. По-видимому, такая обстановка фиксируется в составе некоторых кислых эффузивов, содержащих фаялит и лишенных окисных минералов железа. На более

поздних стадиях гранитообразования вследствие затухания потока летучих возникают условия для выравнивания кислородного потенциала с вмещающими породами и, соответственно, повышения его в гранитах, после чего ранние восстановленные минералы сохраняются в глубинных гранитах лишь в виде реликтов.

Экзотермическое окисление восстановленных глубинных флюидов является, по мнению ряда авторов, причиной расплавления субстрата и возникновения магматических очагов. К настоящему времени имеется очень много примеров плитообразной формы плутонов, доказанной разными способами. При этом уплощенные субгоризонтальные плутоны, как правило, залегают между кристаллическими комплексами и перекрывающими их осадочными чехлами. Эти особенности трудно объяснимы как с позиций механического вторжения, так и с позиций магматического замещения. С привлечением же концепции экзотермического окисления сквозьмагматических флюидов приуроченность плитообразных плутонов к основанию слабо метаморфизованных толщ получает логичное объяснение. В осадочных породах, богатых окисными соединениями железа, водой, карбонатами и т.п., потенциал кислорода несомненно более высок, чем в породах кристаллического основания. Поэтому контакты между ними представляют своего рода геохимический барьер, при прохождении которого должно значительно усиливаться взаимодействие интрателлурических флюидов с породами, познщают зоны повышенных температур и очаг магмообразования. Расплавлению должны способствовать присутствие в реакционной зоне воды, содержащейся в исходных породах, привнос щелочей и сопряженный вынос из них мафических компонентов под воздействием интрателлурических флюидов.

Указанная выше направленность изменения вещественного состава субстрата при гранитизации известна давно и нашла многочисленные подтверждения в виде экзоконтактовых зон базификации вмещающих пород, скарнов, обогащенных сравнительно с исходными породами железом и магнием, роговиков, иногда пород типа диоритов и габбро, которые, однако, по своему положению и генетической сущности являются ничем иным, как достаточно крупнозернистыми роговиками. Известны вполне убедительные геологические доказательства того, что изменения химизма вмещающих пород в экзоконтактовых зонах происходят в прогрессивную стадию формирования автохтонных гранитоидных плутонов. Значительная роль

в фракционировании вещества и селективном выносе во вмещающие породы отводится транспорту в газовой фазе.

Суть процесса разделения петрогенных элементов при формировании гранитоидных батолитов может быть удовлетворительно понята, если допустить их перенос восстановительными интрателлурическими флюидами в форме ЭОС. Общими свойствами всех ЭОС, устойчивых в восстановительной обстановке и большей частью высоколетучих, являются их термический, гипобарический и окислительный распад. Существенно, что распад и окисление ЭОС идут с экзотермическим эффектом. Весьма важным для обсуждения рассматриваемого вопроса является различная устойчивость ЭОС разных металлов, по которой петрогенные металлы образуют ряд $(K, Na) < (Mg, Ca) < Fe$.

Как показывают термодинамические расчеты, в глубинных геосферах газовые компоненты находятся в соединениях преимущественно со щелочными металлами. При миграции с поверхности Земли такие соединения станут в связи с повышением потенциала кислорода неустойчивыми, щелочные металлы будут замещаться менее активными Mg, Ca, Fe . Применительно к нашей проблеме это означает накопление щелочных металлов на границе кристаллического основания и осадочного чехла и вынос из этой зоны мафических компонентов, которые будут отлагаться в связи с дальнейшим повышением кислородного потенциала и окислительным распадом ЭОС.

Фракционирование петрогенных элементов в расплавах при участии газовой фазы возможно и в базитовых расплавах. Об этом свидетельствуют изменения состава излияний базальтовых лав вулкана Толбачик в 1975–1976 годах. При сравнении ранних извержений и последующих отмечается заметное уменьшение содержания MgO и CaO , возрастание — $Al_2O_3, Na_2O, K_2O, TiO_2$, отношения $K_2O : Na_2O$ и некоторое увеличение содержания кремнезема. Важным обстоятельством является восстановленный состав газов, о чем свидетельствует их горение в жерловых струях, газовых язычках из лав и обнаружение восстановленных компонентов, не успевших окислиться, в пробах газов. Характер изменения состава лав, не согласующийся с порядком кристаллизации минералов, не позволяет применить здесь гипотезу кристаллизационной или ливационной дифференциации. Этому препятствуют непрерывный характер извержений и практическое единство магмовыводящих каналов, не согла-

сущиеся также и с гипотезой выплавления базальтов в разных по термодинамическим условиям и составу очагах. Если же исходить из неодинаковой устойчивости ЭОС разных петрогенных элементов, то станет очевидным обогащение нижних частей магматического очага, через который проходит интрателлурический поток ЭОС, щелочами, преимущественно калием, затем глиноземом и титаном, а фронтальных – магнием и кальцием. Такое распределение компонентов в магматической колонне хорошо согласуется с наблюдаемой эволюцией извергаемых из одного очага расплавов, а потоки "попутных" восстановленных газов также подтверждают участие ЭОС в вулканическом процессе.

ЭОС в рудообразующих процессах. Весьма плодотворным оказывается рассмотрение широкого спектра рудообразующих процессов в свете возможного участия в них ЭОС как основных транспортных агентов. При этом становится возможной удовлетворительная расшифровка ряда прежде необъяснимых явлений. К ним, например, относится несоответствие между температурами плавления рудных минералов (самородных платины и железа, хромита, магнетита) магматогенных месторождений и температурами выделивших их расплавов, меньшими на 500–600⁰С, образование чилийских и иранских магнетитовых лав и т.п. Эти несоответствия устраниваются, если допустить выделение рудных компонентов из транспортирующих их ЭОС при их гипобарическом, термическом или окислительном распаде.

Другим примером является фумарольное минералообразование, отличающееся широким спектром содержащихся в газах элементов и осаждающихся из них минералов, в том числе самородных, окисных, сульфидных, галоидных, сульфатных, карбонатных и т.п. Традиционные представления о переносе металлов в виде хлоридов сталкиваются с рядом трудностей. Например, окисные минералы (образующиеся, как считают, вследствие реакции хлорида с водой) отлагаются в более сухой и высокотемпературной обстановке наиболее глубоких частей фумарольных потоков, тогда как в низкотемпературных и более увлажненных приустьевых частях гидролиз не происходит и осаждаются хлориды. Другим камнем преткновения является транспортировка в одной флюидной системе металлов и серы. Постоянное присутствие углеродных соединений в вулканических газах позволяет допустить участие в процессе ЭОС в качестве

транспортных агентов. Если взять такой распространенный элемент как железо, то в качестве содержащих его ЭОС могли быть как простые типа $\text{Fe}(\text{CO})_5$, $\text{Fe}(\text{C}_5\text{H}_5)_2$, так и галогенсодержащие и серосодержащие соединения как $\text{C}_5\text{H}_5\text{Fe}(\text{CO})\text{Cl}$, $\text{Fe}(\text{CO})_9\text{S}_2$, $\text{Fe}_2(\text{CO})_6\text{S}_2$, $\text{Fe}_3(\text{CO})_9\text{S}_2$. В результате распада и окисления этих соединений может возникнуть практически полный набор наблюдаемых продуктов фумарольной деятельности: углеводороды, хлориды, сульфиды, окислы, карбонаты железа, HCl , H_2S , SO_2 , SO_3 , H_2O , CO_2 и т.д. Все сказанное справедливо и для других металлов и не противоречит известным фактическим материалам.

Такие же формы миграции возможны и для скарнообразующих элементов: участвующий в скарнообразовании кремний может мигрировать либо в виде сложных ЭОС типа $(\text{Cl}_3\text{Si})_2\text{Fe}(\text{CO})_4$, либо в форме самостоятельных кремнийорганических или кремнийводородных соединений (силанов). Поскольку резких перепадов давления, как в случае фумарол, здесь не происходит, существенно иным оказывается и механизм распада, обусловленный в данном случае взаимодействием с вмещающими породами. Находки графита в скарнах независимо от его источника свидетельствуют о восстановительном характере флюидов, в том числе и углеродных соединений, при окислительном распаде которых могли образоваться силикаты, рудные минералы, кварц и самородный углерод (графит).

На участие ЭОС в гидротермальном рудообразовании указывают случаи тесной ассоциации золота с органическим веществом. Природа последнего может быть двоякой — доминерализационной или сорудной. Имеются, однако, данные о независимости содержания углеродных веществ от литологии вмещающих толщ и о корреляции его со степенью тектонической нарушенности и метасоматической проработки рудовмещающих зон. Кроме месторождений Енисейского края, где установлены такие отношения, показательным является Дарасунское месторождение, в районе которого развиты почти исключительно гранитоиды. В восстановительной обстановке, характерной для золоторудных месторождений, перенос золота мог происходить в виде простых ЭОС, либо в виде сложных, включающих хлор, серу, кремний или железо с фосфором. Участие ЭОС возможно и в образовании медной минерализации, например, в месторождениях оз.Верхнее (США). Наиболее удовлетворительной формой подвижных соединений меди представляются медьорганические соединения

типа CH_3Cu , $\text{C}_5\text{H}_5\text{CuCO}$, $(\text{CH}_3\text{O})\text{C}_6\text{H}_2\text{Cu}$ с близкими к ковалентным связями. При их распаде происходит осаждение самородной меди, окисное железо вмещающих базальтов восстанавливается и мигрирует в виде ЭОС: $\text{C}_5\text{H}_5\text{CuCO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Cu} + (\text{C}_5\text{H}_5)_2\text{Fe} + \text{CO}_2$. Эти представления о возможной природе рудообразующих соединений подтверждаются ассоциацией самородной меди с углистым веществом на месторождении Уайт-Поинт, где частицы меди обычно покрыты битумоидными оболочками. Имеются убедительные свидетельства участия эндогенного органического вещества в образовании медно-колчеданных месторождений Урала. Такого же рода признаки обнаруживаются и во многих свинцово-цинковых и флюорит-полиметаллических месторождениях мира. Имеются признаки участия ЭОС в формировании ртутной минерализации, с другой стороны, ртуть — обычный компонент газовых месторождений.

В свете гипотезы ЭОС рассмотрен ряд структурных особенностей полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Рудные поля здесь приурочены к пересечениям глубинных разломов, а подавляющее большинство месторождений сосредоточено в пересечениях узкими дизъюнктивными зонами разделов вулканогенных и перекрывающих их осадочных толщ. Другой особенностью рудно-алтайского региона является зональное распределение с эшелонированием снизу вверх медных, медно-цинковых, полиметаллических, свинцово-цинковых и существенно свинцовых месторождений. Рудные тела окружены ореолами пиритизации, предшествующей оруденению, и ореолами метасоматически измененных пород также с зональным распределением: к рудным телам примыкают окварцованные и кварц-серицитовые породы, с удалением и по восстановлению рудных залежей они сменяются серицито-хлоритовыми, а еще выше карбонатными и баритовыми.

Применение распространенных гипотез рудообразования к рудно-алтайским месторождениям сталкивается с рядом непреодолимых трудностей при решении таких вопросов, как механизм переноса, природа зональности, причины локализации руд и т.п. Явно несостоятельными, например, оказываются предположения о переносе рудных компонентов в хлоридной или полисульфидной форме. В то же время возможность участия ЭОС в качестве агентов рудообразования хорошо согласуется с обилием карбонатов, уголекислоты и других углеродных соединений в рудах вместе с серой, с низким кислородным потенциалом среды рудообразования. В случае уча-

ствия ЗОС в рудообразующей системе находит простое объяснение приуроченность рудных тел к границам разнородных толщ как к окислительному барьеру. Наблюдаемая рудная зональность является естественным следствием последовательного распада ЗОС разных металлов в ряду Cu-Zn-Pb-Fe . Соответственно в непосредственной близости к рудопроводящим структурам локализуются концентрации меди, затем цинка, свинца и на периферии рудных тел – сульфиды железа. Зональность околорудного метасоматоза объясняется выносом из зон фильтрации рудообразующих потоков наиболее подвижных ЗОС железа и магния и последующим их распадом с образованием хлоритовых метасоматитов.

ЗОС и образование некимберлитовых алмазов. Среди некимберлитовых алмазов наиболее часты их находки в гипербазитах. Алмазы в них ассоциируют с платиновыми или хромитовыми позднемагматическими рудами, температуры образования которых оцениваются в $1000-1300^{\circ}\text{C}$ и ниже, а давление – в 2–6 кбар, т.е. в условиях весьма далеких от области термодинамической устойчивости алмаза, определенной теоретически и экспериментально. Многочисленные находки самородных и восстановленных веществ, водородные и метановые струи и т.п. указывают на восстановительный режим кристаллизации гипербазитов и обилие восстановительной флюидной фазы.

С другой стороны, теоретические, экспериментальные и технологические данные показывают, что в принципе возможен синтез алмазов в качестве метастабильной фазы при $600-1200^{\circ}\text{C}$ и давлениях от долей мм рт.ст. до сотен атмосфер с использованием летучих, в том числе и (что заслуживает особого внимания) ЗОС, разлагающихся с образованием углеродных цепочек, близких по структуре к алмазу. Важную роль играют близкие по структуре к алмазам подложки в виде самородных металлов, кубического карбида кремния и других. Для стабилизации роста используется разбавление углеродсодержащих газов водородом. Сравнение условий искусственного синтеза алмаза из газовой фазы с обстановкой формирования гипербазитов и платино-хромитовых руд показывает достаточную их близость с той лишь разницей, что природные условия характеризуются существенно большими давлениями, благоприятствующими алмазообразованию. Следовательно, алмазы в гипербазитах могли образоваться путем эпитаксиального роста из угле-

родсодержащих газов. Подложкой при этом могли быть платина, освобождающаяся при распаде ее ЭОС, хромит, кубический муассонит, возможно, шпинель. Важным фактором распада ЭОС на позднемагматическом этапе могло быть снижение давления, обусловленное кристаллизационной усадкой.

Приведенные примеры демонстрируют плодотворность применения гипотезы ЭОС в моделировании эндогенных процессов, равно как и необходимость ее дальнейшей разработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В.И., Ковалев Г.Н., Слезин Ю.Б., Слободской Р.М. Шлаковые дайки в базальтах вулкана Малый Семячик на Камчатке. – Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1189–1191.

2. Балькин П.А. О формах проявления и генезисе нефелина и калиевого полевого шпата в породах Частайгинского массива (Кузнецкий Алатау). – Геол. и геоф., 1976, № 11, с. 139–144.

3. Балькин П.А. Поведение и распределение элементов-примесей в породах Балахчинского массива (Кузнецкий Алатау). – В кн.: Магматические формации Сибири, Новосибирск: Наука, 1977, с. 115–120.

4. Балькин П.А. Балахчинский массив двупироксеновых монцонит-диоритов и диоритов (Кузнецкий Алатау). – Там же, с. 58–80.

5. Балькин П.А. Раннепалеозойский габбро-диорит-монцонитовый комплекс Белоюсско-Батеневского поднятия Кузнецкого Алатау. – Автореф. канд. дисс. – Новосибирск: ИГиГ, 1977. – 21 с.

6. Балькин П.А., Богнибов В.И., Поляков Г.В. Габбро-монцодиорит-диоритовая формация Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья. – В кн.: Магматические комплексы Восточной Сибири, Новосибирск: ИГиГ, 1979, с. 3–32.

7. Балькин П.А., Богнибов В.И., Поляков Г.В. Габбро-монцодиорит-диоритовая формация Восточного Забайкалья. – В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 95–96.

8. Балькин П.А., Богнибов В.И., Поляков Г.В. Дунит-троктолит-габбровая формация южного складчатого обрамления Сибирской

платформы. - В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования, Новосибирск: ИГиГ, 1981, с. 18-19.

9. Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. - Новосибирск: Наука, 1976. - 330 с.

10. Белоусов А.Ф., Добрецов Н.Л., Додонова Т.А. и др. Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции. - Новосибирск: Наука, 1976. - 87 с.

11. Белоусов А.Ф. Вулканические формации докембрия и раннего палеозоя Алтае-Саянской области и докембрия Урало-Монгольской провинции. - В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск: ИГиГ, 1976, с. 92-101.

12. Белоусов А.Ф., Лапин Б.Н., Поляков Г.В. и др. Вулканические комплексы верхнего докембрия и палеозоя Алтае-Саянской области. - В кн.: Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1978, с. 97-133.

13. Белоусов А.Ф. Серийная модель в исследовании ассоциаций магматических пород. - Геол. и геоф., 1978, № 12, с.14-20.

14. Белоусов А.Ф. Популяционная модель в исследовании ассоциаций магматических пород. - Геол. и геоф., 1979, № 1, с.35-45.

15. Белоусов А.Ф. Системный подход и некоторые методологические проблемы исследования геолого-географических формаций. - В кн.: Философско-методологические проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 276-294.

16. Белоусов А.Ф. Системный анализ в науках о Земле. - Геол. и геоф., 1979, № 9, с. 3-12.

17. Богнибов В.И. Дополнительные интрузии лейкогранитов раннепалеозойской батолитовой формации Кузнецкого Алатау. - В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 131-144.

18. Богнибов В.И. Проявление нефелиновых пород в связи с раннепалеозойскими гранитоидами в Кузнецком Алатау. - В кн.: Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 49-57.

19. Богнибов В.И., Кривенко А.П., Вицина Т.Р., Балькин П.А. Апатитоносность когтахского габбро-диорит-монцонитового комп-

лекса в Кузнецком Алатау. - В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: ИГиГ, 1978, с. 71-85.

20. Бородаевская М.Б., Белоусов А.Ф., Гладких В.С. и др. Современное состояние классификации и номенклатуры эффузивных и пирокластических пород. - В кн.: Проблемы петрологии (геологические аспекты). Т. I. Алма-Ата, 1976, с. 250-253.

21. Владимиров А.Г., Хомяков В.Д., Ермолов П.В. Габброиды западной части Зайсанской складчатой системы и их рудоносность. - В кн.: Геохимия, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: ИГиГ, 1978, с. 56-70.

22. Владимиров А.Г. Позднепалеозойский магматизм Юго-Западной Калбы (Восточный Казахстан). - Автореф. канд. дисс. - Новосибирск: ИГиГ, 1979. - 20 с.

23. Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Кузубный В.С. О расчленении позднепалеозойских габброидов Юго-Западной Калбы. - Геол. и геоф., 1979, № 9, с. 43-52.

24. Владимиров А.Г., Изох А.Э. Латеральные тренды позднегерцинских гранитоидов Зайсанской складчатой системы и их петрогенетическая интерпретация. - В кн.: Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 57-70.

25. Владимиров А.Г., Изох А.Э. О самостоятельности пикритовых расплавов в существенно базитовых перидотит (пикрит)-диабазовых комплексах. - В кн.: Тезисы докладов У Симпозиума по геохимии магматических пород. М.: ГЕОХИ, 1979, с. II-12.

26. Владимиров А.Г., Изох А.Э., Яковлева Н.А. Пикритовые порфириды Зайсанской складчатой системы и их генезис. - Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1236-1240.

27. Волохов И.М. Интрузивные ассоциации инициального магматизма салаирид Алтае-Саянской складчатой области: формационные типы и некоторые вопросы их петрогенезиса. - В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск: ИГиГ, 1976, с. 73-92.

28. Волохов И.М. Магматические процессы и интрателлурические растворы. - В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 138-176.

29. Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации (Заметки и некоторые предположения о маг-

мато- и петрогенезисе). - Новосибирск: Наука, 1979. - 166 с.

30. Гусев Г.М., Жукова Е.Н., Непейна Л.А., Павлов А.Л., Слободской Р.М. Особенности химического состава продуктов извержения вулкана Тятя в 1973 г. - Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 6, с. 1438-1441.

31. Дистанова А.Н. Батолитовая гранитоидная формация Юго-Западного Забайкалья. - В кн.: Проблемы петрологии (геологические аспекты). Т. I; Алма-Ата, 1976, с. 206-207.

32. Дистанова А.Н., Довгаль В.Н., Слободской Р.М., Богни-
бов В.И., Сергеева Е.С., Широких В.А. Формация гранитоидных ба-
толитов Алтая, Кузнецкого Алатау и Западного Забайкалья. - В
кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоно-
сности. Новосибирск: ИГиГ, 1976, с. 48-61.

33. Дистанова А.Н. Формационный тип гранитоидов Купчинско-
го плутона (Юго-Западное Забайкалье). - В кн.: Вопросы магмати-
ческой геологии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 49-80.

34. Дистанова А.Н. Позднепалеозойские гранитовые интрузии
западной части Джидинской зоны (Западное Забайкалье). - В кн.:
Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 3-23.

35. Дистанова А.Н., Усова Л.В. Роговые обманки в породах
раннепалеозойской гранитоидной формации Юго-Западного Забай-
калья. - В кн.: Магматические комплексы Восточной Сибири. Ново-
сибирск: ИГиГ, 1979, с. 49-67.

36. Дистанова А.Н. О соотношениях гранитоидов батолитового
типа и догранитоидных базитов на примере интрузивных ассоциаций
Восточной Тувы и Юго-Западного Забайкалья. - В кн.: Магматич.
формации склад. обл. Сибири, проблемы их происхождения, рудо-
носности и картирования. Новосибирск: ИГиГ, 1981, с. 45-47.

37. Довгаль В.Н., Поляков Г.В., Телешев А.Е., Богни-
бов В.И., Емельяненко А.С. Магматические формации областей активизации. -
В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудо-
носности. Новосибирск: ИГиГ, 1976, с. 7-25.

38. Довгаль В.Н. Гранитоидный магматизм в геосинклинальной
истории Кузнецкого Алатау. - В кн.: Проблемы петрологии (геоло-
гические аспекты). Т. I, Алма-Ата, 1976, с. 203-206.

39. Довгаль В.Н., Широких В.А., Курмей А.Е. Возраст и фор-
мационное положение Ударнинского габбро-сиенитового плутона в
северной части Кузнецкого Алатау. - В кн.: Магматические форма-

ции Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 14–39.

40. Довгаль В.Н., Алабин Л.В., Васильев Б.Д. и др. Состояние вопроса о формационном расчленении магматических образований Кузнецкого Алатау. – В кн.: Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1978, с. 29–40.

41. Довгаль В.Н., Богнибов В.И. О различной формационной принадлежности нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 50–55.

42. Довгаль В.Н., Широких В.А. Сиенитоидные породы в раннепалеозойских гранитоидных батолитах западного склона Кузнецкого Алатау. – В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 40–49.

43. Довгаль В.Н., Широких В.А., Сурков Н.В. Салангинский гранитоидный плутон (Кузнецкий Алатау). – В кн.: Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 40–49.

44. Довгаль В.Н., Широких В.А., Усова Л.В. Пироксены из щелочных сиенитов раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау. – В кн.: Магматические комплексы Восточной Сибири. Новосибирск: ИГиГ, 1979, с. 68–71.

45. Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Наука, 1980. – 215 с.

46. Довгаль В.Н., Широких В.А., Дистанова А.Н. Петрохимические особенности ассоциаций сиенитового и гранит-сиенитового состава различного тектонического положения. – Геол. и геофиз., 1980, № 10, с. 46–53.

47. Дымкин А.М., Пругов В.П. Формация вулканогенно-осадочных железных руд центральной части Кузнецкого Алатау. – В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 125–138.

48. Дымкин А.М., Пругов В.П. Стратиформный тип железоорождения и его генетические особенности. – М.: Наука, 1980. – 200 с.

49. Емельяненко А.С. Симметрия и асимметрия в строении сводово-глыбовых областей Дальнего Востока и Забайкалья. – В кн.: Симметрия структур геологических тел. Вып. I, М., 1976, с. 84–86.

50. Емельяненко А.С. Магматические формации областей оро-

генной тектоно-магматической активизации Дальнего Востока и Забайкалья. - В кн.: Проблемы петрологии (геол. аспекты). Т. I. Алма-Ата, 1976, с. II3-II6.

51. Емельяненко А.С. Структурное положение и магматические формации вулканических поясов Дальнего Востока. - В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканич. поясов. Владивосток, 1976, с. 54-56.

52. Емельяненко А.С., Троян В.Б. Примеры мезокайнозойских центральных интрузий на Сихотэ-Алине. - В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 152-169.

53. Емельяненко А.С. Удинский интрузив (Сихотэ-Алинь). - В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 132-138.

54. Емельяненко А.С. Структуры центрального типа в вулканоплутонических ассоциациях областей мезокайнозойской активизации Дальнего Востока и Забайкалья. - В кн.: Вулканические палеоструктуры и механизм их образования. Хабаровск, 1979, с. 199-201.

55. Емельяненко А.С., Троян В.Б. О возрасте пород Прибрежной интрузивной серии (Сихотэ-Алинь). - Геол. и геофиз., 1979, № 4, с. 142-145.

56. Емельяненко А.С., Троян В.Б. Субщелочные интрузии Северного Сихотэ-Алия. - В кн.: Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 86-109.

57. Емельяненко А.С., Лаврик Н.И., Олейников А.В., Рыбалко В.И. Схема позднемезозойского-кайнозойского магматизма Южного Сихотэ-Алия (Приморье). - Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 412-416.

58. Ермолов П.В., Изох А.Э. Петрология магматических пород Машанской вулканической структуры. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 74-81.

59. Ермолов П.В., Владимирев А.Г., Изох А.Э. Петрология рудоносного габбрового массива Максут. - Геол. и геофиз., 1976, № 8, с. 57-67.

60. Ермолов П.В., Изох А.Э. Петрология магматических пород Семейтауской вулканической серии. - Геол. и геофиз., 1977, № 6, с. 52-61.

61. Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д.

Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. - Новосибирск: Наука, 1977. - 245 с.

62. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. Об автономности щелочно-салических магм в сиенит (граносиенит)-гранитных комплексах. - В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. II4-II7.

63. Ермолов П.В., Кузевный В.С., Владимиров А.Г. Тастауская вулcano-плутоническая базит-гранитоидная серия Зайсанской складчатой системы. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. I-I4.

64. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре. - Докл. АН СССР, 1979, т.245, № I, с. 208-211.

65. Ермолов П.В., Кузевный В.С., Владимиров А.Г., Королук В.Н. Реликтовые минеральные парагенезисы чарнокитоидных гранитоидов и их петрогенетическое значение. - Геол. и геофиз., 1979, № 3, с. 78.

66. Злобин В.А., Пономарева А.П. Радиоактивные элементы в гранитоидах золоторудных провинций. - В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978, с. 86-104.

67. Изох А.Э. Машанский вулcano-плутон в Чингиз-Тарбагатайской зоне как полихронная структура. - В кн.: Материалы XIV Всесоюз. научно-студ. конференции. Новосибирск; 1976, с. 48-55.

68. Изох А.Э. Калиевые граносиенит-гранитные комплексы Зайсанской и Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем. - Автореф. канд. дисс. Новосибирск: ИГиГ, 1980. - I7 с.

69. Изох Э.П. Принципы диагностики гранитоидных формаций с различной металлогенической специализацией для целей прогнозирования. - В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск: ИГиГ, 1976, с. 25-47.

70. Изох Э.П., Поляков Г.В. Диагностические признаки железоносных гранитоидсодержащих плутонических формаций. - В кн.: Тезисы докл. VIII Всесоюз. металлург. совещ. Свердловск, 1976, с. 71-72.

71. Изох Э.П. Типы гранитоидных формаций с разной рудоносностью. - В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976, с. 425-435. (Международ. Геол. конгр., XXV сессия. Докл. сов. геол.).

72. Изох Э.П. О новых прогнозных площадях на эндогенное оруденение, связанное с гранитоидными формациями, в восточной части зоны БАМ. – В кн.: Проблемы хозяйственного освоения зоны БАМ. Новосибирск, 1977, 159–169.

73. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. – М.: Недра, 1978. – 136 с.

74. Изох Э.П. Корреляция магматических комплексов Комсомольского и Баджалского рудных районов на Дальнем Востоке. – В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: ИГиГ, 1978, с. 3–32.

75. Изох Э.П. Позднемезозойские гранитоидные формации Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. – В кн.: Магматические и метаморфические комплексы в структурах Тихоокеанского кольца. (Тезисы XIУ Тихоокеан. науч. конгресса, секция в IV). М., 1979, с. 27–29.

76. Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балькин П.А. О когтахском комплексе габбро и диорит-монцитов на восточном склоне Кузнецкого Алатау. – В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 34–39.

77. Кривенко А.П., Богнибов В.И. Биотит габброидных комплексов в Алтае-Саянской области. – В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 133–147.

78. Кривенко А.П. О формационном значении ультраосновных калиевых пород в мезозойских силлах Центрального Алдана. – В кн.: Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. Иркутск, 1979, с. 83–84.

79. Кривенко А.П., Богнибов В.И., Поляков Г.В. О составе пироксенов и генезисе апатитоносных "диоритов". – В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 103–105.

80. Кривенко А.П., Поляков Г.В., Балькин П.А. Применение количественно-минерального анализа для исследования интрузивов. Геол. и геофиз., 1979, № 4, с. 145–151.

81. Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балькин П.А. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау. – В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири, Новосибирск: Наука, 1979, с. 5–96.

82. Кривенко А.П. Мезозойские калиевые пикритовые Центральное Алдана. – Докл. АН СССР, 1980, т.254, № 2, с.465–469.

83. Кривенко А.П., Балькин П.А., Поляков Г.В. Распределение щелочей в базитовых плутонах. – Геол. и геофиз., 1980, № 3, с. 144–149.

84. Кривенко А.П., Поляков Г.В. Рудоносность габброидных комплексов юга Сибири. – В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 194–195.

85. Кузнецкий В.С., Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Марьян А.М. Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой области. – В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 166–195.

86. Кузнецов Ю.А. Магматические породы и магматические формации Сибири и Дальнего Востока. – Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 98–103.

87. Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу. – Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3–19.

88. Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Принципы построения систематики формаций на основе их вещественного состава. – В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 36–45.

89. Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Васильев Ю.Р., Волохов И.М., Велинский В.В., Довгаль В.Н., Золотухин В.В., Изох Э.П., Кривенко А.П., Куталин В.А., Поляков Г.В., Пинус Г.В. Формационный анализ в магматической геологии. – В кн.: Фундаментальные исследования. Науки о Земле. Новосибирск: Наука, 1977, с. 38–46.

90. Кузнецов Ю.А., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Довгаль В.Н., Богнибов В.И., Телешев А.Е. Латеральные ряды палеозойских магматических формаций салаирид Алтае-Саянской складчатой области. – В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск: ИГиГ, 1979, с. 3–21.

91. Куталин В.А., Лапин Б.Н. Структурные особенности вещества верхней мантии в районе Авачинского вулкана (Камчатка). – Докл. АН СССР, 1976, т.231, № 6, с. 1438–1441.

92. Куталин В.А., Агафонов Л.В., Чепуров А.И. Относительная устойчивость оливина, пироксенов и граната в базальтовой

магме и состав верхней мантии. - Докл. АН СССР, 1976, т.231, № 5, с. 1218-1221.

93. Кутюлин В.А. Новая оценка для валового состава верхней мантии. - Докл. АН СССР, 1977, т.234, № 3, с. 669-672.

94. Кутюлин В.А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных компонентов в верхней мантии. - Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 3-10.

95. Кутюлин В.А., Агафонов Л.В. О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных нодулей. - Геол. и геофиз., 1978, № 5, с. 3-13.

96. Леснов Ф.П., Прутов В.П., Гулецкая Э.С. О химизме плагиоклазов и пироксенов из габброидов Рыбинского плутона (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. т.10, с.34-42.

97. Майборода А.Ф., Емельяненко А.С., Вторушина В.Ф. Схема магматизма Баджальской вулканической зоны. - Докл. АН СССР, 1977, т.235, № 1, с. 155-158.

98. Налетов Б.Ф. Сопряженность главных показателей химизма с типом оруденения гранитоидов. - Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 133-136.

99. Налетов Б.Ф., Изох Э.П. Региональная петрохимия гранитоидов. - Новосибирск: Наука, 1976. - 127 с.

100. Налетов Б.Ф. Корреляция химизма базитов и гранитоидов в базит-гранитоидных сериях. - В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. - Новосибирск: ИГиГ, 1978, с. 45-56.

101. Налетов Б.Ф. Петрохимия раннепалеозойских базит-гранитоидных ассоциаций Кузнецкого Алатау в связи с рудоносностью. - В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: ИГиГ, 1978, с. 32-45.

102. Налетов Б.Ф. Некоторые особенности химизма гранитоидов с разной рудоносностью в связи с их диагностикой. - Геол. и геофиз., 1978, с. 14-22.

103. Налетов Б.Ф. Гранитоиды с оловянным, вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением. Новосибирск: Наука, 1981. - 240 с.

104. Новиков Л.А., Слободской Р.М. Механизм формирования диатрем. - Сов. геология, 1978, № 8, с. 3-14.

IO5. Новиков Л.А., Слободской Р.М. Динамика формирования вулканических каналов. – В кн.: Тезисы IV Палеовулканологич. симпозиума. Хабаровск, 1979, с. 148–150.

IO6. Оболенская Р.В. Генетический ряд рудных формаций, связанных парагенетически с чуйским магматическим комплексом, в Горном Алтае. – В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтая. Бийск, 1979, с. 19–21.

IO7. Оболенская Р.В. Магматизм этапа раннемезозойской тектонической активизации Ю–В Горного Алтая, Западной и Центральной Тувы. – В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Новосибирск: 1981, с. 100–102.

IO8. Оболенский А.А., Борисенко А.С., Оболенская Р.В. Проблема генезиса рудоносных растворов и источники рудного вещества эпitherмальных месторождений ртути, сурьмы и мышьяка. – В кн.: Природа гидротермальных растворов и источники руднообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 42–71.

IO9. Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Роль интрателлурических потоков растворов в формировании эпitherмальных месторождений ртути. – В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977, с. 88–89.

II0. Павлов А.Л., Слободской Р.М. Механизм извержения вулкана Тятя в 1973 году. – Геол. и геофиз., 1976, № 6, с. 46–53.

III. Поляков Г.В., Абрамович Г.Я., Гавриченко В.М., Кривенко А.П. и др. Интрузивные комплексы складчатой области Восточного Саяна. Вопросы их возрастной и формационной корреляции. – В кн.: Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1978, с. 53–68.

II2. Поляков Г.В., Белоусов А.Ф., Довгаль В.Н. и др. Опыт регионального формационного анализа магматических образований на основе их вещественного состава (по материалам Алтае-Саянской складчатой области). – В кн.: Проблемы петрологии (геологические аспекты). Т. I, Алма-Ата, 1976, с. II0–II3.

II3. Поляков Г.В., Богнибов В.И. Раннепалеозойские дифференцированные базитовые интрузии салаирид юго-восточной Тувы. – Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 5, с. II94–II97.

II4. Поляков Г.В., Богнибов В.И. Раннепалеозойский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс салаирид Юго-Восточной Тувы. – В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. II8–I26.

II5. Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А. Явления гранитизации и магматического замещения в Енисейском плутоне Маинского плагиогранитного комплекса (Западный Саян). – В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 2I–40.

II6. Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А. О происхождении, формах проявления и распространенности апатитовой минерализации Ошурковского типа на юге Сибири. – Геол. и геофиз., 1980, № 6, с. I9–26.

II7. Поляков Г.В., Кривенко А.П. Особенности состава и условия образования габброидных массивов с титаномagnetитовой рудной специализацией. – В кн.: Материалы чтений им. А.Н.Заварицкого. Свердловск, 198I (в печати).

II8. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Сравнительная характеристика габбровых формаций центральной части Алтае-Саянской области по петрохимическим данным. – В кн.: Проблемы петрологии (геол. аспекты). Т. I. Алма-Ата, 1976, с. 380–382.

II9. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Корреляция состава габброидных и гранитоидных интрузий салаирид Алтае-Саянской складчатой области. – Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 5, с. II98–I20I.

I20. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Корреляция состава базитовых и гранитоидных комплексов раннего палеозоя в различных структурах салаирид-Алтае-Саянской складчатой области. – В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 3–I4.

I2I. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Балыкин П.А. Габброидные формации складчатых областей, их систематика и сравнительный анализ на основе вещественного состава. – В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Новосибирск: ИГиГ, 198I, с. IO–II.

I22. Пономарева А.П. Об особенностях взаимодействия натровых гранитоидов с вмещающими породами. – Геол. и геофиз., 1978, № 2, с. 42–5I.

123. Пономарева А.П. Петрохимический аспект контактовых процессов на примере Бокалинского интрузива. – Геол. и геофиз., 1978, № 5, с. 14–23.

124. Пономарева А.П. О некоторых петрохимических особенностях гранитизации в экзоконтактах натровых гранитоидов. – Геол. и геофиз., 1978, № 7, с. 44–53.

125. Пономарева А.П. Эндоконтактовые фации Усть-Чуйского массива (Центральный Алтай). – Геол. и геофиз., 1981, № 1, с. 50–59.

126. Пономарева А.П., Злобин В.А. Петрохимический аспект экзоконтактовых процессов на примере Буробайского массива (Нарын). – В кн.: Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. Иркутск, 1979, с. 9–10.

127. Пономарева А.П., Злобин В.А. Поведение пороодообразующих и радиоактивных элементов в контактовых ореолах гранитоидных плутонов (на примере Буробайского массива в Нарыне). – Геол. и геофиз., 1980, № 9, с. 83–93.

128. Пономарева А.П., Налетов Б.Ф. Минеральный состав гранитоидов в связи с их химизмом. – Новосибирск: Наука, 1979. – 180 с.

129. Пономарева А.П., Злобин В.А. О вещественной неоднородности гранитоидных тел на примере Буробайского массива. – Геол. и геофиз., 1981, № 3, с. 61–69.

130. Пругов В.П. Рыбинский габбро–норитовый интрузив (центральная часть Кузнецкого Алатау). – В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 39–58.

131. Пругов В.П., Кузнецова И.К., Пругова И.В. Хромдиопсид и дайки пироксеновых порфиров (центральная часть Кузнецкого Алатау). – Геол. и геофиз., 1980, № 10, с. 146–149.

132. Рогов Н.В., Зайков В.В., Кривенко А.П. Вулканические и плутонические комплексы Тувы. – В кн.: Региональные схемы магматизма Алтае–Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1978, с. 53–68.

133. Слободской Р.М. Будинаж обсидиана в перлитах (Южная Армения). – Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 435–437.

134. Слободской Р.М. Новая разновидность вулканических бомб (Толбачинское извержение 1975 г.). – Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 6, с. 1129–1132.

I35. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения и некоторые проблемы эндогенной геологии. – Геол. и геофиз., 1977, № 5, с. 52–66.

I36. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения и их возможное участие в эндогенном рудообразовании. – В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, 1977, т. I, с. 27–28.

I37. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения и их возможное участие в эндогенных геологических процессах. – В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977, с. 102–103.

I38. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения и эндогенное рудообразование. – Сов. геология, 1978, № 3, с. 54–67.

I39. Слободской Р.М., Кузубный В.С., Филипенко И.Н. Состав рудоносных флюидов и проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – Геол. и геофиз., 1979, № 8, с. 3–9.

I40. Слободской Р.М. Восстановительные интрателлурические флюиды и формирование гранитоидных батолитов. – Геол. и геофиз., 1979, № 5, с. 22–31.

I41. Слободской Р.М. Механизм фракционирования вещества при Толбачинском извержении 1975–1976 гг. – Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 2, с. 437–440.

I42. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. – Новосибирск: Наука, 1981. – I41 с.

I43. Телешев А.Е., Поляков Г.В., Балкин П.А. Дерзигский плутон – типичный представитель среднепалеозойского граносиенит-гранитового комплекса Восточной Тувы. – Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 34–46.

I44. Телешев А.Е., Поляков Г.В. Вещественный состав и петрохимия ассоциаций девонских вулканических и плутонических пород Восточной Тувы. – В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 88–114.

I45. Телешев А.Е., Поляков Г.В. Соотношения палеозойских гранитоидных комплексов правобережья рек Кызыл-Хем и Нижний Кадраус (Восточная Тува). – В кн.: Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 23–40.

146. Телешев А.Е. Разновозрастность гранитоидов повышенной щелочности Восточной Тувы и Восточного Саяна. - В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происх., рудоносности и картирования. Новосибирск: ИГиГ, 1981, с. 93-94.

147. Golubev V.S., Kuznetsov Yu.A., Sharapov V.N. To the dynamics of granitization and melting of crystal rocks during filtration of volatiles. - Pacific geology, 1978, 13, Tokai University Press, Tokyo, Japan, pp. 17-35.

Раздел П. ГЛУБИНЫЙ (МАНТИЙНЫЙ) МАГМАТИЗМ
ПОДВИЖНЫХ И СТАБИЛЬНЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ

Г.В.Пинус, Л.В.Агафонов, Ф.П.Леснов
ГИПЕРБАЗИТЫ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ
И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Минералого-петрографическими исследованиями главных парагенезисов альпинотипных гипербазитов Монголии (дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, верлитов и пироксенитов) установлены особенности состава слагающих их породообразующих и акцессорных минералов, что имеет не только региональное, но и общее теоретическое значение. Эти данные в сочетании с выявленными структурными особенностями минералов привели к выводу о том, что в Р-Т-условиях верхней мантии ультраосновные породы проходили стадию силикатного расплава и что формирование пород, слагающих ультраосновные массивы одного и того же гипербазитового пояса, может происходить на разных уровнях верхней мантии [87,88]. Изучение характера метаморфизма и метасоматоза гипербазитов и ассоциирующих с ними пород позволило определить условия образования тремолититов и их структурных разновидностей – нефритов, а также выделить парагенетические разновидности кальциево-силикатных пород – родингитов и установить их генезис. Специфические особенности породообразующих минералов гипербазитов и некоторые закономерности изменения их состава в зависимости от парагенезисов, установленные рентгеноспектральным анализом на микрозонде, сводятся к следующему [91].

О л и в и н. Железистость главного породообразующего минерала гипербазитов – оливина возрастает в ряду дунит-гарцбургит-лерцолит-верлит. В этом же ряду снижается содержание в нем никеля. Вторичные оливины, возникающие в результате процессов метаморфизма, помимо ряда морфологических признаков отличаются от оливина, кристаллизовавшегося из ультраосновного расплава, очень низкой железистостью (около 3%) и низким содержанием никеля. От первичных вторичные оливины отличаются более высокой концентрацией марганца. Установлено, что ввиду относительной

неустойчивости оливина под действием различных геологических процессов этот минерал не может быть использован как надежная фаза для определения термодинамических условий кристаллизации. Пироксены по сравнению с оливином оказались значительно более информативными.

Ромбические пироксены альпинотипных гипербазитов характеризуются низким содержанием алюминия, который в них находится преимущественно в тетраэдрической координации. Наиболее обогащенными алюминием, а также титаном и хромом оказались пироксены из лерцолитов. Натрий в структуре этого минерала практически отсутствует. Изменение железистости и концентрации никеля в ромбических пироксенах в ряду гарпбургит-лерцолит-пироксенит подчиняется той же закономерности, что и в оливинах.

Моноклинные пироксены. Как и в двух предыдущих минералах, железистость в клинопироксенах увеличивается от лерцолитов к верлитам и пироксенитам, однако повышение железистости проявляется в них не так резко. Клинопироксены обеднены алюминием, который (за исключением пироксенитов), как и в ортопироксенах, концентрируется в структуре минерала преимущественно в четверной координации. Натрий содержится в ограниченных количествах. В пересчете на минералы содержание жадеитового компонента не превышает 2%. Наибольшими концентрациями натрия, алюминия, титана и хрома характеризуются клинопироксены лерцолитов.

Акцессорные хромшпинелиды меняют свой состав в зависимости от парагенезиса содержащих их пород. Так, в ряду дуниты-гарпбургиты-лерцолиты хромистость и железистость хромшпинелидов уменьшается, а глиноземистость увеличивается. Наиболее обогащены хромом и обеднены железом и алюминием хромшпинелиды рудных хромитов. Отметим, что пироксениты редко содержат акцессорные хромшпинелиды. Это обстоятельство, с учетом некоторых тонких отличий в составе пороодообразующих минералов пироксенитов, подтверждает сделанный нами ранее вывод о немагматическом генезисе пироксенитов.

Анализ особенностей состава и других свойств пороодообразующих минералов альпинотипных гипербазитов позволил сформулировать следующие выводы.

1. Химический состав породообразующих и акцессорных минералов ультраосновных пород обладает специфическими чертами, зависящими от парагенезиса пород.

2. В породах одного и того же парагенезиса состав породообразующих и акцессорных минералов может иметь региональные отличия, отражающие различные термодинамические условия, существовавшие при становлении отдельных массивов альпинотипных гипербазитов.

3. Наличие структур распада твердых растворов в породообразующих минералах альпинотипных гипербазитов свидетельствует о высокотемпературных условиях кристаллизации их из ультраосновного силикатного расплава на уровнях верхней мантии. Распад твердых растворов и пластическая деформация минералов происходили при понижении температуры во время транспортировки гипербазитов из верхней мантии в земную кору и в процессе их метаморфизма.

Проведено сравнительное изучение однотипных парагенезисов альпинотипных гипербазитов Монголии и ультраосновных включений в кайнозойских базальтовых полях, расположенных в пространственной близости с поясами альпинотипных гипербазитов, в результате чего установлено место альпинотипных гипербазитов в разрезе верхней мантии Земли. Вещество их составляет самые верхние уровни верхней мантии и распространено не повсеместно, а локализовано лишь в относительно узких зонах повышенной проницаемости верхней мантии. Ультраосновные включения в базальтах являются более глубинными образованиями, о чем свидетельствуют не только особенности состава главных породообразующих минералов, но и присутствие таких высокобарических минералов, как пироп и муассанит [86, 90, 91, 81].

Наряду с главным объектом исследований – альпинотипными гипербазитами Монголии – было уделено большое внимание изучению пространственно сопряженных с ними габброидов, вулканитов, пород дайковых фаций, плагиогранитов и осадочных образований, составляющих в целом офиолитовые ассоциации. Наиболее важными результатами исследований являются следующие положения.

В результате интродуцирования габброидами более древних альпинотипных гипербазитовых массивов формируются сложные по составу полигенные базит-гипербазитовые плутоны [63, 64, 65, 71, 76, 78]. При этом по первичным гипербазитам на контактах их с

габброидами может возникать целая гамма ультраосновных и основных пород, объединяемых исследователями офиолитов в серию пород переходных зон. Эти породы не являются кумулятами габброидной магмы, как считают многие исследователи, а возникают в результате сложного взаимодействия габброидной магмы с ранее сформированными массивами альпинотипных гипербазитов. Этот вывод, имеющий принципиальное значение, обоснован как данными, полученными при изучении структурных взаимоотношений габброидов с гипербазитами, так и результатами сопоставления составов породообразующих минералов габброидов, альпинотипных гипербазитов и пород переходных зон. В процессе минералого-петрографических исследований получены оригинальные данные, характеризующие минералы габброидов и пород переходных зон [68, 69, 72-75]. В плагиоклазах из различных пород базит-гипербазитовых плутонов установлена качественная зависимость содержания изоморфной примеси железа от глубины их формирования. Чем большей была глубина кристаллизации пород, тем меньше в плагиоклазах примесного железа [67, 82]. Выявлено также, что примесь железа в плагиоклазах в значительной мере представлена в виде иона Fe^{3+} , занимающего не менее трех различных структурных позиций, которые фиксируются соответствующими линиями на спектрах ЭПР. Ширина линий увеличивается по мере уменьшения степени локальной упорядоченности в распределении ионов Fe^{3+} . По этому признаку плагиоклазы полигенных базит-гипербазитовых плутонов разделены на пять типов [70, 80]. Изучен состав тонкодисперсных продуктов изменения плагиоклазов. Получены эталонные кривые для диагностики вторичных минералов на основе которых установлено широкое распространение цеолитов в числе вторичных продуктов, развивающихся за счет плагиоклазов, которые при обычных оптических методах исследования не диагностировались [57]. Выявлены отличия по содержанию и соотношениям главных компонентов пироксенов, входящих в составе габброидов и пород переходных зон. Установлены температуры термодинамического равновесия сосуществующих орто- и клинопироксенов в этих породах [4, 78]. Таким образом, породы переходных зон, часто обладающие полосчатыми текстурами, возникают не в результате гравитационной дифференциации габброидной магмы, а в процессе взаимодействия ее с твердым веществом альпинотипных гипербазитов [63, 64]. Этот вывод, кроме того,

обосновывается данными, полученными при изучении геолого-структурного положения и внутреннего строения полигенных базит-гипербазитовых plutонов [83-87, 89-91, 93, 94].

Вулканиты офиолитов в каледонских и герцинских структурах Монголии по составу отвечают толеитам и весьма близки по химизму к толеитам современных срединно-океанических хребтов. Среди вулканитов выявлены как высокомагнезиальные, так и обогащенные щелочами петрографические разновидности. Анализ ряда петрохимических параметров устанавливает толеитовую тенденцию дифференциации родоначальной базальтовой магмы. Эти же данные свидетельствуют о генетической связи пород дайковой фации офиолитов с базальтовой магмой и позволяют рассматривать плагиограниты как продукт конечной стадии дифференциации последней.

Исследования фациальных условий седиментации осадочных отложений в каледонских офиолитах Монголии привели к выводу о том, что осадконакопление происходило в неглубоких, эпиконтинентальных морях, ложе которых перманентно испытывало вертикальные колебательные движения. Установлен большой разрыв во времени между возникновением пород, составляющих массивы альпинотипных гипербазитов, и временем становления всех остальных членов офиолитовых ассоциаций [87]. Вместе с тем становление гипербазитовых массивов на уровне современного эрозионного среза происходило синхронно с излиянием базальтов и формированием магматических и осадочных компонентов офиолитов. Древний возраст гипербазитов аргументируется наличием продуктов дезинтеграции гипербазитов в метаморфических толщах протерозоя. Возраст вмещающих гипербазиты терригенно-вулканогенных образований на основании заключенной в них фауны датируется вендом-кембрием.

На большом фактическом материале установлен интрузивный, рвущий контакт между габброидами и гипербазитами офиолитовых ассоциаций Монголии. Габброиды интродуцируют не только массивы гипербазитов, но и вмещающие их толщи вулканогенных и терригенных пород. Породы переходной зоны (полосчатый комплекс) обычно располагаются в экзоконтактной части габброидных тел, в местах их внедрений в гипербазиты. Выяснено, что серии параллельных даек, как и одиночные аналоги их обнаруживают явные следы прорыва ими не только габброидов, но и гипербазитов и более молодых, чем габброиды, интрузий плагиогранитов. Показано, что диа-

базовые дайки внедрялись не одновременно и что они формировались на разных уровнях офиолитовых ассоциаций. Массивы плагиогранитов прорывают гипербазиты, содержат ксенолиты диабазовых даек и сами интродуцируются более молодыми дайками диабазов. Взаимоотношения гипербазитов с покровами основных вулканитов повсеместно тектонические. Вулканогенные образования являются той рамой, в которую протрудировали тела гипербазитов [89]. Резюмируя, отметим, что офиолиты каледонид Монголии трассируют зоны интенсивной и длительной тектонической деятельности и связанного с ней активного проявления глубинного магматизма. Формирование офиолитовых ассоциаций является сложным и неодноактным процессом. В них пространственно совмещаются магматические породы, кристаллизовавшиеся на разных глубинах и при различных термодинамических условиях, а также разнообразные породы осадочного происхождения.

Формирование магматогенных членов офиолитовых ассоциаций связано с многократными эффузиями и интрузиями базальтовой магмы, а также с интрузиями и последующими (в пределах земной коры) протрузиями гипербазитов. Очаги, генерировавшие базальтоидные и ультраосновные расплавы, располагались на больших и различных уровнях в верхней мантии. Последующая кристаллизация этих расплавов происходила на различных вышележащих уровнях. Это подтверждается различием в химическом составе минералов одних и тех же парагенезисов, слагающих гипербазитовые массивы одной и той же офиолитовой ассоциации. Значительная часть объема базальтоидных расплавов, возникших в процессе выплавления из вещества верхней мантии, реализовалась в формировании вулканогенных толщ. Часть их, не достигая поверхности, кристаллизовалась в подводящих каналах и промежуточных камерах. Источником расплавов для более поздних даек, пронизывавших всю гамму пород офиолитовой ассоциации, служили магматические очаги, которые располагались в пределах верхней мантии. Для части даек расплав поступал из промежуточных магматических камер, в которых кристаллизация базальтового расплава приводила к образованию габброидных массивов. Плагиограниты являются конечным продуктом дифференциации габброидной магмы в промежуточных очагах. Продукты переходной зоны возникли в результате взаимодействия габброидной магмы с веществом гипербазитовых протрузий. Осадочные

отложения, перекрывающие покровы шаровых лав, свидетельствуют о том, что формирование офиолитов на этой стадии происходило в подводных условиях неглубокого морского бассейна [90].

Активная тектоническая деятельность продолжалась и после формирования офиолитовых ассоциаций. Результатом ее явились повсеместно наблюдаемые, часто очень сложные, тектонические взаимоотношения между гипербазитами и вмещающей их терригенно-вулканогенной рамой. Свидетельством многократных тектонических перемещений гипербазитовых массивов и их отторженцев служат многочисленные примеры залегания их в одной и той же офиолитовой зоне на разных стратиграфических уровнях.

Структурная позиция офиолитовых ассоциаций в каледонидах Монголии определяется локализацией их в окраинных частях протерозойского материка с консолидированной корой континентального типа. Офиолиты образуют протяженные разноориентированные зоны, трассируемые четко выраженными поясами альпинотипных гипербазитов. Они приурочены к межблоковым областям, которые характеризуются повышенной тектонической активностью и сопровождаются глубоко проникающими разломами. Последние разграничивают обнажающиеся на поверхности выступы метаморфических толщ протерозоя или опущенные и перекрытые более молодыми отложениями блоки кристаллического фундамента каледонид от эвгеосинклинальных отложений венда-кембрия [90, 93].

Формирование офиолитовых ассоциаций в этих районах связано с процессами рифтообразования, приведшими к раздроблению и ограниченному раздвигу соседних блоков ранее консолидированной протерозойской коры континентального типа. Образование рифтов вызывается эндогенными процессами, выражавшимися в подъеме из астеносферы мантийных диапиров, порожденных гравитационной неустойчивостью мантии и приведших к локальному воздыманию земной коры, разрыву ее сплошности и раздвигу соседних блоков. Разнонаправленное горизонтальное движение последних обусловлено как растеканием под корой возникшей из мантийного вещества базальтовой магмы в стороны от зоны разломов, так и действием силы тяжести, возникающей по сторонам воздымающегося мантийного диапира и приводящей к соскальзыванию расколотых блоков и перемещению их в противоположных направлениях.

Появление мантийного диапира связано с процессом зарожде-

ния очагов базальтовой магмы, возникающих в результате дифференциации расплавленного субстрата верхней мантии в зоне повышенной проницаемости и связанного с ней интенсивного теплового потока, разогревающего верхнюю мантию. Облегченная по сравнению с недифференцированным субстратом мантии базальтовая магма локализуется в основании земной коры, вызывая изостатическое сводовое поднятие последней, сопровождаемое ее деструкцией и растяжением с образованием раздвига.

Обособившаяся базальтовая магма выжимается вверх по зоне проницаемости. В это время в зоне расширяющегося раздвига происходит излияние базальтов. Базальтовая магма при своем вторжении в зону раздвига увлекает за собой некоторое количество раскристаллизованного, оставшегося после выплавления ультраосновного вещества, отвечающего по составу альпинотипным гипербазитам. Этому процессу способствуют также периодические сжатия зоны раздвига при общей тенденции его расширения. Часть базальтовой магмы, не достигая поверхности, кристаллизуется в подводящих каналах и промежуточных камерах, формируя дайки и интрузивы габброидов среди ранее образованных базальтовых покровов. В промежуточных магматических камерах в периоды относительного тектонического покоя местами происходит дифференциация габброидного расплава с обособлением более кислой плагиогранитной магмы. С возобновлением тектонической активности происходит интрузия плагиогранитного расплава и инъекция не успевшей раскристаллизоваться габброидной магмы с образованием даек, пронизывающих как породившие их габброиды, так и базальтовые покровы, вмещающие тела габброидов. В тех случаях, когда резервуары внедрившейся габброидной магмы локализуются по соседству с ранее внедренными на этот уровень гипербазитовыми протрузиями, в зонах экзоконтакта габброидных тел в результате их воздействия на ультраосновные породы возникает сложная серия пород так называемого полосчатого комплекса.

В последующем, в результате изменившейся динамической обстановки, когда постепенно охлаждающаяся верхняя мантия приобретает присущую ее субстрату плотность, происходит изостатическое опускание земной коры, и на месте бывшего поднятия образуется компенсационный прогиб. Его возникновению способствует перемещение большого объема базальтового расплава из мантии в

земную кору. На месте прогиба образуется морской бассейн, в котором происходит седиментация осадочных толщ, горизонты которых в низах осадочного разреза чередуются с покровами шаровых лав, что свидетельствует о постепенном затухании вулканической деятельности.

На этом завершается формирование офиолитовых ассоциаций в каледонских структурах Монголии. Однако тектоническая активность в этих районах периодически возобновляется, на что указывает интенсивная складчатость пород офиолитовых ассоциаций, сопровождающаяся дизъюнктивными нарушениями, а также постскладчатое протрудирование массивов гипербазитов. Все эти явления вызваны как вертикальными, так и горизонтальными движениями ранее разъединенных блоков континентальной земной коры.

В различных регионах офиолитовые ассоциации имеют свою историю, обусловленную спецификой их геологического строения. Однако первопричины образования офиолитовых ассоциаций во всех случаях общие и главными из них являются: локальный разогрев верхней мантии, частичная ее дифференциация и связанные с этими явлениями мантийный диапиризм и появление глубоко проникающих зон повышенной проницаемости. В этом свете представляются необоснованными существующие взгляды на офиолиты как на аллохтонные образования, везде возникающие в результате значительных горизонтальных перемещений плитообразных блоков океанической коры и подстилающей ее верхней мантии.

Изложенные выше результаты исследований легли в основу ряда работ практического значения [91]. Это позволило научно обосновать и сформулировать геологические, петрографические и минералогические критерии поисков нефритов, тальцитов, хромитов, никелевых руд, хризотил-, амфибол-асбестов и магнезитов, связанных с альпинотипными гипербазитами Монголии.

В.В.Велинский, Н.С.Вартанова, О.Л.Банников, С.В.Ковязин

ОФИОЛИТЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Приводятся результаты исследований офиолитовых комплексов Тувы, Горного Алтая и частично Кузнецкого Алатау. Собранный об-

ширный фактический материал обработан главным образом в аналитических лабораториях Института геологии и геофизики СО АН. Главный акцент был сделан на изучение состава интрузивных членов офиолитовых ассоциаций: ультраосновных пород, пространственно с ними связанных габброидов и вмещающих их вулканогенных образований.

Структурное положение, возраст и геологическое строение офиолитов. Офиолитовые ассоциации горных пород в пределах изученных регионов входят в состав разновозрастных геологических структур. Ранее они были описаны лишь в пределах складчатых сооружений геосинклиналей, время формирования которых связано с салаирским тектогенезом. Наши исследования гипербазитовых поясов показали, что офиолитовые комплексы пород обнажаются и в пределах жестких докембрийских структур, сформированных в процессе проявления байкальской складчатости [25, 30].

Основная масса офиолитов залегает в базальных частях стратиграфического разреза складчато-глибовых сооружений салаирид, возраст которых датируется рифей-раннекембрийским временем. В структурном плане они образуют линейно-вытянутые поля, тесно связанные с зонами глубинных разломов, которые располагаются внутри геосинклинальных прогибов и на стыке последних со средними массивами протерозойского возраста.

Офиолитовые комплексы формируют сложнопостроенные структурные элементы с круто дислоцированными пачками пород, разбитыми серией протяженных субпараллельных крутопадающих региональных нарушений на ряд блоков, перемещенных в пространстве относительно друг друга на различную амплитуду. Общая картина осложняется молодыми интрузиями гранитоидов, которые нарушают единство выходов офиолитов, нередко поглощая их, повышают степень дислокаций и изменяют характер метаморфизма пород. В результате на современном эрозионном уровне обнажаются интенсивно измененные комплексы офиолитовых серий, в значительной степени раздробленные и разобщенные в пространстве.

Офиолиты салаирид представлены осадочно-вулканогенными пачками пород, прорванными телами гипербазитов, интрузиями габброидов и дайками диабазового состава. Осадочно-вулканогенный комплекс пород сложен лавами базальтоидного состава, переслаивающимися с туфогенным и осадочным материалом, среди которых

наблюдаются пласты кварцитов и мраморизованных известняков. Количество последних по отдельным районам варьирует, но в целом замечается, что объем их находится в прямой зависимости от развития в разрезах вулканогенных продуктов. Мощность отложений комплекса не постоянна и колеблется от 1000 м до 12000 м.

Ультраосновные породы в составе офиолитовых ассоциаций приурочены к зонам разломов и представляют собой различной мощности и протяженности крутопадающие пластинообразные тела, которые по простиранию сопровождаются серией более мелких линзовидных выходов серпентинитов. Контакты гипербазитов с вмещающими породами повсеместно тектонические и в ряде случаев отчетливо указывают на протрузивный характер внедрения. Это подтверждается и находками в терригенных отложениях базальных слоев рифей-нижнего кембрия обломков хромшпинелидов. Полученные данные дали возможность по-новому оценить возраст массивов ультраосновных пород в пределах изученных регионов и датировать его не нижним кембрием, как это считалось до сих пор, а в широком интервале времени докембрия [25, 30].

Как осадочно-вулканогенный комплекс пород, так и массивы гипербазитов прорываются и метаморфизуются интрузиями габброидов и тесно с ними генетически связанными дайками диабазового состава. Возраст основной интрузии, подтвержденный данными К-Аг-метода, определяется нижним кембрием. Породы офиолитовых ассоциаций салаирид широко подвержены процессам регионально-го метаморфизма, который, однако, не выходит за рамки зеленосланцевой фации [26, 29].

Иные особенности характеризуют офиолитовые ассоциации байкалд. Это многокилометровые интенсивно дислоцированные (вплоть до плейчатости) толщи высокометаморфизованных (до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций) пород, сложенные кристаллическими сланцами, мраморами, аповулканогенными амфиболитами и кварцитами, часто железистыми. Среди них, пространственно тяготея к пачкам амфиболитов, расположены крупные тела гипербазитов, приуроченные к зонам разломов. Массивы ультраосновных пород и вмещающие их толщи прорываются интрузиями габброидов и дайками основного состава, абсолютный возраст которых, по нашим данным, соответственно составляет 1480 ± 10 млн. лет и 676 ± 27 млн. лет. И те, и другие также в значительной степени метаморфизованы и

нередко превращены в габбро-амфиболиты и амфиболиты. В Туве на территории Сангиленского срединного массива в мраморах мутурской свиты протерозойского возраста, обнажавшихся вблизи выходов гипербазитов, нами обнаружены обломки хромпинелидов и магнетитов по хромпинелям. Обломки зерен хромпинелей установлены также в докембрийских отложениях в Горном Алтае в районе п. Акташа, а также в Кузнецком Алатау в районе г. Зеленой и в районе г. Чемодан.

Из приведенного материала видно, что по составу и строению эти ассоциации аналогичны офиолитам салаирид, отличаясь от них главным образом более высокой степенью дислоцированности и метаморфизма. Это дает основание рассматривать их как офиолитовые комплексы древних геосинклинальных структур фундамента каледонид. Наличие последнего подтверждается геолого-геофизическими исследованиями территорий Тувы, Горного Алтая и Кузнецкого Алатау.

Вещественный состав магматических членов офиолитов

Вулканогенные породы

Детально вещественный состав вулканогенных образований был изучен только из офиолитов салаирид, что обусловлено относительно хорошей их сохранностью. Исследовались они главным образом с точки зрения химизма, что дало возможность затем проводить их сравнения с аналогичными породами океанов и континентов. Подобные исследования были проведены в первую очередь для того, чтобы установить закономерность одного из положений новой глобальной тектоники, в соответствии с которым офиолиты континентов рассматриваются как океаническая кора прошлого.

Особенности состава офиолитового вулканизма Тувы. На территории Тувы офиолитовые комплексы связаны с начальным этапом развития складчатых структур и образуют несколько зон (поясов), приуроченных к глубинным разломам.

Состав вулканогенных образований в объеме офиолитов довольно однообразный и представлен преимущественно базальтами, в меньшей степени андезито-базальтами и андезитами. Изредка в составе офиолитов присутствуют кислые эффузивы, занимающие ничтожную роль и приуроченные только к верхам разрезов.

Вместе с тем по отдельным зонам соотношение в разрезах эффузивов, их туфов и осадочных отложений разное. В целом уста-

навливается, что состав разрезов офиолитовых комплексов определяется структурным положением толщ. Эта закономерность выражается в том, что в составе офиолитов центральных частей эвгеосинклинальных структур вулканогенные образования представлены только базальтоидами. В офиолитах же, пространственно тяготеющих к выходам протерозойских срединных массивов, появляются средние и кислые разновидности. При этом, чем ближе офиолиты располагаются к срединным массивам, тем больше в их составе продуктов вулканизма среднего и кислого состава.

По химическому составу базальтоиды из различных зон близки, но не однородны. В результате статистической обработки полных силикатных анализов пород устанавливается, что имеет место значимое изменение химизма базальтоидов в пространстве. Оно выражается в том, что с запада на восток региона в их составе уменьшается содержание окиси титана.

Сравнительный анализ химического состава рассматриваемых пород с аналогичными образованиями различных структур континентов и океанов показал следующее. За исключением базальтов из центральной части эвгеосинклинальной зоны (Уйкская подзона) основные лавы во всех остальных участках региона, обладая некоторыми специфическими особенностями (натровая специализация, незначительные отличия в содержаниях титана, фосфора и калия), являются аналогами базальтов оливин-базальтовой формации континентов и имеют много общих черт с молодыми вулканогенными образованиями Восточного Китая, Приамурья и Австралии. Базальты же Уйкской подзоны по большинству пороодообразующих окислов имеют достоверную близость с толеитовыми базальтами океанических формаций, и в частности с базальтами срединных океанических хребтов и дна океанов, отличаясь от них лишь незначительно повышенным содержанием TiO_2 пониженным — MnO и CaO .

Сравнительное изучение состава андезитов и кислых продуктов вулканизма также показало, что по химизму они чрезвычайно близки андезитам континентальной оливин-базальтовой формации.

Эти данные с учетом пространственного и структурного положения вулканогенного материала позволяют утверждать, что формирование офиолитовых комплексов пород на территории Тувы происходило не в однородной, а в различных тектонических обстановках. И в частности, этот процесс протекал как на корях континенталь-

ного или субконтинентального типов, так и на коре океанического или субокеанического типа [27].

Данный вывод согласуется с геофизическими исследованиями, показавшими, что территории различных участков развития офиолитов характеризуются разными мощностями земной коры и ее гранитно-метаморфического слоя. Для районов развития офиолитов вблизи срединных массивов эти параметры составляют соответственно более 54 и более 20 км, а для центральных частей эвгеосинклиналей – менее 45 и менее 18 км.

В прямой зависимости от строения фундамента оказался и состав ультраосновных членов офиолитов. Нашими исследованиями установлено, что в пределах офиолитов салаирского возраста массивы гипербазитов сложены преимущественно в различной степени серпентинизированными гарцбургитами и алогарцбургитовыми серпентинитами. Дуниты распространены незначительно. Характерным для массивов является широкое развитие в них жил пироксенитов главным образом диопсидититового состава. Наряду с этим отмечается, что при приближении к выходам протерозойских структур в составе массивов увеличивается количество дунитов и они резко преобладают в гипербазитовых телах, развитых в офиолитах байкалид. При этом породы характеризуются очень слабой изменчивостью вторичными процессами, продукты которых представлены главным образом тальком и амфиболами (тремолит, куммингтонит, антофилит), и почти полным отсутствием жил пироксенитов. Изучение оливинов из пород этих массивов химическими, геохимическими, рентгенометрическими и микроскопическими методами, а также впервые примененным методом ЭПР [29, 31] показало, что главный порообразующий минерал гипербазитов в офиолитах байкалид является вторичным. Образование его связано с дегидратацией серпентина, идущей под воздействием на серпентиниты габброидных и гранитоидных интрузий. Зональность в составе ультраосновных пород Тувы аналогична той, которая наблюдается в переходной зоне от океана к континенту [20, 23, 26, 28].

Пространственно связанные с гипербазитами интрузии основного состава, представленные габброидами и дайковым комплексом, по петро- и геохимическим особенностям оказались полными аналогами между собой и отличающимися от состава эффузивов вулканогенных толщ, вмещающих эти образования. Полученные данные указывают на

несомненное генетическое родство габброидов и даек и позволяют опровергать существующие представления о дайках как подводящих каналов для потоков эффузивов, слагающих разрезы офиолитов.

Особенности состава офиолитового вулканизма Горного Алтая.

Офиолитовый вулканизм региона знаменует собой, как и в Туве, начальные стадии эвгеосинклинального развития. Вулканическая деятельность в этот период проявилась главным образом на границе сочленения кембрийских структур с выступами основания докембрийского возраста и контролируется региональными глубинными разломами.

По вещественному составу продукты извержения представлены в основном базальтами и их пирокластами и лишь спорадически встречаются андезиты, а также лавы и туфы липаритового и дацитового состава. Вулканический материал по вертикали, простираясь и в латеральном направлении часто сменяется песчано-известково-кремнисто-сланцевыми отложениями, что придает разрезам пестроту и сложное строение, затрудняющие корреляцию отдельных их частей в разных участках.

По среднему валовому составу базальтоиды занимают промежуточное положение между оливиновыми и толеитовыми базальтами, ближе тяготея к последним. По большинству породообразующих окислов они наиболее полно сопоставимы с базальтами трапповых формаций континентов и резко отличаются от состава продуктов вулканизма океанических формаций и островных дуг.

Исследования изменения химизма продуктов вулканизма в целом по структуре Горного Алтая показали, что с запада на восток в составе базальтоидов происходит статистически значимое увеличение содержания MgO , Al_2O_3 и уменьшение $-CaO$, TiO_2 и K_2O .

Сравнением же состава базальтоидов по отдельным зонам региона с аналогичными типами пород океанических и континентальных формаций установлено, что по химизму они неоднородны. В частности, базальтоиды Катунской, Уйменской и Теректинской зон являются аналогами пород оливин-базальтовых серий континентальных формаций, а базальты Шапшальской зоны имеют по большинству окислов аналогию с толеитовыми базальтами срединных океанических хребтов.

Корреляция состава вулканогенных образований офиолитов Горного Алтая с глубинным строением региона показала, что как

и для Тувы, излияния базальтоидов, сходных по химизму с породами океанических формаций, происходило на участках с пониженной мощностью гранитно-метаморфического слоя (менее 22 км).

Эти данные дают возможность установить, что и формирование офиолитовых комплексов Горного Алтая происходило на разнородном фундаменте. В Шапшальской зоне этот процесс протекал на коре субокеанического типа, а в других зонах – на коре континентальной.

Ультраосновные члены гипербазитов в офиолитах Горного Алтая представлены почти повсеместно апогарцбургитовыми серпентинитами или же сильно серпентинизированными гарцбургитами. Исключение составляет Чаган-Узунский массив, в составе которого значительная роль принадлежит слабо измененным вторичным дунитам, образование которых было связано с воздействием на первичные серпентинизированные разности гипербазитов габброидной и гранитной интрузии.

Для большинства массивов ультраосновных пород установлен протрузивный характер внедрения. Наряду с этим, что является отличительной чертой гипербазитов Горного Алтая по сравнению с Тувой, в ряде мест несомненна их глыбовая природа и принадлежность к образованиям олистостромового типа. В таких случаях ультраосновные породы обнажаются на площадях в первые десятки кв. м и хаотически рассеяны среди вмещающих их вулканогенных или осадочных отложений (например, в северных частях Катунской и Теректинской офиолитовых зон).

Изучение химизма гипербазитов показало, что петрохимические особенности пород определенным образом зависят от их пространственного положения и так же, как и в Туве, с запада на восток химический состав пород меняется в направлении увеличения их магнезиальности. С другой стороны, сравнение химического состава гипербазитов Горного Алтая с гипербазитами Тувы показало, что они весьма близки гипербазитам Западно-Тувинской офиолитовой зоны. Вместе с тем для них характерны и свои специфические черты, а именно более высокие содержания железа, никеля и калия и более низкие – хрома.

Пространственно ассоциирующие с гипербазитами интрузии основного состава по химизму ближе всего соответствуют габбро-норитам, но отличаются от них более высокой железистостью и щелочностью.

Сравнение состава этих габброидов с аналогичными интрузиями в офиолитах Тувы выявило, что породы Горного Алтая являются более железистыми, титанистыми и щелочными и соответственно менее магнезиальными и глиноземистыми. Эта закономерность повторяет ту зональность, которая характеризует изменение в пространстве состава вулканогенных образований в пределах территорий сравниваемых регионов.

Таким образом, исследования структурного положения и вещественного состава интрузивных членов офиолитов Тувы и Горного Алтая показали, что: а) по составу они близки, но в то же время на отдельных участках характеризуются своими специфическими особенностями, б) химический состав интрузивных членов ассоциаций находится в прямой зависимости от их структурного положения, мощности и строения земной коры, в) офиолитовые серии формировались существенно на коре континентального типа и лишь в наиболее внутренних частях эвгеосинклиналей этот процесс протекал на корях субокеанического и океанического типов.

Как известно, вулканогенные образования офиолитовых ассоциаций являются объектами, с которыми пространственно и генетически связаны промышленные (в ряде случаев уникальные) месторождения медноколчеданных, меднопорфировых и жильных руд. В этой связи проведен сравнительный анализ химизма базальтоидов Тувы и Горного Алтая с аналогичными породами из офиолитовых серий Урала, Ньюфаунленда, Кипра и Омана, где разрабатываются указанные выше месторождения. В результате установлено, что по химическому составу сравниваемые объекты очень близки между собой.

На основании этого сделан вывод о перспективности вулканогенных толщ офиолитовых ассоциаций Тувы и Горного Алтая на обнаружение в них медных и железорудных промышленных скоплений. Этот вывод хорошо согласуется с известными данными о рудопроявлениях меди в исследованных объектах и подкрепляется геохимическими исследованиями. Последние указывают, что медная специализация является профилирующей для этих толщ, но наиболее ярко проявляется в базальтоидах Катунской и Шапшальской зон Горного Алтая.

I. Рассмотрена проблема серпентинизации гипербазитов, обсуждены существующие представления о протекании этого процесса и предложена принципиально новая его модель, основанная на изучении и анализе поведения газовой составляющей пород в зависимости от окислительно-восстановительной обстановки среды, в которой происходило становление пород [22].

II. Исследования по распределению петрогенных химических элементов в магматических горных породах и их классификации.

Проанализировано поведение порообразующих химических элементов в магматических горных породах с позиций основного закона геохимии, связывающего распределение в природе химических элементов со строением его атомов. Исследовано развитие его на базе теоретических положений квантовой химии, рассматривающих строение неорганических соединений в свете теории молекулярных орбиталей.

В качестве основных критериев, с помощью которых рассмотрено распределение петрогенных элементов в главных типах магматических пород, были взяты особенности строения атомов элементов и их качественные энергетические характеристики, учитывающие энергию орбиталей. Это дало возможность увязать вхождение в состав той или иной магматической породы комплекса химических элементов с факторами температуры и давления и тем самым определять P-T-условия образования в коре и мантии силикатного расплава.

На базе этих построений и учета в химическом составе магматической породы расчетного количества свободных ионов кислорода предложена и разработана оригинальная химическая классификация пород, дающая возможность как различать породы между собой, так и диагностировать их [21, 24].*

*Разработка теоретических вопросов выполнена В.В.Велинским.

ПЕТРОЛОГИЯ РУДОНОСНЫХ ТРАПШОВ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. Общие проблемы платформенного магматизма

Исходя из составов оливинов, пироксенов, акцессорных хром-шпинелидов и магнетитов как показателей условий дифференциации магмы, можно утверждать, что на Сибирской платформе имеются постепенные переходы между ультраосновной и основной **магмами**, что предполагает единый мантийный источник исходной магмы. Ее состав зависит в основном от степени плавления материала мантии (полное – меймечит, частичное – пикрит и магнезиальный базальт). Частные **магмы** возникают путем фракционирования из исходной **магмы** в процессе ее подъема к поверхности Земли. Дифференциация (фракционирование), вероятно осуществляется в промежуточных очагах. Исходными для большинства трапловых проявлений Сибирской платформы, по-видимому, следует считать магнезиальные основные **магмы**, характеризуемые средним составом норильских дифференцированных интрузий [45]. Исходная магма для этих рудоносных интрузий по составу близка к промежуточной между пикритовой и базальтовой (10–12% MgO), являясь в то же время более высокотемпературной (очевидно, более глубинной), чем базальтовая. Возникает она за счет более полного плавления (чем для обычных толетитовых базальтов) мантийного субстрата с последующей дифференциацией, будучи близка к коматитам [41]. Роль исходного состава **магмы**, как фактора рудоносности, весьма велика, но еще недостаточна. Вопросы формационного анализа, в том числе траплов обсуждались в специальной работе [62].

Крупным обобщением, проведенным совместно с норильскими геологами, явилась монография [53], где приведена сводная комплексная характеристика верхнепалеозойского–нижнемезозойского эксплозивного, эффузивного и интрузивного траплового **магматизма** региона в связи с оценкой перспектив его рудоносности. Особое внимание было уделено характеристике дифференцированных трапловых интрузий, особенностям их локализации, строения, состава, механизма образования и рудоносности. Особый интерес для поисков медно–никелевых руд представляют магматические тела, участвовавшие в строении Норильско–Вологодчанской, Хараелахско–

Иконской и Боярско-Дельканской структурно-фациальных подзон. Применение методов логико-математической обработки информации по 68-и дифференцированным интрузиям, характеризуемым 40 признаками (геолого-тектоническая обстановка, строение интрузий, их минералогия и петрохимия) при решении по двум постановкам, выявило ряд перспективных интрузий, заслуживающих дальнейшего изучения (Пясинско-Вологодчанская, Имангдинская, Мантуровская, Накохоз, Ханарская, Верхне-Кунтывахская и другие).

Б. Вопросы петрологии рудоносных дифференцированных интрузий трапш

Медно-никелевые месторождения связаны с дифференцированными интрузивами трапш гипербазитовой субформации. Для разреза рудоносных интрузий характерно наряду с породами трехчленной расслоенной серии (пикритовый, оливиновый, безоливиновый габбро-долериты) присутствие основных пегматоидов (такситовые габбро-долериты и габбро). Возникновение пегматоидных образований в дифференцированных рудоносных интрузиях связано с целым комплексом причин. Сюда входят особенности состава исходной магмы (достаточно большая ее магнезиальность), особенности ее механизма внедрения (пульсационный режим), возникновение вторичной пегматоидной магмы вдоль ослабленных направлений в раскаленных затвердевших головных частях внедряющихся интрузий (в значительной мере наследующей состав "вмещающих" интрузивных пород), ее метаматматическая дебазификация и, наконец, аутометасоматические изменения в том числе высокотемпературная полевошпатизация и сульфидное оруденение, завершающие дебазификацию вторичной пегматоидной магмы [39]. Лейкократовость как самих пегматоидных пород, так и ореола сопутствующих им полевошпатизированных пород служит существенным поисковым признаком рудоносных дифференцированных интрузий, а сам факт присутствия в составе интрузии норильского типа - поисковым критерием ее рудоносности [55]. Главнейшая особенность вещественного состава дифференцированных рудоносных интрузий Норильского района - достаточно узкий интервал магнезиальности (10-12% MgO) их средних и средневзвешенных составов. Более высокие содержания характерны для практически нерудоносных интрузий "моронговского типа, а более низкие - для слаборудоносных и нерудоносных интрузий, смываю-

щихся с нормальными траппами. Взаимосвязанные, но менее четкие соотношения выявляются и для других породообразующих окислов.

Четким минералогическим критерием служит широкое распространение в интрузиях оливина с железистостью не менее 15% и не более 30% фаялитового компонента, а так же присутствие помимо титано-магнетита хромшпинелида, содержащего титан [55]. Твердо установленная закономерность — сопровождение сульфидных руд метасоматическими новообразованиями, проявляющимися либо в виде рассеянных "реакционных" минералов, либо метасоматитов в концентрированном виде. К числу "реакционных" минералов относятся кислый плагиоклаз, калишпат, метасоматический клинопироксен, гранат (гроссулар-андрадитового типа), роговая обманка, биотит, пренит, эпидот и ряд других. Непосредственно в рудах обнаружены и высокожелезистые разновидности перечисленных выше темнопетных минералов, могущие служить непосредственным поисковым признаком [34, 95].

К числу характерных околорудных изменений относятся как безгранатовые метасоматиты (кварц-полевошпатовые, плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-фаялитовые), так и с участием граната (пироксен-гранатовые, гранат-серпентиновые и ряд других). Необходимые условия формирования рудоносных интрузий: а) наличие в составе исходной магмы не менее 10% MgO, б) полнота гравитационно-кинетической дифференциации, внедряющейся исходной магмы в пределах протяженных пологих интрузивных камер, в) пульсационный режим внедрения из чередующихся остановок (когда идет осаждение кристаллов оливина) и дальнейших подвижек магмы, при этом головные части интрузии под напором давления магматической колонны могут двигаться в уже отвердевшем, хотя и еще раскаленном состоянии, г) возникновение в связи с этим в головных частях интрузий протяженных приконтактных горизонтов основных пегматитов (такситовых габбро-долеритов и габбро), играющих роль как генератора растворов, так и флюидопроводящей системы для более глубоких растворов, производящих метаматическую дебазификацию [39, 53].

Интрузии Имангдинского рудного узла обладают различной степенью дифференцированности — от полнодифференцированных до практически недифференцированных. По внутреннему строению к полнодифференцированным интрузиям по Норильскому типу относятся

Имангдинская и Мантуровская, менее четко дифференцирована Накохозовская и еще менее Хюктинская и Макусовская. Петрохимическое изучение интрузий подтвердило петрографические данные о вещественной неоднородности их по разрезу и выявило как продукт кристаллизации наиболее магнезиальной магмы – Мантуровскую и Имангдинскую интрузии и менее основной магмы – близкие между собой по химизму Накохозовскую, Хюктинскую и Макусовскую интрузии. Геологическое и петроструктурное изучение выявило четкие магматические текстуры течения. Взаимное расположение интрузий позволяет считать их близкосодейственными последовательными внедрениями из одного и того же магматического канала с постепенным снижением горизонта внедрения. Наблюдается изменение состава всех породообразующих минералов по разрезу интрузий, подчеркивающее состоявшуюся внутрикамерную дифференциацию внедрившейся магмы.

Методами геологической термометрии, исходя из состава темноцветных минералов, определяется температурный диапазон формирования дифференциатов интрузий, причем для пикритовых габбро-долеритов температуры формирования наибольшие (не менее 1300°C). По пироксенам устанавливается оптимальный температурный интервал ($1300-1100^{\circ}\text{C}$) для основной стадии кристаллизации. Как и для норильских интрузий, сульфидное оруденение здесь так же более позднее – наложенное, имеющее прямое отношение к развитию в интрузиях горизонтов основных пегматоидов. Судя по рассмотренным интрузиям Имангдинского рудного узла, этот район перспективен на дальнейшие поиски новых рудоносных интрузий, а Имангдинская и Мантуровская интрузии заслуживают дальнейшего более детального изучения с целью возможного обнаружения в них богатого сульфидного оруденения [49, 51]. Впервые начато изучение также трашвого дайкового комплекса Имангдинского района на северо-западе Сибирской платформы. Показано поисковое значение части даек, образующих дифференцированную серию пород, в том числе оруденелых. Поставлен вопрос о возможном присутствии в этом районе дифференцированных интрузий верхнего структурного этажа и необходимости выявления на всей территории региона "сигнальных даек" с целью оконтуривания перспективных площадей на поиски сульфидного медно-никелевого оруденения [101].

В. Минералы дифференцированных трапсов и их парагенезисы

Помимо нерудных метасоматических минералов нормальной железистости, сопровождающих оруденение в интрузиях норильского типа, выявлен ряд аналогичных метасоматических минералов, но со специфической высокой железистостью, чаще среди сплошных сульфидных руд. К ним относятся гранат, клинопироксен, биотит, а также высокожелезистые хлорит, феррогастингсит, пренит, пумпеллиит. Возникновение ассоциаций высокожелезистых нерудных минералов совместно с сульфидами указывает на достижение высокого уровня привноса железа в породы на стадии интенсивного рудообразования, как части общего постмагматического процесса. Интенсивность ее проявления (от значительной до исчезающе малой) имеет результатом возникновение или отсутствие в интрузиях оруденения. Генетическая связь высокожелезистых нерудных минералов с рудами носит характер несомненных "околорудных изменений" и указывает на метасоматическую природу самого оруденения [34].

В рудоносных дифференцированных интрузиях четко проявляется стадия низкотемпературного кальциевого метасоматоза, представленная специфической парагенетической ассоциацией минералов (пектолит, ксенолит, пренит, апофиллит, таумасит, ломонтит). Основным фактором смены парагенезисов минералов в метасоматитах помимо pH растворов и массы инертных компонентов служит возрастание в растворах активности CaO с падением температуры и бес-таумаситовые парагенезисы сменяются беспектолитовыми, минуя условия беспренитовых парагенезисов. Эти метасоматиты возникают в начале позднещелочной постмагматической стадии, по Д.С.Коржинскому (1953), в интервале $230-140^{\circ}\text{C}$ [35].

Обобщение большого материала по минералам дифференцированных трапсов и связанных с ними метаморфогенных образований [95] позволило охарактеризовать все стадии процесса минералообразования с закономерной сменой минеральных парагенезисов по мере падения температуры начиная с магматической стадии и далее через все последующие постмагматические этапы минералообразования. В ходе кристаллизации расплава закономерно изменяется состав породообразующих минералов габбро-долеритов, в том числе магнетита. Устанавливается, что составы клинопироксенов, а также плагиоклазов, наряду с составом оливина, могут служить для трапсов надежными индикаторами состоявшейся дифференциации магма-

тического расплава [55, 95, 96]. По составам оливинов и пироксенов в то же время выделяются различные тенденции обогащения железом в зависимости от пути дифференциации магнезиальной магмы. По интенсивности нарастания железистости состава темноцветные минералы располагаются в ряд — зеленый клинопироксен — бурый клинопироксен — ортопироксен — оливин. Различие в путях дифференциации магнезиальной магмы (скаергардский или норильский) резко сказывается на ее сульфидоносности [44].

Г. Вопросы генезиса сульфидных медно-никелевых руд и критерии их поисков

Был затронут широкий круг проблем, начиная с общих вопросов рудообразования [36] и генезиса эндогенных рудных формаций [33], причем показано, что в месторождениях, связанных с дифференцированными трапзовыми интрузиями норильского типа, пространственно совмещено ряд формаций от специфических высокотемпературных через среднетемпературные до низкотемпературных. Не все рудные формации здесь проявлены в одинаковой степени. Наиболее ранняя хромитовая, связанная с ультраосновными дифференциатами интрузий, проявляется обычно в символических количествах. В заметно больших количествах отмечается вкрапленность титано-магнетитового оруденения, сменяющегося магнетитовым. В значительно больших масштабах здесь проявляется сульфидное медно-никелевое оруденение, сменяющееся платиновой, золото-серебряной и свинцово-цинковой минерализацией. Отрицается роль специфических рудных растворов в формировании этих месторождений. Последовательность замещения металлов в сульфидах на месторождениях такова, что указывает на смену более растворимых сульфидов менее растворимыми и соответствует рядам растворимости, известным для нейтральной и кислой среды. Основной их механизм возникновения, очевидно, является процессом обмена. Таким путем находят решение для проблемы пространства, рудной зональности и последовательности их возникновения [36]. Как и в несомненных метасоматитах, в рудах по температурным интервалам намечаются высоко-, средне- и низкотемпературная стадии. Наиболее высокотемпературной отвечают пирротитовые руды, среднетемпературной — халькопиритовые. Оценки параметров природного процесса [40, 46] соответствуют высокотемпературному генезису сульфидов, во всяком

случае для промышленных скоплений. Каплевидная форма минеральных агрегатов, в том числе сульфидов не только не является доказательством их магматической природы, но сама может свидетельствовать в пользу их метасоматического происхождения [32]. Основной причиной возникновения высокотемпературного инфильтрационно-метасоматического сульфидного оруденения, по-видимому, являются аномальные отклонения в ходе эволюции кислотности постмагматических растворов в более кислую область, чем обычно для стадии "кислотного выщелачивания" в среде основных и ультраосновных пород. Это связывается как с обогащением летучими (в том числе ангидритами сильных кислот) поздних дифференциатов, так и с поздними основными пегматоидами, являющимися решающим фактором рудоносности этих интрузий [34, 55]. Источником сульфидного материала для "жил внедрения" может быть твердый сульфидный материал метасоматических "жил замещения", механически активизированный стрессовыми тектоническими нагрузками в условиях достаточно высокой температуры и находящийся в пластичном состоянии, как показывают эксперименты при высоких P-T в системе габбродолерит - сульфиды [52].

Источником рудного вещества для сульфидных медно-никелевых руд является в конечном счете внедряющийся вверх расплавленный материал верхней мантии. В процессе камерной дифференциации происходит распределение основной массы хрома и титана соответственно в пироксенах нижних и верхних дифференциатов. Силикатный никель входит почти целиком в состав магнезиальных оливинов нижних дифференциатов. Судя по обогащенности этих же горизонтов соответственно рудными никелем, хромом и титаном, весьма вероятно, что основным источником рудных содержаний являются сами породы дифференциатов. В таком случае сульфидное оруденение возникает на месте в камерах за счет сульфуризации глубинными флюидами ультраосновных и основных пород, возникших при дифференциации и содержащих заметные концентрации никеля, кобальта, хрома и титана [38]. Извлечение их и переотложение с концентрированием, по-видимому, является результатом воздействия на эти породы эволюционирующих водно-сероводородных и более кислотных флюидов, обогащенных также рудными концентрациями меди, накапливающейся в растворах. Как источник информации об условиях рудообразования также использовались геохимические параметры распределения [61.]

В коллективной монографии на основании анализа обширного фактического материала обсуждается система поисковых критериев и факторов на сульфидные руды норильского типа. Основное внимание уделяется группе петрологических, минералогических и геохимических, а также структурно-тектонических, литолого-стратиграфических, гидрогеохимических, геофизических и других критериев и признаков. В частности, подчеркивается поисковая роль взрывчатых веществ и коэффициента взрывчатости при региональном районировании площадей, приводятся петрохимические параметры для генетических рядов рудоносных интрузий, указывается диапазон составов породообразующих минералов и т.д. Проведенное обобщение помимо теоретического имеет большое практическое значение [55].

Д. Новый район развития магнезиальных траппов в среднем течении р. Енисей

В валунном материале из морен района среднего течения р. Енисей были обнаружены в большом количестве оливиновые, троктолитовые и пикритовые габбро-долериты, что заставило предполагать наличие их коренных выходов непосредственно под ледниковыми четвертичными наносами [47, 100]. Тогда же было указано, что в полосе междуречья рек Бахты и Фатьяники, примыкающей к среднему течению Енисея, очень велика вероятность открытия целого нового района магнезиальных траппов с признаками хорошей их дифференциации. Дальнейшие исследования в этом направлении [43, 48] показали развитие магнезиальных траппов в широкой приенисейской полосе, которая заслуживает быть названной Средне-Енисейской провинцией магнезиальных траппов. Целая дифференцированная серия траппов, включающая в себя и крайние магнезиальные их разновидности, была обнаружена по многочисленным глыбам и развалам в бассейне р. Сухая Бахта [43]. Присутствие магнезиальных траппов, в том числе норильского типа, определяет общие благоприятные поисковые петрологические прогнозы на поиск сульфидного медно-никелевого оруденения на этой обширной территории и значительно увеличивает перспективы открытия здесь промышленно рудоносных дифференцированных интрузий норильского типа.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На севере Сибирской платформы ультраосновные породы играют основную или значительную роль в ряде породных ассоциаций. К ним принадлежит маймеча-котуйский комплекс сложных интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов; интрузивные тела и вулканогенные образования ультраосновного и щелочно-ультраосновного состава; трубки и дайки кимберлитов; проявления магнезиальных траппов в виде самостоятельных интрузивных комплексов, вулканогенных толщ или дифференциатов структурно единых магматических тел.

Ультраосновные образования платформы представлены дунитами, перидотитами, меймечитами, оливинитами, разнообразными бесполевошпатовыми и полевошпатовыми пикритами и пикритовыми порфиритами, пикритовыми габбро-долеритами, кимберлитами.

При изучении химизма ультраосновных и близких к ним по составу пород платформы и других регионов возникла необходимость их ранговой классификации. Особенно остро необходимость такой классификации ощутима для ультраосновных вулканитов, которые обладают неполнокристаллической структурой и нередко образуют ряды (серии) с постепенно меняющимися петрохимическими параметрами.

За основу классификационного деления платформенных ультрабазитов мы взяли дискриминанты SiO_2 и сумму щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), которые широко используются для анализа петрохимических особенностей пород и их систематики. При этом за границу раздела между ультраосновными и основными породами мы приняли содержание $\text{SiO}_2 = 44$ вес.%, что соответствует статистическому минимуму, а по содержанию щелочей среди ультраосновных пород выделили ряды нормальных ($\leq_{\text{щел}} = 0,5$ вес.%), субщелочных ($\leq_{\text{щел}} = 0,5-1,0$ вес.%) и щелочных ($\leq_{\text{щел}} = 1,0-2,0$ вес.%) ультрабазитов. Сумма щелочей, равная 2,0 вес.%, принята нами за максимальный ограничивающий параметр в силу того, что в породах, недосыщенных кремнием, но с высоким содержанием магния, нормативные или реальные фельдшпатоиды обычно появляются при содержании щелочей более 2,0 вес.%.

Для петрохимической характеристики ультраосновных пород платформы было использовано более 400 специально отобранных анализов. Выборки анализов, нормативные составы и петрохимические коэффициенты, характеризующие различные группы пород, сопоставлялись между собой методами математической статистики [10, 12, 13]. Среди полученных результатов можно отметить следующие:

1. По петрохимическим признакам и геохимической специализации особое положение среди ультраосновных пород платформы занимают меймечиты, перидотиты и дуниты Гулинского плутона, для которых наряду с высоким содержанием магния характерны повышенные количества хрома, никеля и титана при минимальном содержании щелочей.

2. В особую группу выделяются оливиниты сложных интрузий, имеющие с дунитами значимые различия по целому ряду окислов.

3. Пикритовые порфириды, относящиеся к ультраосновным породам с повышенным содержанием щелочей, по составу и геохимической специализации выделяются в самостоятельную группу, которая почти по всем параметрам значимо отличается от меймечитов.

4. Кайнотипные разности кимберлитов (их интрузивная фация) более близки по петрохимическим признакам к пикритовым порфиридам, чем к меймечитам, с которыми их часто сопоставляют. Для этой группы пород характерна глубокая недосыщенность кремнием, высокая титанистость, магнезиальность и явное преобладание калия над натрием.

5. Среди ультраосновных пород платформы особое место занимают полевошпатовые магнезиальные породы траптовой фации, представленные полевошпатовыми высокомагнезиальными пикритами р.Аян, пикритовыми базальтами севера платформы и пикритовыми габбро-долеритами дифференцированных траптовых интрузий норильского типа. Для химизма этих пород, по сравнению с другими ультраосновными породами платформы, характерно повышенное содержание кремния и алюминия, явное преобладание натрия над калием. По петрохимическим параметрам аянские пикриты и пикритовые базальты имеют много общего, существенно отличаясь по этим же признакам от пикритовых габбро-долеритов. В целом эта группа пород выделяется в самостоятельный петрохимический тип, имеющий ряд общих признаков только с бесполевошпатовыми пикритами.

Особенности химизма и наблюдаемые минеральные парагенезисы ультраосновных пород отражают условия их образования. Несмотря на кажущуюся простоту фазового состава, минералы, составляющие породы, обладают достаточно высокой степенью информативности.

В первую очередь это относится к оливинам. Изучение составов оливинов и распределение в них таких элементов-примесей как Ti, Al, Mn, Ca, Ni, Cr показало, что выделяемые группы пород (меймечиты, дуниты, оливиниты, перидотиты, пикриты и т.д.) характеризуются вполне определенными составами оливинов с присущим им количественным распределением элементов-примесей 9, II, I7.

В целом все оливины по характеру распределения и корреляционных связей между составами и содержаниями элементов-примесей подразделяются на две четко обособленные группы:

I. Оливины меймечитов, пикритов и пикритовых порфиритов, дунитов и перидотитов. К ним близки также оливины из коматиитов, ультраосновных лав Кипра, меймечитов и пикритов других регионов, оливины перидотитовых включений в кимберлитах и оливины из алмазов, оливины из "первичных" дунитов складчатых областей.

Для каждой разновидности этих пород, как и для группы в целом, характерно наличие четких корреляционных связей между составами оливинов и содержаниями в них элементов-примесей, а также между элементами-примесями. Для оливинов этой группы весьма характерен устойчивый парагенезис с акцессорным хромшпинелидом.

Относительно оливинов этой группы, магматическую природу которых можно считать доказанной присутствием в них первичных расплавленных включений, формой проявления, геолого-структурной обстановкой, следует сделать вывод, что она генетически неоднородна главным образом по давлению и температуре кристаллизации оливина, но вполне может быть объединена в самостоятельный тип "первичных" магматогенных оливинов.

II. Ко второй группе относятся высокомагнетиальные оливины, составляющие оливинитовые массивы, а также блоки или зоны оливинитов в интрузиях ультраосновных и щелочных пород. Для них характерен достаточно узкий интервал составов и совершенно иное, чем в первой группе, распределение элементов-примесей, особенно никеля и хрома. Все корреляционные связи между содержанием FeO и элементов-примесей в оливинах этой группы незначимы, кроме

FeO-MnO . Для оливинов этой группы характерен парагенезис с магнетитом (титаномagnetитом), несомненно свидетельствующий о специфике условий формирования этих пород в высоко окислительной обстановке.

Оливины из различных групп ультраосновных пород платформы, ультраосновных лав Кипра и гипербазитов тел складчатых областей исследовались нами с помощью метода ЭПР [II] По типу спектров ЭПР оливины четко подразделялись на две обособленные группы.

Первая из них объединяет оливины, в которых ион Fe^{3+} либо не проявляется вообще и их спектры не имеют каких-либо линий поглощения, либо интенсивность линий незначительна. Все оливины из этой группы относятся по приведенным выше геохимическим особенностям к типу "первичных" магматических оливинов.

Вторая группа объединяет оливины, для которых характерны очень интенсивные спектры ЭПР от структурных форм вхождения Fe^{3+} . Оливины этой группы по геохимическим данным имеют метаморфогенную "вторичную" природу и относятся к типу "вторичных" оливинов.

Наличие как "первичных", так и "вторичных" оливинов, образующих дунитовые и оливинитовые тела в составе сложных щелочно-ультраосновных комплексов, и характер их взаимоотношений свидетельствуют о несомненном образовании оливинитов за счет преобразования серпентинизированных дунитов. При этом происходит изменение составов оливинов, перераспределение элементов-примесей и смена парагенезиса $\text{Ol}_1 + \text{Xp}$ на $\text{Ol}_2 + \text{Mg}$. Разделение ультраосновных пород по типу слагающих их оливинов на "первичные" и "вторичные" имеет важное значение при определении временной последовательности формирования пород, принимающих участие в строении полиформационных тел, и природы оруденения, связанного с ними.

Среди пироксенов, принимающих участие в составе ультраосновных пород платформы преобладают клинопироксены. Ортопироксены в небольшом количестве присутствуют только в полевошпатовых пикритах.

В отличие от оливинов, пироксены характеризуют более поздний этап кристаллизации ультраосновных расплавов. Это подчеркивается структурными особенностями пород, размерностью и морфологией зерен, температурами гомогенизации включений. По ограни-

чивающим параметрам классификации, предложенной Н.Л.Добрецовым и др. (1975), большинство проанализированных клинопироксенов принадлежит к титанистым субкальциевым авгитам и фассаитам.

Сопоставляя средние составы клинопироксенов из ультраосновных пород платформы, следует отметить общность характеризующих их признаков, а именно:

1. Общую высокую недосыщенность кремнием, которая компенсируется Al^{IV} , а при его недостатке Ti^{4+} .
2. Невысокое содержание алюминия (не более 5,0 вес.% Al_2O_3), обычно полностью входящего в группу кремния в четверной координации.
3. Высокое содержание титана, до 5,6 вес.% TiO_2 , и переменное содержание хрома (до 0,8 вес.% Cr_2O_3).
4. Низкое содержание натрия (обычно меньше 0,5 вес.% Na_2O) при полном отсутствии калия.
5. Достаточно стабильное соотношение кальция и магния.
6. Невысокая общая железистость ($f = 0,17 - 0,25$).

Анализ связей катионов подчеркивает своеобразие изоморфизма элементов в клинопироксенах ультраосновных пород. Несомненно, что высокая недосыщенность пироксенов кремнием компенсируется не только Al^{IV} , но и титаном, который иногда полностью входит в виде Ti^{4+} в группу кремния. Это соответствует кристаллохимическому правилу В.С.Соболева, который отмечал, что повышение щелочности и температуры, а также давления должны способствовать понижению координации Al и Ti до 4, т.е. их вхождению на место кремния.

Кроме общности признаков, клинопироксены имеют различия, иногда существенные, в зависимости от принадлежности к тому, или иному типу ультраосновных пород. Так, сопоставление равнозначных выборок анализов клинопироксенов из меймечитов и пикритов Гудинского плутона с пироксенами из пироксенитов этого же массива выявило значимые различия между ними по содержанию кремния, титана, алюминия, железа, магния и общей железистости. Эти и другие различия подтверждают предположения о принадлежности сравниваемых групп к различным генетическим типам.

Одной из характерных особенностей клинопироксенов щелочно-ультраосновных пород магматического генезиса является наличие зонально окрашенных кристаллов, зеленые центры которых обога-

щены хромом (до 0,8 вес.% Cr_2O_3), а бурные периферические каймы-титаном (до 5,5 вес.% TiO_2). Зеленые клинопироксены вкрапленников по сравнению с бурными каймами и пироксенами основной массы обогащены кремнием и магнием, но содержат меньше титана, алюминия и железа при почти равном содержании кальция. Общая железистость зеленых клинопироксенов на 25–30% ниже железистости бурых.

Нами было проведено широкое изучение составов аксессуарных рудных минералов из различных типов ультраосновных пород платформы. Основное внимание было уделено хромшпинелидам, которые являются одной из первых фаз кристаллизации ультраосновных расплавов, выделяясь в широком интервале температур и давлений. Причем хромшпинелиды образуются не только в условиях высоких давлений, например, совместно с хромистым пиропом и алмазом в кимберлитах, но и в условиях средних и низких давлений, когда барофильные минералы неустойчивы, а обычным становится оливин-хромшпинелевый парагенезис.

Для изученных хромшпинелидов [16] характерны переменные, но достаточно высокие содержания Cr_2O_3 , Fe_2O_3 и FeO , MgO и TiO_2 при низком (4–6 вес.%), но достаточно постоянном содержании Al_2O_3 . По данным микросондирования, рудные аксессуарные минералы образуют непрерывный ряд составов от высокотитанистых хромпикотитов до хромсодержащих титаномagnetитов. В этом ряду наиболее стабильными составами и прочными корреляционными связями обладают хромшпинелиды из оливин-хромшпинелевых парагенезисов в ультраосновных вулканитах – в меймечитах, особенно в их дайковой фации, и в пикритах. Содержание Cr_2O_3 в них максимально и может достигать 51–54 вес.%.

Анализ изменений составов хромшпинелидов и катионных связей позволяет сделать вывод, что в отношении трехвалентных катионов изученные хромшпинелиды из ультраосновных пород платформы обладают двумя своеобразными четко выраженными равноправными схемами изоморфизма: 1. $\text{Cr}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$ и 2. $2\text{Cr}^{3+} \leftrightarrow (\text{Mg}, \text{Fe})^{2+}$, Ti^{4+} с постоянным низким содержанием Al^{3+} .

Можно отметить, что подобная схема изоморфизма была описана Н.В.Соболевым как диагностический признак для хромшпинелей, ассоциирующих с высокохромистым гранатом в особо глубинных перидотитовых включениях из кимберлитовых трубок Якутии.

В процессе эволюции ультраосновных расплавов составы хромшпинелидов изменяются в сторону повышения в них магнетитовой составляющей. В зернах хромшпинелидов из основной массы ультраосновных вулканитов иногда отмечается четко выраженная зональность.

В оливинитах рудный минерал, представленный титаномагнетитом, образует не только акцессорную вкрапленность, но и значительные мономинеральные скопления. Анализ геологической обстановки и наблюдаемых минеральных парагенезисов свидетельствует о том, что магнетитовое оруденение в оливинитах (и в пироксенитах) имеет высокотемпературный метасоматический генезис [8, 15, 18, 19].

В процессе преобразования "первичных" дунитов в оливиниты происходит не только преобразование составов оливинов, но и хромшпинелидов. Последние замещаются титаномагнетитом. Причем, как установлено микрозондовым профилированием, реликты частично преобразованных хромшпинелей сохраняются иногда в виде отдельных зон или в центральных частях ядер титаномагнетитовых зерен.

Проведенный нами анализ термодинамических условий формирования титаномагнетитового оруденения [18] показал, что оно возникает в процессе реакционного взаимодействия высокотемпературных щелочных с восстановительными свойствами флюидов, генерируемых более молодыми щелочными интрузиями, с силикатными породами ультраосновного состава.

Расчетная положительная величина константы равновесия указывает на смещение вправо реакции взаимодействия флюидов, содержащих титаниты щелочных металлов, с железосодержащими силикатами ультрабазитов с образованием магнетита и титаномагнетита. В частности, по расчетным данным, при 800°C величина Po_2 , контролирующая процесс образования скоплений титаномагнетита, не должна превышать величины $10^{-16,6}$ атм.

Достижения последних лет в области петрологии верхней мантии и экспериментальных исследований достаточно убедительно свидетельствуют о генерации ультраосновных расплавов при полном или почти полном плавлении глубинного субстрата. Но в целом эта проблема содержит массу нерешенных вопросов и предположений, касающихся глубин возникновения и состава "исходных" расплавов, способа их доставки в верхние горизонты земной коры и на повер-

хность, характера эволюции расплавов, влияния на них факторов режима, оценки температур, давления, фугитивности кислорода и других интенсивных параметров систем IO, I2, I3, I4.

Попытки оценить такие параметры кристаллизующейся системы как T, P, f_{O_2} по особенностям составов минералов и их парагенезисам делались неоднократно.

Так, для определения температур кристаллизации ультраосновных расплавов сейчас широко используются расчетные данные, основанные на предположении, что парагенезисы оливин-хромшпинелид и оливин-расплав являются равновесными.

Полученные нами данные [I2] свидетельствуют о том, что геотермометр Джексона-Ирвина, основанный на равновесности парагенезиса оливин-хромшпинелид, применим для ультрабазитов платформы (и ультраосновных вулканитов других районов) только с поправкой Родера. Но и в этом случае интерпретация результатов требует осторожности и проверки другими методами.

Для этой цели мы применили оливин-расплавный геотермометр Родера-Эмсли (I970), Ваганова-Кузнецова (I976, I978), который базируется на том, что переход от бинарной системы форстерит-фаялит к многокомпонентной системе существенно не влияет на форму линий солидуса и ликвидуса, повторяющих эти линии в бинарной системе, но вызывает их температурное смещение. Это температурное смещение является функцией состава нормативного оливина в расплаве, равновесном с модальным оливином. Предполагается, что коэффициент распределения Mg и Fe между расплавом и равновесным оливином не зависит от интенсивных параметров систем. Используя способы расчета и диаграммы, предложенные вышеупомянутыми авторами, мы получили ликвидусные и солидусные температуры кристаллизации оливина для некоторых типов ультраосновных пород платформы и других районов.

Полученные нами результаты имеют хорошую сходимость и отражают общую тенденцию к понижению температур кристаллизации ультраосновных расплавов от меймечитов (I600-I700°C) к полевошпатовым пикритами (I230-I400°C). В целом, цифровые данные, полученные различными методами, близки к экспериментальным температурам плавления пород того же или близкого состава. Температуры гомогенизации расплавных включений в оливинах из этих же пород, по-видимому, всегда занижены из-за технических трудностей

диагностики природы включений и полноты их гомогенизации.

Если температуры кристаллизации ультраосновных расплавов определяются различными методами и с достаточно хорошей сходимостью результатов, то оценка давлений по наблюдаемым минеральным парагенезисам пока еще не вышла из стадии общих предварительных рассуждений.

Учитывая, что равновесная кристаллизация хромшпинелида и оливина в ультраосновных расплавах меймечитового и им подобного состава происходит в широком температурном интервале, можно предполагать, что хромшпинелиды с постоянным содержанием Al_2O_3 и переменным других компонентов должны находиться в равновесии с расплавом, в котором количество алюминия непрерывно возрастает. По-видимому, как предполагает А.В.Соболев (1980), насыщение хромшпинелида шпинелевым компонентом можно объяснить влиянием интенсивного параметра системы, который остается постоянным в процессе кристаллизации хромшпинель-оливинового парагенезиса. Вполне допустимо предположение, что таким параметром, контролирующим предел смесимости шпинелевого компонента в хромшпинелидах магматических ультраосновных пород, является давление.

Предположение, что составы акцессорных хромшпинелидов, в частности отношение Cr_2O_3/Zr_2O_3 , является функцией глубинности формирования ультраосновных пород, высказывалось и рассматривалось неоднократно. Вероятно, реперными точками для оценки давления могут быть типоморфные ассоциации минералов из кимберлитов и составы хромшпинелидов из ксенолитов установленной глубинности (катаклазированные перидотиты и т.п.) [10].

В целом, анализируя обширный материал по породообразующим и акцессорным минералам из различных типов ультраосновных пород, мы пришли к убеждению, что существует вполне определенная эмпирическая связь между составами минералов и составами систем, из которых они кристаллизуются, но возможность применения особенностей составов минералов и их парагенезисов для выяснения условий кристаллизации ультраосновных расплавов пока весьма ограничены из-за трудности учета всего многообразия параметров этих многокомпонентных систем [10].

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В. Опыт выделения порообразующих минералов с применением сепаратора СИМ-I. - В кн.: Физико-химические методы анализа минералов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 92-94.

2. Агафонов Л.В., Банников О.Л., Андреева Т.А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.10, с. 64-74.

3. Агафонов Л.В., Кутюлин В.А., Леснов Ф.П. Воздействие базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород и относительная устойчивость минералов в базальтовом расплаве. - В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 67-84.

4. Агафонов Л.В., Леснов Ф.П., Пинус Г.В. Пироксены базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.10, с. 6-31.

5. Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Ксенолиты пироповых лерцолитов из базальтоидов Центрального Хангая. - В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 156-167.

6. Агафонов Л.В., Поспелова Л.Н., Баярхуу Ж. Вторичные дуниты Наранского массива и их минералого-петрографические особенности. - В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 4-15.

7. Бакуменко И.Т., Вартанова Н.С., Золотухин В.В. и др. Академик В.С.Соболев (к 70 летию со дня рождения). - Геол. и геофиз., 1978, № 5, с. 150-153.

8. Васильев Ю.Р. Магнетиты и титаномagnetиты ультраосновных интрузий Маймеча-Котуйского района и вопросы их генезиса. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.9, с. 46-65.

9. Васильев Ю.Р. Оливины ультраосновных пород севера Сибирской платформы. - В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 101-118.

10. Васильев Ю.Р. Проблемы ультраосновных расплавов. - В

кн.: Проблемы петрологии земной коры и мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 19–26.

II. Васильев Ю.Р. Природа оливинов в щелочно-ультраосновных комплексах. – В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 103–120.

12. Васильев Ю.Р. Ультраосновной магматизм Сибирской платформы (тезисы). – В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновной магмы. Новосибирск: 1980, с. 18–19.

13. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Проблемы платформенного магматизма. Статья 3. Ультраосновной магматизм платформенных областей. – Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 33–47.

14. Васильев Ю.Р., Симон А.К. Ультраосновные расплавы в земной коре. – В кн.: Проблемы петрологии. Труды Всесоюз. петрографич. совещания. Алма-Ата, 1976, с. 106–119.

15. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Коненко В.Ф. О генезисе титано-магнетит-оливиновых нодулярных образований в ультрабазитах Бор-Урайской интрузии. – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: 1976, т.9, с. 65–72.

16. Васильев Ю.Р., Коненко В.Ф., Королук В.Н. Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы). – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.10, с. 7–17.

17. Васильев Ю.Р., Соболев А.В., Хмельникова О.С. Составы оливинов ультраосновных пород Сибирской платформы. – В кн.: XI съезд Международ. Минералогич. ассоциации. (Тезисы докладов). Новосибирск; ИГиГ, 1978, т.1, с. 6–7.

18. Васильев Ю.Р., Дымкин А.М., Золотухин В.В., Коненко В.Ф., Павлов А.Л., Пospelова Л.Н. О магнетитовом оруденении в щелочно-ультраосновных комплексах. – В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 30–39.

19. Васильев Ю.Р., Дымкин А.М., Золотухин В.В., Павлов А.Л., Пospelова Л.Н. Проблемы генезиса магнетитового оруденения в щелочно-ультраосновных комплексах. – В кн.: Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979, с. 30–56.

20. Валлинский В.В. Особенности состава и зональность в хи-

мизме гипербазитов переходной зоны от океана к континенту. - Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 15-21.

21. Велинский В.В. Особенности распределения петрогенных химических элементов в магматических горных породах. - В кн.: Материалы по минералогии и петрологии основных и ультраосновных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 39-67.

22. Велинский В.В. Серпентинизация гипербазитов (новые представления о природе процесса). - Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 52-62.

23. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. - Новосибирск: Наука, 1979. - 265 с.

24. Велинский В.В. Особенности распределения петрогенных химических элементов в магматических горных породах базальтоидного ряда. - В кн.: Геохимия магматических горных пород. М.: ГЕОХИ, 1979, с. 56-57.

25. Велинский В.В., Вартанова Н.С. Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы. - Геол. и геофиз., 1978, № 8, с. 133-136.

26. Велинский В.В., Вартанова Н.С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы. - В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 14-27.

27. Велинский В.В., Вартанова Н.С. Особенности петрохимии офиолитового вулканизма Тувы. - Там же, с. 131-147.

28. Велинский В.В., Пинус Г.В. К вопросу о природе ультраосновных пород складчатых областей (на примере Куз. Алатау). - В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. III-129.

29. Велинский В.В., Банников О.Л., Ковязин С.В. Состав минералов гипербазитов Западного Сангилена (Тува). - В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 54-74.

30. Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В. Гипербазиты северо-западной части Сангиленского срединного массива. - Геол. и геофиз., 1978, № II, с. 14-25.

31. Велинский В.В., Щербакова М.Я., Банников О.Л., Истомин В.Е. Структурная неоднородность оливинов из массивов альпинотипных гипербазитов. - В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 98-103.

32. Золотухин В.В. К вопросу о каплевидности формы вкрапленников сульфидов в Норильских рудоносных интрузиях. – Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. II4–II9.

33. Золотухин В.В. К познанию генезиса эндогенных рудных формаций. – В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 50–55.

34. Золотухин В.В. Об ассоциации высокожелезистых метасоматических минералов в Норильских рудах как околорудных изменениях, имеющих важное поисковое значение. – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.9, с. 93–II2.

35. Золотухин В.В. Об ассоциации низкотемпературных кальциевых минералов в рудоносных норильских дифференцированных интрузиях. – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.10, с. 93–98.

36. Золотухин В.В. О некоторых спорных вопросах рудообразования. – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.9, с. I40–I53.

37. Золотухин В.В. Некоторые петрологические проблемы генезиса сульфидного медно–никелевого оруденения. – В кн.: Петрологические основы формирования сульфидных медно–никелевых месторождений. Петрозаводск, 1978, с. I4–I5.

38. Золотухин В.В. Об источниках вещества медно–никелевых сульфидных руд. – В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ. Новосибирск: Наука, 1978, с. 4–I5.

39. Золотухин В.В. Такситовые габбро–долериты и габбро дифференцированных трапловых интрузивов как вероятный результат метаматматической дебазификации. – В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. I6–29.

40. Золотухин В.В. Основные параметры процесса возникновения и вопросы генезиса сульфидных медно–никелевых руд (на примере Норильских). – В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, т.1, с. I38–I48.

4I. Золотухин В.В. Петрологические аспекты формирования рудоносных трапловых интрузий севера Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1979, № 5, с. 3–I5.

42. Золотухин В.В. Проблемы генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения в базит-гипербазитовых комплексах. - В кн.: Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979, с. 60-63.

43. Золотухин В.В. О новом районе распространения магнезиальных траппов Норильского типа на Сибирской платформе.- Докл. АН СССР, 1980, т.253, № 3, с.688-693.

44. Золотухин В.В. Сопоставление эволюции составов оливина и клинопироксенов в процессе дифференциации магмы в некоторых интрузиях норильского типа.- В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: ИГиГ, 1980, с. 73-74.

45. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Проблемы платформенного магматизма. Статья 2. Дифференциация как причина многообразия магм. - Геол. и геофиз., 1976, № 4, с. 58-67.

46. Золотухин В.В., Рябов В.В. Проблемы генезиса сульфидных медно-никелевых руд и основные параметры процесса. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: ИГиГ, 1977, т.1, с. 50-53.

47. Золотухин В.В., Сухорукова С.С. О находке ледниковых валунов магнезиальных траппов в среднем течении р.Енисей. - Докл. АН СССР, 1977, т.232, № 2.

48. Золотухин В.В., Сухорукова С.С. Перспективы открытия новых провинций магнезиальных траппов на Сибирской платформе в связи с находками их обломков в четвертичных моренах. - Геол. и геофиз., 1978, № 9, с. 59-67.

49. Золотухин В.В., Щедрин Н.Ф. Дифференцированные интрузии Иманджинского рудного узла.- Новосибирск: Наука, 1977.-134 с.

50. Золотухин В.В., Яншин А.Л. К истории прогноза Сибирских алмазов. - В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 3-7.

51. Золотухин В.В., Коненко В.Ф. Сосуществующие магматические минералы в породах Мантуровской дифференцированной интрузии.- В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 29-47.

52. Золотухин В.В., Ушаков Г.Д., Рябов В.В. О вероятном механизме образования норильских сульфидных "жил внедрения". - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.9, с. 176-192.

53. Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р. и др. Петрология и перспективы рудоносности трапхов севера Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1978. - 286 с.

54. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Рябов В.В., Коненко В.Ф. Петрология ультраосновных и щелочно-ультраосновных интрузий севера Сибирской платформы. - В кн.: Магматизм глубинных разломов в главных типах структур земной коры. Новосибирск: ИГиГ, 1976, с. 28-44.

55. Золотухин В.В., Виленский А. ., Рябов В.В., Кароншев В.Д., Немененок Т.И. и др. Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа. - Новосибирск: Наука, 1978. - 165 с.

56. Кепежинский В.В., Агафонов Л.В., Баярхуу Ж. Глубинные включения, альпинотипные гипербазиты и проблема их соотношения. - Докл. АН СССР, 1980, т.250, № 2, с. 427-430.

57. Корнева Т.А., Леснов Ф.П. Фазовый состав тонкодисперсных продуктов изменения основных плагиоклазов по данным термического анализа. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.10, с. 17-33.

58. Кутагин В.А., Агафонов Л.В. Кинетика растворения оливина, пироксенов и пиропы в базальтовом расплаве и вебстеритовая модель верхней мантии. - В кн.: XI съезд Международ. минералогич. ассоциации. Тезисы доклада. Новосибирск: ИГиГ, 1978, т.2, с. 60.

59. Кутагин В.А., Агафонов Л.В. О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных модулей. - Геол. и геофиз., 1978, № 5, с. 3-13.

60. Кутагин В.А., Агафонов Л.В., Чекурнов А.И. Относительная устойчивость оливина, пироксена в базальтовой магме и состав верхней мантии. - Докл. АН СССР, 1976, т.231, № 5, с.1218-1221.

61. Кузнецов В.А., Щербаков Ю.Г., Золотухин В.В. и др. Параметры распределения элементов как источник информации об условиях рудообразования. - В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: ГЕОХИ, 1979, с. 3-5.

62. Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Васильев Ю.Р., Велиский В.В. и др. Формационный анализ в магматической геологии. - В кн.: Фундаментальные исследования. Науки о Земле. Новосибирск: Наука, 1977, с. 38-46.

63. Леснов Ф.П. О структурно-текстурных критериях воздей-

ствия габброидов на гипербазиты в базит-гипербазитовых плутонах складчатых областей. – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.10, с. 75–80.

64. Леснов Ф.П. О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии. – В кн.: Геология и магнетизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 156–157.

65. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В. Материалы к геологии и петрологии Баянхонгорского базит-гипербазитового пояса в Центральной Монголии. – В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 27–54.

66. Леснов Ф.П., Заняков В.Н. Ксенолиты ультраосновных пород в четвертичных базальтах мыса Наварин. – В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 85–92.

67. Леснов Ф.П., Корольк В.Н. Первые данные о распределении изоморфной примеси железа в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей СССР. – Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 922–924.

68. Леснов Ф.П., Крестин Е.М. Породообразующие минералы габброидов Курско-Воронежского кристаллического массива (Смординский и Светлодубайский участки). – В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 74–84.

69. Леснов Ф.П., Лихонидов Г.Г. Породообразующие плагиоклазы и некоторые вопросы петрологии Бельтауского гипербазит-базитового плутона (Узбекистан). – В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 147–157.

70. Леснов Ф.П., Лысаков В.С. Новые данные по люминесценции плагиоклазов основного состава. – Геол. и геофиз., 1979, с. 140–144.

71. Леснов Ф.П., Пинус Г.В. О некоторых особенностях гетерогенных габброидных базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей (на примере Анадырско-Корякской складчатой системы). – В кн.: Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ, 1976, с. 86–92.

72. Леснов Ф.П., Прудовский Э.Л. Породообразующие минералы

базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.9, с. 32-45.

73. Леснов Ф.П., Симонова В.И. Распределение бора в плагиоклазах из пород базит-гипербазитовых плутонов. - Там же, с. 79-92.

74. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Кузнецова И.К. Щелочной амфибол группы кроссит-родусит из альбититов Южношидловского гипербазитового массива (Северный Сахалин). - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.10, с. 85-92.

75. Леснов Ф.П., Баярхуу Ж., Королук В.Н. О химизме оливинов из пород Шишхидгольского гипербазитового массива (Северная Монголия). - В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 235-240.

76. Леснов Ф.П., Меляховецкий А.А., Баярхуу Ж. Шишхидгольский гипербазитовый массив (Северная Монголия). - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 130-145.

77. Леснов Ф.П., Прутов В.П., Гулецкая Э.С. О химизме плагиоклазов и пироксенов из габброидов Рыбинского плутона (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т.10, с.34-42.

78. Леснов Ф.П., Симонов В.А., Поспелова Л.Н. Об условиях кристаллизации габброидов Кульского базит-гипербазитового плутона (Корякское нагорье). - В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 174-189.

79. Леснов Ф.П., Щербакова М.Я., Истомин В.Е. Спектры ЭПР Fe^{3+} в основных плагиоклазах, их типизация и петрогенетическое значение. - Геол. и геофиз., 1980, № 10, с. 52-62.

80. Леснов Ф.П., Щербакова М.Я., Лысаков В.С. и др. О кристаллохимической примеси железа в основных плагиоклазах в связи с вопросами их типоморфизма. - В кн.: Теоретическая и генетическая минералогия. Новосибирск: Наука, 1980, с. 17-22.

81. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Липовский Ю.О. О первой находке муассанита в Монголии. - Геол. и геофиз., 1976, № 6, с. 119-121.

82. Леснов Ф.П., Королик В.Н., Федорченко В.И., Кутнев Ф.Ш. Изоморфная примесь железа в плагиоклазах из базальтоидов некоторых вулканов Курил и Камчатки. – В кн.: Генетическая и экспериментальная минералогия. Новосибирск: Наука, 1978, с. 98–100.

83. Леснов Ф.П., Щербакова М.Я., Лысков В.С., Королик В.Н. Кристаллохимическая примесь железа в основных плагиоклазах и вопросы их типоморфизма. – В кн.: XI съезд Международ. минералогич. ассоциации (Тезисы докл.). Т. I. Новосибирск: ИГиГ, 1978, II9 с.

84. Меляховецкий А.А., Леснов Ф.П. О гипербазитах Шихид-гольского массива (МНР). – Геол. и геофиз., 1976, № II, с. 144–149.

85. Пинус Г.В. Структурное положение альпинотипных гипербазитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе. – Геол. и геофиз., 1976, № 8, с. 3–10.

86. Пинус Г.В., Агафонов Л.В. Место альпинотипных гипербазитов в разрезе мантии Земли. – В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 117–129.

87. Пинус Г.В., Агафонов Л.В. О времени образования и внедрения альпинотипных гипербазитов в каледонидах Центральной Азии. – Геол. и геофиз., 1978, № II, с. 3–6.

88. Пинус Г.В., Агафонов Л.В. О направлении поисков бокситов в Сибири. – Геол. и геофиз., 1979, № 5, с. 16–21.

89. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса. – Геол. и геофиз., 1979, № II, с. 10–20.

90. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Строение офиолитовых ассоциаций Монголии и возможный механизм их образования. Геол. и геофиз., 1980, № II, с. 26–34.

91. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П., Баярхуу Ж. Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения. – В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 145–155.

92. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П., Баярхуу Ж., Поспелова Л.Н., Кузнецова А.И. Диаспоровые бокситы хр. Ихэ-Дариби (МНР). – Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 2, с. 413–416.

93. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Банников О.Л., Баярхуу Ж. Гипербазитовые пояса Центральной Азии и некоторые общие вопросы петрологии гипербазитов. – В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 94–105.

94. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Колесник Ю.Н., Агафонов Л.В., Баников О.Л. Гипербазиты складчатых областей как индикаторы вещества верхней мантии. – В кн.: Магматизм глубинных разломов в главных типах структур земной коры. Новосибирск: ИГиГ, 1976, с. 3–27.

95. Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. – Новосибирск: Наука, 1977. – 391 с.

96. Рябов В.В., Золотухин В.В. Состав породообразующих минералов траппов как показатель важнейших петрологических процессов. – В кн.: XI съезд Международ. минералогич. ассоциации (Тезисы докл.). Новосибирск: ИГиГ, 1978, т. I, с. 51–53.

97. Слодкевич В.В., Леснов Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о.Сахалин). – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т. I0, с. 53–63.

98. Соболев В.С., Золотухин В.В., Ревердатто В.В. Академик Д.С. Коржинский (к 80 летию со дня рождения). – Геол. и геофиз., 1979, № 9, с. 163–164.

99. Столповская В.Н., Леснов Ф.П. Исследование ортопироксенов и клинопироксенов базит-гипербазитовых плутонов методом ИК-спектроскопии. – В кн.: Докембрийско-раннепалеозойская история Урала. Свердловск, 1980, с. 75–76.

100. Сухорукова С.С., Золотухин В.В. Состав чедниковых валунов в среднем течении р. Енисей и источники поступления обломков магнезиальных траппов. – Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 25–33.

101. Щедрин Н.Ф., Золотухин В.В. О дайках долеритов и габбро-долеритов в Имангдинском районе и их поисковом значении на сульфидные медно-никелевые руды. – Геол. и геофиз., 1980, № 3, с. 35–48.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Раздел I. <u>МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ: ОБЗОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ,</u> <u>СИСТЕМАТИКА, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, РУДОНОСНОСТЬ</u>	
Ю.А.Кузнецов, А.Ф.Белоусов, Г.В.Поляков. Опыт разработки и применения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава	4
А.Ф.Белоусов, А.П.Кривенко, З.Г.Полякова, В.И.Фоминых. Зависимость состава вулканических формаций от типов геолого-тектонических обстановок	9
Э.П.Изох. Мезозойско-кайнозойские гранитоидные формации Дальнего Востока и оценка их рудоносности	17
А.Г.Владимиров, А.Э.Изох. Позднегерцинский магматизм Чарской зоны (Восточный Казахстан)	27
А.П.Пономарева. Минеральный состав и минералогическая эволюция гранитоидных ассоциаций	33
Б.Ф.Налетов. Вещественный состав рудоносных магматических ассоциаций как критерий их диагностики и условий формирования	41
А.Н.Дистанова. Раннепалеозойские гранитоидные формации Юго-Западного Забайкалья и Восточной Тувы	45
В.Н.Довгаль, В.А.Широких. Основные тенденции развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау	53
А.Е.Телешев. Гранитоидные ассоциации повышенной щелочности Восточной Тувы	61
Г.В.Поляков, А.П.Кривенко, В.И.Богнибов, П.А.Балыкин. Габброидные формации складчатых областей	68
В.А.Куталин. Состав верхней мантии и проблемы происхождения и рудоносности кайнозойских базальтоидных формаций ...	77
И.М.Волохов. Геолого-петрологические факторы разнообразия магматических формаций	85
Р.М.Слободской. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах	97
Литература	105

Раздел П. ГЛУБИННЫЙ (МАНТИЙНЫЙ) МАГМАТИЗМ ПОДВИЖНЫХ
И СТАБИЛЬНЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ

Г.В.Пинус, Л.В.Агафонов, Ф.П.Леснов. Гипербазиты Монгольской Народной Республики и их металлогения	120
В.В.Велинский, Н.С.Вартанова, О.Л.Банников, С.В.Ковязин. Офиолиты Алтае-Саянской складчатой области	128
В.В.Золотухин, В.В.Рябов, З.В.Щербакова. Петрология рудоносных трапхов Сибирской платформы	138
Ю.Р.Васильев, В.Ф.Коненко. Петрогенетические особенности ультраосновного магматизма севера Сибирской платформы	146
Литература	155

**МАГАЗИН "НАУКА" ИМЕЕТ В ПРОДАЖЕ И ВЫСЛАЕТ НАЛОЖЕННЫМ
ПЛАТЕЖОМ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:**

Довгаль В.Н. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1980. 3-40.

Захаров В.А. Бухиды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М., Наука, 1981. 5-40.

Ковалев В.П. Герцинский магматизм Предсаянья. Новосибирск, Наука, 1980. 6-10.

Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск, Наука, 1979. 3-50.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск, Наука, 1980. 3-40.

Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск, Наука, 1974. 1-46.

Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1978. 3-00.

Потальев В.В., Маликова И.Н. Баланс вещества в процессе формирования Каркаралинского плутона. Новосибирск, Наука, 1974. 2-40.

Симонов В.А. Условия минералообразования в негранитных пегматитах. Новосибирск, Наука, 1981. 1-70.

Стратиграфия юрской системы севера СССР. М., Наука, 1976. 4-71.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин. (Стратиграфия). Новосибирск, Наука, 1979. 4-70.

Ушакова А.И. Атлас структур и ультраструктур карбонатных пород Сибири. Новосибирск, Наука, 1979. 2-30.

Ушакова Е.Н. Биотиты магматических пород. Новосибирск, Наука, 1980. 5-70.

Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск, Наука, 1980. 6-50.

Адрес магазина: 630090, Новосибирск 90, Морской просп. 22, магазин "Наука", отдел "Книга-почтой".

**МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ПЕТРОЛОГИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД**

Сборник научных трудов

**Ответственный редактор
академик Ю.А. Кузнецов**

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Л.А.Довгаль
Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 14.VIII.1981г. МН 03365.
Бумага 60×84/16. Печ.л. 10,5. Уч.-изд.л. 9,85.
Тираж 500. Заказ 244. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.